

Die approbierte Originalversion dieser Diplom-/  
Masterarbeit ist in der Hauptbibliothek der Tech-  
nischen Universität Wien aufgestellt und zugänglich.

<http://www.ub.tuwien.ac.at>



The approved original version of this diploma or  
master thesis is available at the main library of the  
Vienna University of Technology.

<http://www.ub.tuwien.ac.at/eng>

**DIPLOMARBEIT**  
Master Thesis

**Untersuchung zur Abhängigkeit des Verschiebungsverhaltens  
großer Massenbewegungen von der Jahreszeit  
und der Höhenlage**

**Investigations on the dependency of the deformation behaviour of large  
mass movements concerning the season and altitude**

ausgeführt zum Zwecke der Erlangung des akademischen Grades  
eines Diplom-Ingenieurs

unter der Leitung von

Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Rainer Poisel  
E220 – Institut für Geotechnik - Ingenieurgeologie

eingereicht an der Technischen Universität Wien  
Fakultät für Bauingenieurwesen

von

Florian Weber, BSc  
0826478  
2100 Stetten, Wienerstraße 6/6

Wien, am 16.09.2013

## **Kurzfassung**

Als tiefreichenden Massenbewegungen werden Hangrutschungen bezeichnet, deren Gleitfläche oder -zone einige Zehnermeter unter der Geländeoberkante liegt. Solche großen Gesamtmassen bewegen sich vorwiegend mit geringer Geschwindigkeit, meist einige Zentimeter im Jahr. Trotz geringer Verschiebungsgeschwindigkeiten können an Gebäuden oder Infrastruktureinrichtungen, wie Verkehrswegen oder Versorgungsleitungen, aufgrund der großen Massen erhebliche Schäden entstehen.

Beispiele für das Bewegungsverhalten von tiefreichenden Massenbewegungen in unterschiedlichen Höhenlagen zeigen, dass in der Mehrzahl der Fälle der entscheidende Einflussfaktor die Lage des Bergwasserspiegels ist. Darüber hinaus kann beobachtet werden, dass sich Hangrutschungen in niedriger Seehöhe anders verhalten als in großer Seehöhe.

Die Diplomarbeit umfasst die Auswertung geologischen und hydrologischen Messdaten und stellt einen Zusammenhang zwischen dem Verschiebungsverhalten von tiefreichenden Massenbewegungen und dem Wasserhaushalt da. Dazu werden die Summanden der Wasserhaushaltsgleichung in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der Seehöhe ermittelt.

Das Ergebnis zeigt, dass bei Massenbewegungen in Seehöhen über 1000 müA die größten Verschiebungen im späten Frühjahr und im Sommer auftreten. Begründet kann dies durch die in dieser Zeit auftretenden Schneeschmelze werden, die eine unmittelbare Anhebung des Bergwasserspiegels bewirkt.

Bei beobachteten tiefreichenden Massenbewegungen in einer Seehöhe unter 1000 müA treten die Verschiebungen hauptsächlich in den Wintermonaten auf. Die Auswertungen der Messergebnisse bei der Hangbewegung Neubruck und der Vergleich mit hydrologischen Daten ergeben die folgenden Erkenntnisse.

Aufgrund der geringen Verdunstung im Winter, der geringen Wassermenge die in Form von Schnee für längere Zeit gespeichert wird und einem zusätzlichen Rückstau des Bergwassers wegen geringer Durchlässigkeit der zumindest zeitweisen gefrorenen Oberfläche wird die maximale Höhe des Bergwasserspiegels bei geringer Seehöhe im Winter erreicht.

Auch zeigen die Untersuchungsergebnisse dieser Arbeit, dass sich einzelne Niederschlagsereignisse nur selten unmittelbar auf das Verschiebungsverhalten von tiefreichenden Massenbewegungen auswirken.

## **Abstract**

Deep-seated mass movements are defined as landslides where the sliding surface or zone is located a few tens of meters below surface. Such large landslides move at low speed, usually a few centimetres a year. Despite the low displacement speeds, large mass movements may cause significant damages on existing buildings or infrastructure such as roads or power lines in this area.

Examples of the behaviour of mass movements at different altitudes show that in the majority of cases, the height of the water level is the decisive factor. It can be observed that landslides at low altitude behave differently than at high altitude.

The thesis includes the analyses of water balance and hydrological data illustrates the behaviour of deep-seated mass movements. The summands of the water balance equation will be determined depending on the season and the altitude.

The result for large mass movements at altitudes above 1000 m a.s.l. shows that the largest deformation occurs in late spring and summer. This can be justified by the snow melt occurring in this period, which causes an immediate increase of the height of the water level.

The deformation of observed mass movements at an altitude below 1000 m a.s.l. occurs mainly in the winter months. Analysis of the measurements at the mass movement Neubruck and a comparison with hydrological data yield the following findings.

Due to the low evaporation in winter, the small amount of water which is stored in form of snow for a longer time and an additional backwater of the water table because of low permeability of the at least temporarily frozen surface in the cold season the maximum height of the water table is achieved at low altitude in winter.

The test results of this thesis also show that individual precipitation events rarely affect the deformation behaviour of deep-seated mass movements.

## Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	4
1.1	Motivation, Problemstellung und Zielsetzung .....	5
2	Allgemeines über Massenbewegungen .....	6
2.1	Geologie und Geometrie.....	6
2.2	Eigenschaften von Massenbewegungen.....	7
2.2.1	Ablöse- bzw. Versagensmechanismen .....	7
2.2.2	Ausbreitungsmechanismen.....	11
2.2.3	Geschwindigkeitsverlauf .....	11
2.3	Übersicht über Einflussfaktoren.....	12
2.4	Beobachtungsmethoden von Massenbewegungen.....	12
2.4.1	Messtechnik in der Geotechnik.....	12
3	Einflussfaktoren.....	16
3.1	Meteorologie.....	16
3.1.1	Lufttemperatur in geringer Seehöhe .....	18
3.1.2	Lufttemperatur in großer Seehöhe .....	19
3.2	Hydrologie .....	19
3.2.1	Allgemeines .....	19
3.2.2	Wasserkreislauf und Wasserbilanz.....	21
3.2.3	Niederschlag.....	24
3.2.4	Verdunstung.....	27
3.2.5	Abfluss .....	30
3.2.6	Infiltration.....	32
3.2.7	Wasserspeicherung .....	33
3.3	Bodenerosion .....	35
3.3.1	Erosion infolge Wasserströmungen .....	35
3.3.2	Erosion infolge Windströmungen .....	36
4	Massenbewegungen in geringer Seehöhe.....	38
4.1	Hangbewegung Neubruck (Österreich).....	38

4.1.1	Beschreibung.....	39
4.1.2	Vergleich der Messdaten .....	40
4.2	Rutschung Depoe Bay (USA) .....	44
4.3	Zusammenfassung.....	46
5	Massenbewegungen in großer Seehöhe.....	47
5.1	Hangbewegung Gradenbach (Österreich).....	47
5.2	Großhangbewegung Lärchberg/Galgenwald (Murau, Österreich) .....	49
5.2.1	Statistische Untersuchungen Verschiebungen – Niederschläge.....	52
5.3	Großhangbewegung Hochmais (Speicher Gepatsch, Österreich).....	55
5.4	Großhangbewegung Beauregard (Aostatal, Italien) .....	56
5.5	Großhangbewegung Randa (Wallis, Schweiz).....	57
5.6	Rutschung Gryfenbach (Lauterbrunnen, Schweiz).....	58
5.7	Zusammenfassung.....	59
6	Hypothesen .....	60
7	Lösung der Wasserbilanzgleichung .....	61
7.1	Der Wasserhaushalt der Alpen [Baumgartner et al., 1983].....	62
7.1.1	Wasserhaushalt in Abhängigkeit der Höhenlage .....	62
7.1.2	Wasserhaushalt in Abhängigkeit der Jahreszeit.....	68
7.1.3	Ergebnis.....	75
7.2	Unterteilung in Abflusskomponenten.....	78
7.2.1	Jessnitz .....	81
7.2.2	Liesingbach .....	82
7.2.3	Unterthaler Bach .....	83
7.2.4	Teischnitzbach.....	84
7.2.5	Ergebnis.....	85
7.3	Lösung der Wasserbilanzgleichung mittels einzelnen Niederschlags- und Abflussereignissen aus eHYD .....	87
7.3.1	Ergebnis.....	93
7.4	Gesamtergebnis der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten .....	94

8	HOAL - Hydrological Open Air Laboratory .....	96
9	Interpretation der Untersuchungsergebnisse.....	99
9.1	Seehöhe größer 1000 müA .....	99
9.2	Seehöhe geringer 1000 müA.....	101
10	Zusammenfassung.....	103
	Quellenverzeichnis .....	106
	Abbildungsverzeichnis .....	110
	Tabellenverzeichnis .....	113

## 1 Einleitung

Immer wieder stellen Massenbewegungen ein Problem für die Menschen und deren Infrastruktur dar. Zusätzlich steigt die Gefahr durch Aktivitäten von labilen Hängen aufgrund der Ausdehnungen der Siedlungen im alpinen Raum stetig. Eine Gefahrenabschätzung und Prognose ist eine schwierige Aufgabe und beinhaltet meist große Unsicherheiten. Voraussetzung dafür ist jedenfalls, über die Vorgänge im Boden und die auslösenden Faktoren Bescheid zu wissen und diese zu verstehen. Jedoch ist dies vor allem bei tiefreichenden Massenbewegungen, bei denen die Gleitzone oftmals in einer Tiefe von 100 m und mehr unter der Erdoberfläche liegt, technisch sehr aufwendig.

Die vorliegende Arbeit untersucht das Verschiebungsverhalten tiefreichender Großhangbewegungen und stellt einen Vergleich zwischen Großhangbewegungen in großer und geringer Seehöhe abhängig von der Jahreszeit dar. Hauptaugenmerk wird dabei auf das Bergwasser gelegt, womit hydrologische Aspekte eine große Rolle spielen.

Massenbewegungen wird erst dann große Aufmerksamkeit gewidmet, wenn Menschen oder deren Gebäude gefährdet sind. Sinkt das Gefährdungspotenzial, erlahmt rasch das öffentliche Interesse und die finanziellen Mittel versiegen. Somit wurden die wenigsten Massenbewegungen längerfristig mit einem professionellen Monitoringprogramm ausgestattet und beobachtet. Aufzeichnungen der oberflächlichen Verschiebungen im Verlauf der Zeit sind bei den bekannten Bewegungen zwar teilweise vorhanden. Tägliche Messungen des Bergwasserspiegels, der oft einige Zehnermeter unter der Geländeoberfläche liegt, stehen jedoch nur in den seltensten Fällen zur Verfügung. Auch Niederschlags- und Temperaturmessungen in der unmittelbaren Umgebung sind oftmals nicht vorhanden, zusätzliche Wettermessstationen werden selten installiert. Gerade in den Alpen kann der Niederschlag sehr lokal sein, womit eine Vergleichbarkeit erschwert ist [vgl. Poisel R. et al., 2013: S. 1f.].

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, Regelmäßigkeiten und Zusammenhänge an Hand von Vergleichen mit Hilfe von Fallbeispielen zu erkennen und somit Grundregeln zu formulieren.

Die Schwierigkeit dabei ist, dass Großhangbewegungen in Bezug auf z.B.

- topografische Verhältnisse (z.B. bewegtes Volumen, Hangausrichtung, Höhenlage),
- geologische, hydrogeologische und geotechnische Verhältnisse,
- zurückgelegte Verschiebungen und die sich daraus ergebende Auflockerung und
- klimatische Verhältnisse

Individuen sind und somit die Ableitung von allgemeingültigen Regeln kaum zulassen.

## **1.1 Motivation, Problemstellung und Zielsetzung**

Es ist bekannt, dass tiefreichenden Massenbewegungen im Hochgebirge in den meisten Fällen im Frühjahr und Sommer die größten Verschiebungen verzeichnen. Verantwortlich dafür ist der Einfluss der Schneeschmelze auf das Bergwasser. Jüngste Beobachtungen von Hangbewegungen in niedriger Seehöhe zeigen aber ein konträres Verhalten. Dabei wurden die größten Verschiebungsgeschwindigkeiten in der kalten Jahreszeit erfasst. In der Diplomarbeit wird unter einer niedrigen Seehöhe stets eine Höhe kleiner 1000 müA verstanden.

Problemstellung und Herausforderung der Arbeit ist es, herauszufinden, ob diese Beobachtungen einer Regelmäßigkeit folgen, eine Begründung dafür gefunden werden kann und ob dadurch auf das Verhalten zukünftiger Massenbewegungen bei niedriger Seehöhe geschlossen werden kann.

Somit ist das Ziel dieser Arbeit, Informationen und Ergebnisse zu erhalten, ob tiefreichende Massenbewegungen in größerer Seehöhe (Hochgebirge) ein anderes zeitliches Verschiebungsverhalten aufweisen als solche in geringer Höhenlage. Bisher konnten lediglich Hypothesen aufgestellt werden, welche Gründe dies haben kann. Diesen soll nun nachgegangen werden, um mögliche Hinweise, warum sich Massenbewegungen in niedriger Seehöhe anders verhalten als die in höher gelegenem Gelände, begründen zu können.

Dazu werden zu Beginn der Arbeit allgemeine Informationen über Massenbewegungen gesammelt. Zusätzlich beschäftigt sich diese Arbeit vor allem mit der Klimatologie und der Hydrologie, da diese Wissenschaften die wichtigsten beeinflussenden Faktoren bei Hangbewegungen sehr gut abdecken. Im Anschluss werden einige Beispiele von Massenbewegungen genannt und Verschiebungsverläufe erläutert. Mit deren Hilfe werden die oben genannten Vermutungen erklärt und Hypothesen aufgestellt. Danach folgen Berechnungen bezüglich des Wasserhaushaltes, um Hinweise für die Richtigkeit der Hypothesen zu finden.



## 2 Allgemeines über Massenbewegungen

*„Unter gravitativen Massenbewegungen versteht man hangabwärtsgerichtete Verlagerungsvorgänge, die in schwach geneigtem bis steilem Gelände überwiegend unter dem Einfluß der Schwerkraft erfolgen. ... Im Unterschied zu fluvialen, äolischen oder glazialen Prozessen bewirkt hier nicht ein Transportmedium (mittelbar) die Verlagerung, sondern die Schwerkraft wirkt unmittelbar. Massenbewegungen sind außerdem dadurch gekennzeichnet, daß benachbarte Partikel im ursprünglichen Verband gemeinsam bewegt oder meist unsortiert abgelagert werden.“ [Zepp H., 2008: S. 103]*

Somit sind Massenbewegungen, auch Hangbewegungen oder Hangrutschungen genannt, ein geomorphologischer Prozess, bei dem keine Stabilität vorhanden ist. Stabilität bedeutet, dass sich Kräfte und Momente im Gleichgewicht befinden und sich das System in Ruhe befindet. Das heißt, dass bei einer Massenbewegung die Beanspruchungen (Belastung durch das Eigengewicht oder durch zusätzliche Einwirkungen) größer als die Reibungs- und Kohäsionskräfte in der Scherzone sind. Infolgedessen werden die Massen von der Gravitation nach unten gezogen. Dieser Vorgang kann in seinem Ablauf zwischen Sekunden und Jahren dauern. Ebenfalls können die Bewegungsgeschwindigkeit und die gesamte betroffene Masse sehr stark variieren. Mehr dazu folgt in den anschließenden Kapiteln.

### 2.1 Geologie und Geometrie

Wenn eine Massenbewegung beobachtet oder vermutet wird, ist meist der erste Schritt, sich über die Geologie im betroffenen Gebiet zu informieren. Mittels vorhandener geologischer Karten oder aber auch nach Erkundung vor Ort kann ein geologischer Aufbau festgestellt werden, welcher für die weitere Beschreibung des vorliegenden Hanges sehr wichtig ist. Auch sind sobald wie möglich Deformationsmessungen durchzuführen, um Bewegungsvektoren ableiten zu können. Zusätzlich kann eine erste Geometrie und Größenordnung der Massenbewegung abgeschätzt werden, wobei hierfür zu Beginn Luftbilder und Begehungen vor Ort sehr hilfreich sein können. In weiterer Folge kann die Massengröße mittels eines 3D-Massenmodells genauer berechnet werden. Dazu sind zusätzlich zum 3D-Geländemodell genauere Informationen über die Lage der oberen und seitlichen Abrisskanten und die Tiefe der Gleitfuge erforderlich. Für die Ermittlung der Tiefe der Massenbewegung eignet sich eine Inklinometermessung, welche in Kapitel 2.4.1 genauer erläutert wird.

## 2.2 Eigenschaften von Massenbewegungen

Grundsätzlich kann eine Massenbewegung durch mehrere Eigenschaften beschrieben und entsprechend eingeteilt werden. Die wesentlichsten werden in diesem Kapitel beschrieben.

In der Literatur sind bezüglich der Klassifizierung mittels der kinematischen Eigenschaften von Massenbewegungen viele Ansätze zu finden. Für die hier gewählte Einteilung wird in Folge zwischen Ablöse- bzw. Versagensmechanismen (Initial Failure Mechanisms) und den Ausbreitungsmechanismen (Run Out Mechanisms) unterschieden. Klassifiziert wird abhängig vom Untergrund (Fest- bzw. Lockergestein) und dem der Bewegung zugrunde liegenden mechanischen Modells.

### 2.2.1 Ablöse- bzw. Versagensmechanismen

In Abbildung 2.1 und Abbildung 2.2 werden zwölf verschiedene mechanische Modelle von Ablösemechanismen im Festgestein [nach Poisel, R. et al., 2004] gezeigt. Anschließend werden diese kurz erläutert.

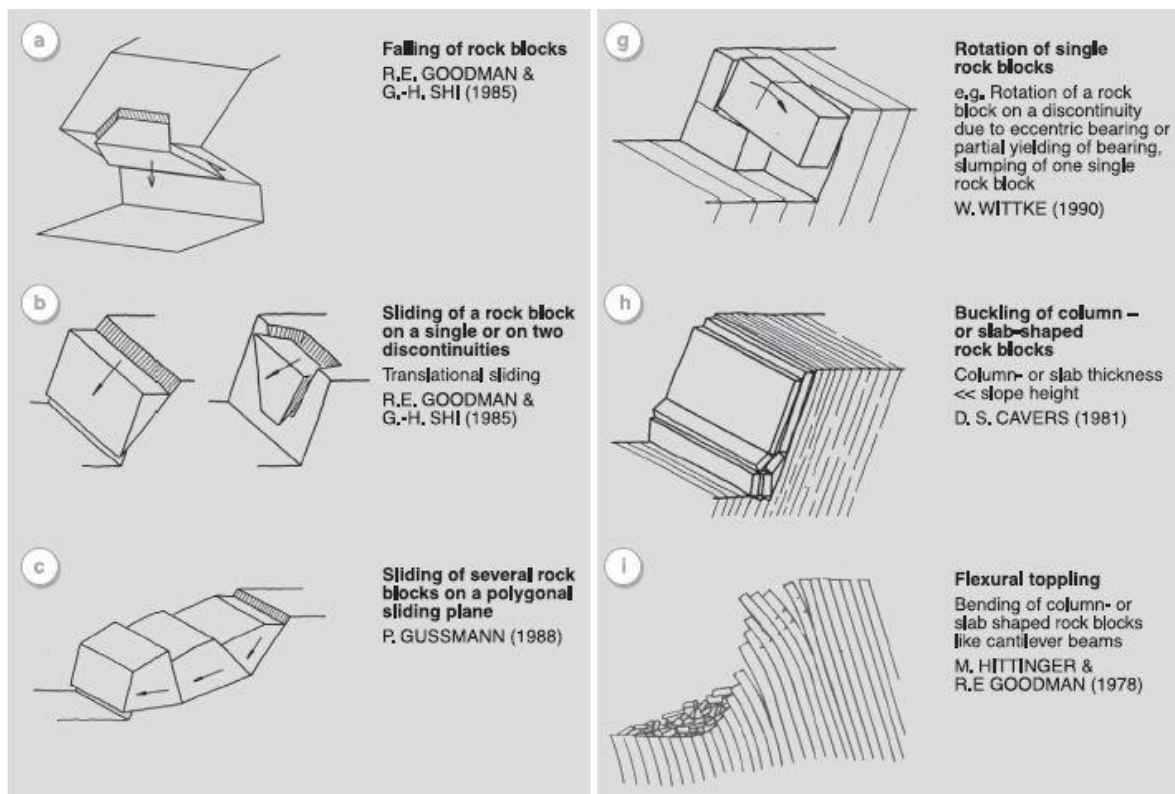


Abbildung 2.1 – Versagensmechanismen im Festgestein– Teil 1  
[aus: Poisel, R. et al., 2004a: S. 41]

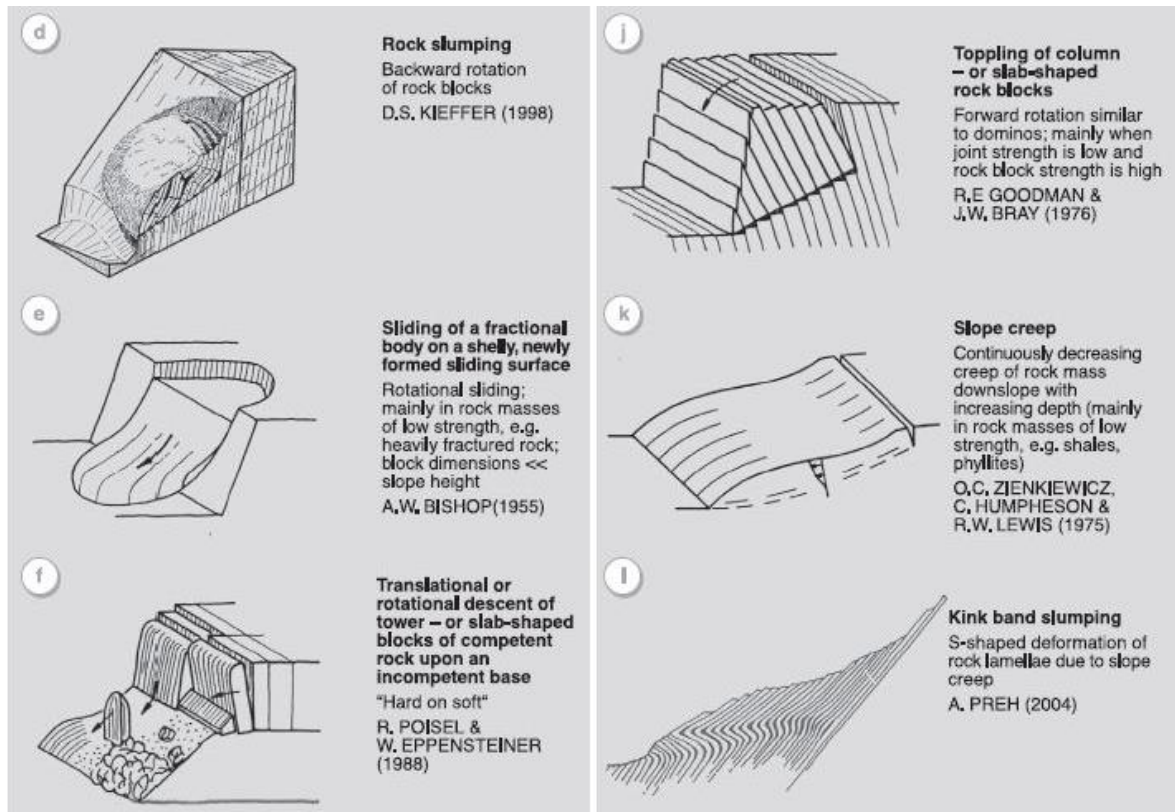


Abbildung 2.2 – Versagensmechanismen im Festgestein – Teil 2  
 [aus: Poisel, R. et al., 2004a: S. 41]

a) Fallen von Kluftkörpern

Ein aus Überhängen stattfindender Ablösevorgang von Fels. Die Scherbewegungen sind vernachlässigbar klein.

b) Gleiten eines Kluftkörpers auf einer oder auf zwei Trennflächen

Das Gleiten ist eine translatorische Bewegung eines mehr oder weniger zusammenhängenden Kluftkörpers. Wird auch als Translationsgleitung oder –rutschung bezeichnet.

c) Gleiten mehrerer Teilkörper auf einer polygonalen Gleitfläche

Ist ein ähnlicher Prozess wie in Punkt b, der Unterschied ist die verschiedene Neigung der Gleitfläche. Somit kommt es zu einem höhenmäßigen Versatz der Teilkörper.

d) Rückwärtsrotation von Kluftkörpern

Bei bestimmter Anordnung der Trennflächen (eine muss steil und die andere flach in Richtung der Hangneigung einfallen) kommt es zu einem Absenken der Kluftkörper im Anbruchbereich.

- e) Gleiten eines Bruchkörpers auf einer muschelförmigen, neugebildeten Gleitfläche

Der auch als Rotationsgleitung beschriebene Mechanismus beschreibt ein Versagen bei stark verwitterten und geklüfteten Festgestein. Es bildet sich eine neue, muschelförmige Gleitfläche aus, wobei es nur zu geringen Deformationen der Gleitmassen kommt.

- f) Abfahren, Abgleiten oder Kippen turmartiger bzw. plattenförmiger Kluftkörper am Rand eines kompetenten Felskörpers auf einem inkompetenten Sockel („hart auf Weich“)

Durch Zugspannungsrisse entstandene turm- oder plattenförmige Kluftkörper, die auf inkompetente, untere Schichten abfahren, abgleiten oder kippen können.

- g) Rotation einzelner Kluftkörper (Torsionsbruch)

Tritt bei Ablösen des Kluftkörpers auf, deren Auflager außermittig oder nachgiebig ist. Vor allem bei Festgestein mit großem Durchtrennungsgrad.

- h) Knicken von säulen- bzw. tafelförmigen Kluftkörpern

Kommt bei Kluftkörpern mit einer Dicke, die ein Vielfaches geringer als deren Höhe ist, vor. Wenn die Eigen- oder Auflast die maximal aufnehmbare Druckkraft überschreitet kommt es zu einem Ausweichen des Kluftkörpers.

- i) Kippen von säulen- bzw. tafelförmigen Kluftkörpern

Tritt bei Kluftkörpern auf, deren Haupttrennflächen steil in den Hang einfallen. Der Vorgang ist ähnlich umfallender Dominosteine.

- j) Biegekippen

Ausgangsbasis sind einscharig geklüftete Körper im Festgestein, deren Trennfläche parallel zum Hang steil einfallen. Durch die Beanspruchung entstehen Biegezugrisse, womit ein Abkippen der neugebildeten Kluftkörper ermöglicht wird.

- k) Hangkriechen

Kommt vor allem bei Festgestein mit geringer Festigkeit vor. Es handelt sich um einen langsamen Verlagerungsprozess, deren Bewegungsgeschwindigkeit mit der zunehmenden Tiefe abnimmt und keine eindeutige Gleitfläche vorhanden ist.

- l) Knickbandsackung

Beschreibt eine S-förmige Verformung von annähernd hangparallel einfallenden Gesteinslagen. Der Vorgang wird von plastischen Deformationen des Gesteins bestimmt (Rapp, M., 2011: S. 12-13)

Abbildung 2.3 zeigt sechs bekannte Ablösemodelle im Lockergestein.

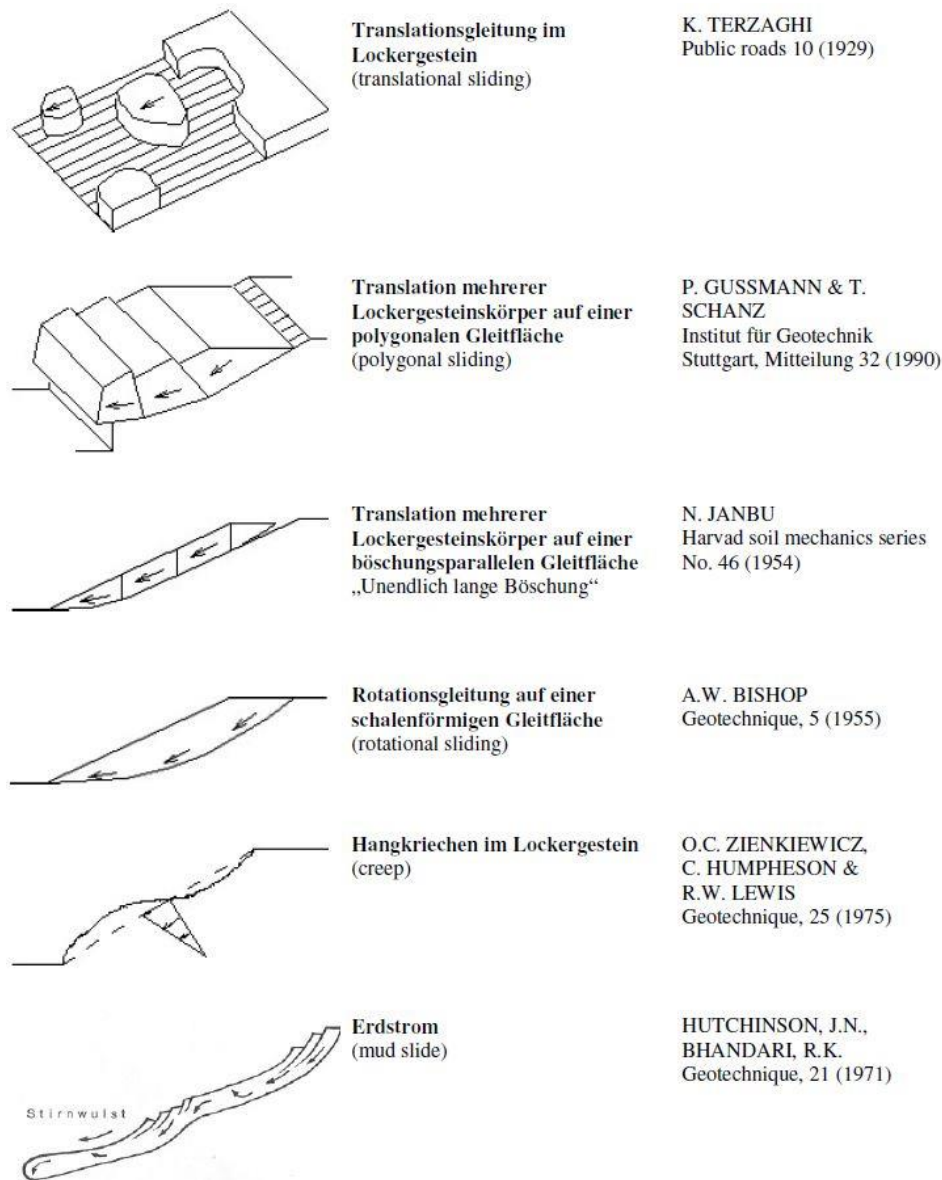


Abbildung 2.3 – Versagensmechanismen im Lockergestein [aus Rapp, M., 2011: S. 14]

Grundsätzlich sind die Versagensmechanismen im Lockergestein der in Abbildung 2.2 gezeigten im Festgestein ähnlich. Unterschied ist, dass keine fest zusammenhängenden Klufkörper vorhanden sind. Zusätzlich kann der Wassergehalt des Materials die Bewegungsform beeinflussen. Zum Beispiel kann durch Erhöhung des Wassergehalts eine Translation mehrerer Lockergesteinskörper in eine erdstromartige Bewegung übergehen.

Es ist allgemein festzustellen, dass eine Klassifizierung meist nicht eindeutig möglich ist. Klare Grenzen zwischen den Mechanismen zu ziehen gestaltet sich sehr schwierig, weshalb es zu Überschneidungen und Kombinationen aus den oben gezeigten kommt.

### 2.2.2 Ausbreitungsmechanismen

Da es derzeit kein Modell gibt, das sowohl Versagens- als auch Ausbreitungsmechanismen (der Sturzprozess) simulieren kann werden diese getrennt betrachtet.

Folgende Unterteilung ist wesentlich:

- Mechanische Modelle für Sturzprozesse, wie Gleiten, Rollen, Springen oder Fallen sind Modelle von einzelnen Blöcken, zum Beispiel Steinschlag. Eine Interaktion der einzelnen Blöcke wird nicht berücksichtigt.
- Für Felsmassenstürze sind mechanische Modelle erforderlich, bei denen die Wechselbeziehungen zwischen den einzelnen Blöcken berücksichtigt werden. Somit bauen diese Modelle auf die Kontinuums- oder Diskontinuumsmechanik auf (Poisel, R. et al., 2004b).

### 2.2.3 Geschwindigkeitsverlauf

Bei längerer Beobachtung des Hanges (mögliche Beobachtungsmethoden sind im Kapitel 2.4.1 zu finden) kann ein Zeit-Verschiebungsverlauf erstellt werden. Daraus ableiten lässt sich die Beschleunigung, welche der Steigung im Diagramm (Abbildung 2.4) entspricht. Es ist das einzige Kriterium, das für eine Prognose herangezogen werden kann. Alle anderen Einflussfaktoren wie Hydrologie, Erdbeben und Lufttemperatur stellen nur Grenzwertbetrachtungen dar und können somit Alarmschwellen überschreiten und einen Alarm auslösen [vgl. Dietzel M., 2009: S. 12f.]. Abbildung 2.4 zeigt allgemein typische Geschwindigkeitsverläufe von Hangbewegungen in einem Zeit-Verschiebungsdiagramm.

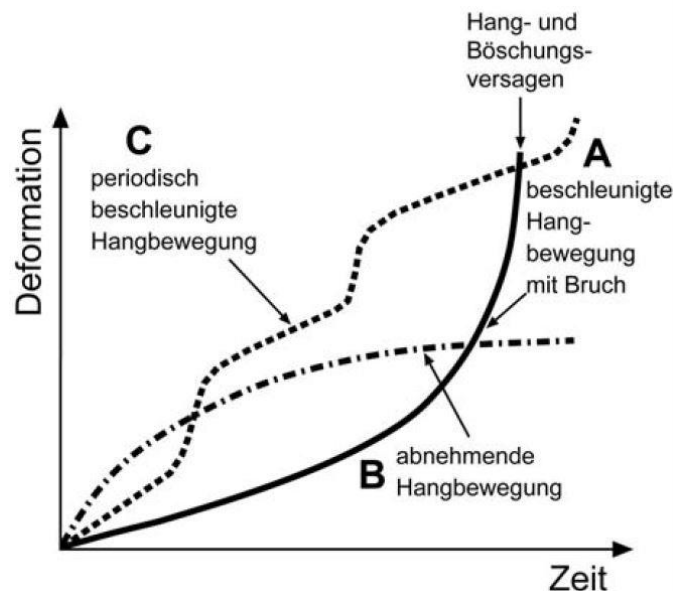


Abbildung 2.4 – Zeit-Verschiebungsverlauf [aus: Zangerl C. et al., 2008: S. 19]

## 2.3 Übersicht über Einflussfaktoren

Im folgenden Kapitel wird übersichtsmäßig aufgelistet, welche Parameter Einfluss auf eine Massenbewegung haben können. Auf die für diese Diplomarbeit wesentlichsten Faktoren wird im „Kapitel 3 - Einflussfaktoren“ noch genauer eingegangen.

- Geologie im Bereich der Massenbewegung
- Höhe des vorhandenen Bergwassers
- Meteorologie
- Hydrologie
- Klimaerwärmung
  - Aufgrund der abschmelzenden Gletscher werden die Hänge durch das fehlende Eis weniger gestützt.
  - Die Permafrostgrenze verlagert sich in höhere Seehöhen, somit sind Gebiete, die zuvor durch Dauerfrost stabilisiert wurden, nun dem Frost-Tau-Wechsel ausgesetzt und können dadurch labil werden.
- Erosion des Untergrundes (Wind, Wasser und Frost-Tau-Wechsel)
  - Änderung der Hangneigung
  - Schwächung des Materials
- Lufttemperatur → verursacht Frost-Tau Wechsel, beeinflusst Aggregatsform des Niederschlags
- Erschütterungen (z.B. durch seismische Aktivitäten)
- Änderung der Vegetationsbedeckung
- Anthropogene Beeinflussung (Bauwerke, Aushub,...)

## 2.4 Beobachtungsmethoden von Massenbewegungen

Erst durch genaue und gezielte Beobachtung der Rutschungen können Eigenschaften festgestellt werden. Das Monitoring einer vorliegenden Massenbewegung ist jedoch vor allem für Prognosen und die Risikoabschätzung von großer Bedeutung. Im folgenden Kapitel werden die wichtigsten Möglichkeiten beschrieben, um die Bewegungsgeschwindigkeit und die Richtung feststellen zu können. Zusätzlich können Druckänderungen aufgezeichnet werden. Die Messung und Auswertung von Einflussfaktoren wie z.B. Niederschlag und Lufttemperatur wird in Kapitel 3 genauer erläutert.

### 2.4.1 Messtechnik in der Geotechnik

Abbildung 2.5 zeigt eine Übersicht über die heute dem Stand der Technik entsprechenden Überwachungsmöglichkeiten von Hangbewegungen in der Geotechnik.

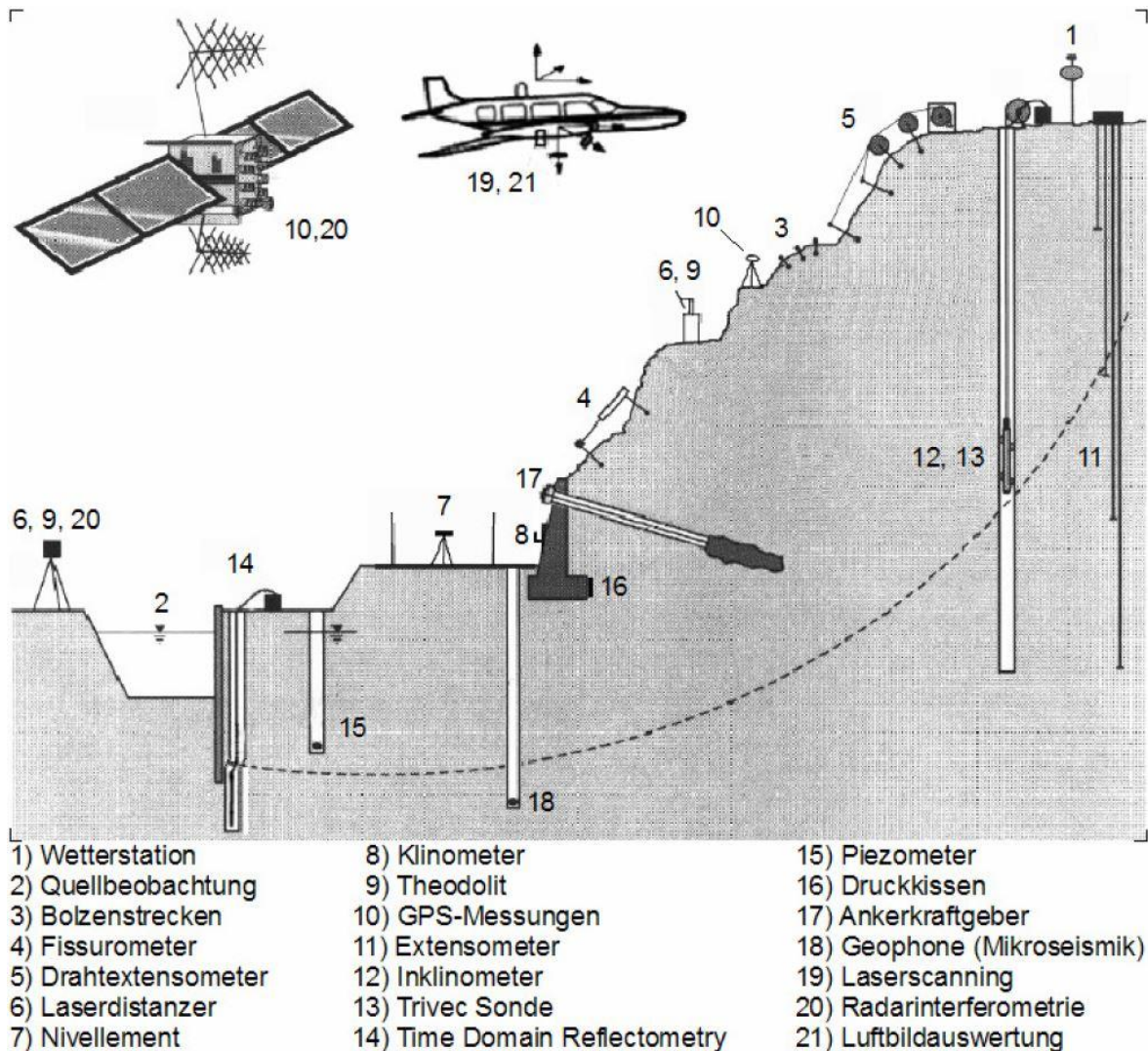


Abbildung 2.5 – messtechnische Überwachung [aus: Rapp M., 2011, S. 22]

In den folgenden Punkten werden die wichtigsten Monitoringsysteme von Abbildung 2.5 genauer erläutert [vgl. Rapp M., 2011: S. 27ff].

- **Fissurometer:**

Dieses Messgerät dient dazu, einzelne Kluftweitenänderungen an Gebäudeteilen oder im Fels festzustellen. Dabei geschieht die Übertragung über eine Stange, womit die Relativverschiebung zwischen den zwei Ankerpunkten bis zu einer Genauigkeit von  $\pm 0,01\%$  gemessen werden kann. Die Datenerfassung kann manuell mittels Messuhr oder per elektrischen Weggeber digital erfolgen. Der maximale Kluftabstand beträgt in etwa einen Meter. Die einfachste und kostengünstigste Form ist ein mechanisches Fissurometer, dabei handelt es sich um die manuelle Messung von Bolzenmessstrecken.



- **Inklinometer:**

Mittels der Inklinometersonde können in der Messrohrachse die radialen Verschiebungen gemessen werden. Hierfür wird ein Messrohr aus Aluminium oder PVC mit einem Durchmesser von 70 mm und meist vier Laufnuten in das Bohrloch eingebracht. Danach wird die Bohrlochwandung durch Verfüllung des Ringraumes mit dem Rohr verbunden. Dabei ist darauf zu achten, dass das Verfüllungsmaterial ähnliche Eigenschaften wie der vorhandene Untergrund rundum aufweist. Für die Messung wird das Messrohr mittels des Inklinometers von unten nach oben abgefahren, aufgrund der Länge des Messgerätes ergibt sich die Schrittlänge, üblich sind 0,5 m oder 1,0 m. Das Ergebnis jedes Messschrittes sind Neigungswinkel, welche bei der Auswertung zu einem Polygonzug auf der gesamten Bohrlochlänge aufaddiert werden.

Um die Messung kontrollieren zu können, wird das Inklinometer um 180° gedreht und der Messvorgang ein zweites Mal wiederholt. Somit kann das Ergebnis kontrolliert werden, beide sollten bis auf das Vorzeichen übereinstimmen. Um zusätzlich eine Messung in x- und y-Richtung durchführen zu können, sind meist vier Laufnuten vorhanden.

- **Extensometer:**

Ziel der Messung ist die Feststellung der Längenänderung zwischen zwei auf einer Linie liegenden Punkten. Die Messung geschieht entweder mechanisch oder elektrisch und als übertragende Elemente werden Stangen, Drähte oder Glasfaserstäbe verwendet. Grundsätzlich wird zwischen Bohrlochextensometer und Extensometer im freien Gelände unterschieden.

Bei Extensometern im freien Gelände werden üblicherweise Drahtextensometer herangezogen. Diese messen Verschiebungen zwischen zwei Punkten. Da Draht flexibel ist, können übertragende Elemente auch ans Gelände angepasst werden. Damit können Verschiebungsmesseinrichtungen von Massenbewegungen über größere Strecken gespannt werden. Auf den Einfluss der Umgebungstemperaturänderungen (Wärmedehnung oder Stauchung des Drahtes aufgrund der Temperaturunterschiede) ist dabei Acht zu geben.

Bei Bohrlochextensometern werden Stangenextensometer verwendet. Es wird die Verschiebung in Achsrichtung gemessen. Mittels fünf bis sieben Messstangen in einem Bohrloch kann die Gleitflächenlage abschnittsweise zugeordnet werden, da Verschiebungen vom Bohrlochanfang bis in verschiedene Tiefen gemessen werden können.

- **Laserdistanzer:**

Mittels Laserdistanzer können berührungslose Messungen von Relativverschiebungen durchgeführt werden. Dafür sind ein fixer Standpunkt des Lasers und ein Reflektor notwendig. Es gibt Handlasermessgeräte oder äußerst präzise fest installierte Lasermessgeräte, wobei Handlasergeräte meist ohne Reflektor benützt werden. Auf längere Distanzen weisen diese somit große Ungenauigkeit auf.

- **Gleitmikrometer:**

Um ein genaueres Ergebnis als mit Bohrlochextensometern zu erhalten, wurden so genannte Gleitmikrometer entwickelt. Dabei wird die Längsdehnung in definierten Abschnitten gemessen (z.B. je ein Meter). Diese Messeinrichtungen lassen sich sehr gut mit Inklinometern kombinieren. Somit kann eine Änderung der Lage im Bohrloch in Achsrichtung und auch radial festgestellt werden.

### 3 Einflussfaktoren

In diesem Kapitel werden die für diese Diplomarbeit wesentlichsten Einflussfaktoren für geologische Massenbewegungen genauer betrachtet.

#### 3.1 Meteorologie

Die Eigenschaften und Auswertung von Klimadaten sind der Meteorologie zugeordnet, welche die Lehre der physikalischen Vorgänge und Gesetzmäßigkeiten in der Erdatmosphäre darstellt. Für diese Arbeit sind aus diesem Wissenschaftszweig vor allem Beobachtungen der Lufttemperatur entscheidend, aber auch die Sonneneinstrahlung und die Windgeschwindigkeit können einen Einfluss auf Hangbewegungen haben. Der gesamte Wasserhaushalt und somit auch der Niederschlag wird in Kapitel 3.2 (Hydrologie) behandelt. Jedoch sind für eine Lösung der Wasserbilanzgleichung auch Informationen über die Parameter der Meteorologie notwendig, da durch diese die Verdunstungsrate maßgeblich beeinflusst wird. Der Aggregatzustand des vorliegenden Wassers und des Niederschlags wird ebenfalls dadurch bestimmt.

In Abbildung 3.2 ist ein Vergleich der durchschnittlichen täglichen Lufttemperatur an folgenden Messstationen mit unterschiedlicher Seehöhe im Jahr 2010 dargestellt. Die Lage der Stationen ist aus der Karte in Abbildung 3.1 ersichtlich.

- Gresten – Seehöhe = 399 müA
- Paal-Stadl – Seehöhe = 950 müA
- Patscherkofel – Seehöhe = 2245 müA



Abbildung 3.1 – Lage der Messstationen [aus: ©OpenStreetMap contributors - <http://www.openstreetmap.org>]

Aufgrund des Mangels von Daten, können keine Messwerte in näherer Umgebung verglichen werden, was für eine Bewertung die bessere Grundlage wäre. Trotzdem sind für eine erste Betrachtung des durchschnittlichen Temperaturunterschiedes aufgrund der Seehöhe die vorhandenen Daten verwendbar.

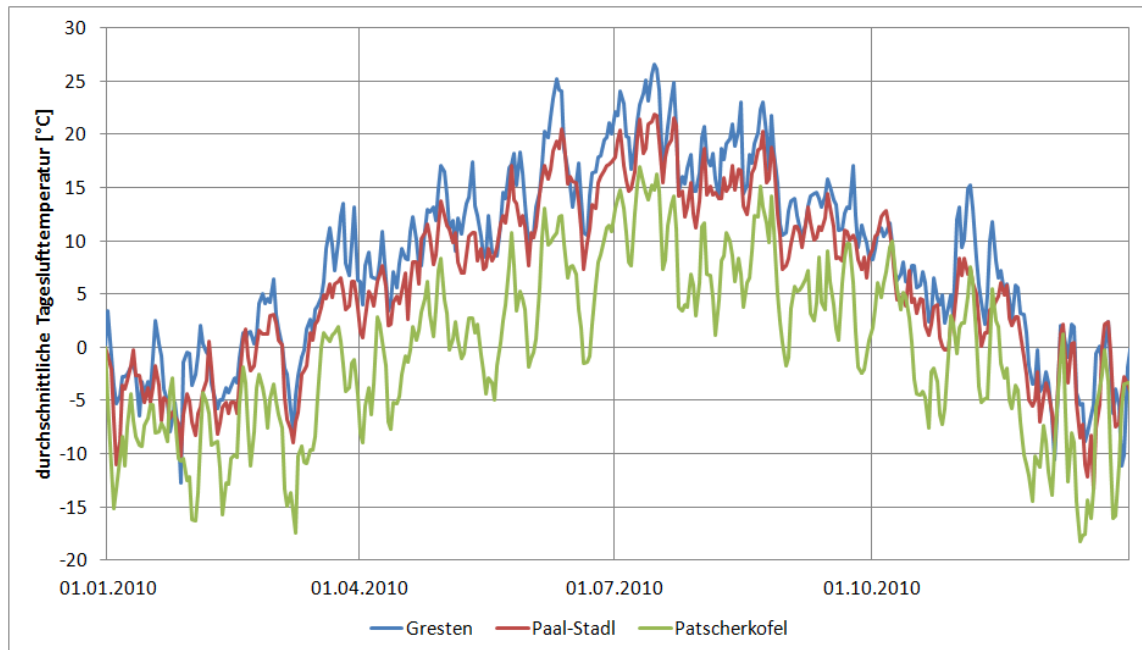


Abbildung 3.2 – Lufttemperaturverläufe 2010 [eHYD, 2013]

Die Abhängigkeit der Lufttemperatur von der Seehöhe ist im vorherigen Diagramm deutlich zu erkennen. Folgende Jahresdurchschnittstemperaturen sind im Jahr 2010 gemessen worden:

- Gresten: 8,32 °C
- Paal-Stadl: 5,97 °C
- Patscherkofel: -0,31 °C

Wie schon zuvor erwähnt, ist der Parameter Lufttemperatur neben der Beeinflussung der Verdunstung auch für den Aggregatzustand des vorkommenden Wassers maßgebend. Somit ist die Lufttemperatur mit Sicherheit eine der wichtigsten Einflussgrößen für Hangbewegungen. Ob Schnee oder Regen fällt, kann für das Verschiebungsverhalten von tieferreichenden Massenbewegungen entscheidend sein.

Zusätzlich ist auch der Frost-Tau-Wechsel und dessen Folgen zu erwähnen. Aufgrund der Anomalie des Wassers, welche besagt, dass das Dichtemaximum bei 3,98 °C liegt und sich somit Wasser bei tieferen und höheren Temperaturen ausdehnt, können bei Frost Sprengkräfte auftreten. Bei Temperaturen unter 0 °C erfolgt bei der Umwandlung zu Eis eine Volumenausdehnung von ca. 9 %. Dadurch wird der Untergrund aufgesprengt und zerkleinert, was zufolge eine Zerlegung des Locker- oder Festgesteins bewirken kann.

Außerdem wird das Eindringen von Wasser und somit eine mögliche Bodenerosion oft erleichtert. Mehr dazu siehe Kapitel 3.3 – Bodenerosion.

Die Tabelle 3.1 zeigt die durchschnittlichen Jahreslufttemperaturen abhängig von der Seehöhe. Die Daten stammen aus dem Buch „Der Wasserhaushalt der Alpen“ [Baumgartner et al., 1983]. Eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten aus eHYD der oben gezeigten Messstationen ist vorhanden.

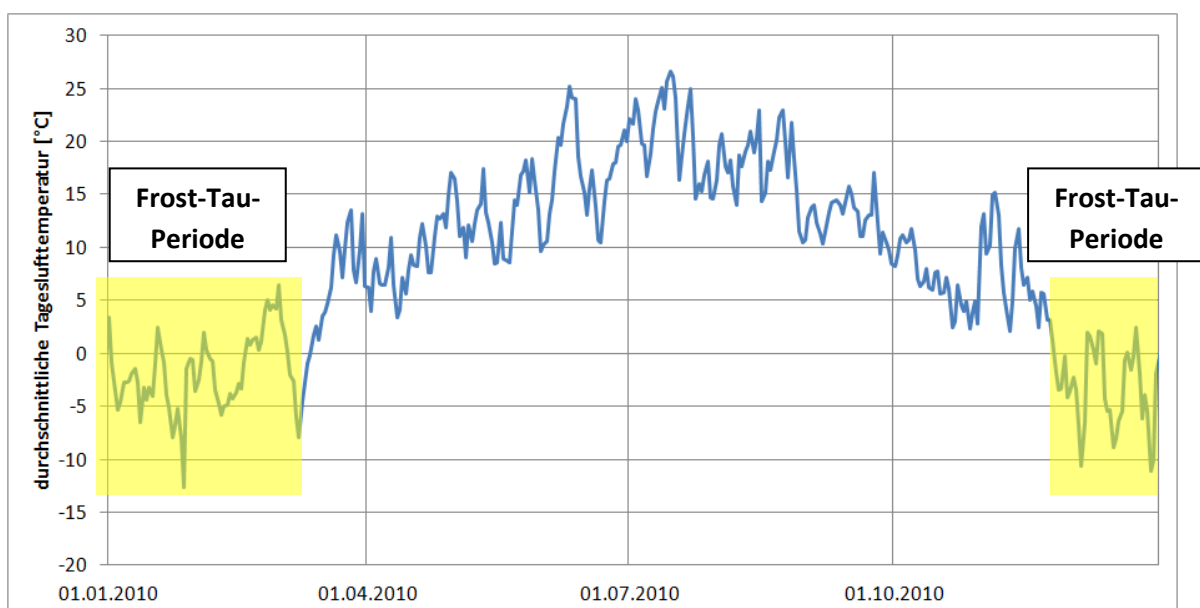
Lufttemperatur (T)	-5,0 °C	-2,5 °C	0,0 °C	2,5 °C	5,0 °C	7,5 °C	10,0 °C
Seehöhe (H)	3180 m	2700 m	2230 m	1760 m	1290 m	810 m	330 m

**Tabelle 3.1 – Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Seehöhe**  
[aus: Baumgartner A. et al., 1983: S. 52]

In den folgenden zwei Unterkapiteln wird nun ein kurzer Vergleich zwischen der Meteorologie in geringer und großer Seehöhe gezeigt. Grundsätzlich steht die Lufttemperatur im engen Zusammenhang mit der Gebietshöhe. Vom Meeresspiegel weg sinkt die Temperatur im Schnitt um etwa 0,65 °C pro 100 m Seehöhe. Das ist vor allem auf den sinkenden Luftdruck zurückzuführen. Aufgrund des geringeren Luftdrucks dehnt sich die Luft aus, wofür Energie benötigt wird und somit fällt die Lufttemperatur. Vergleicht man die mittleren Temperaturen der oben gezeigten Messstationen, so erhält man als Resultat eine Temperaturabnahme von etwa 0,50 °C pro 100 m Seehöhe, was gut zum beschriebenen Wert von 0,65 °C/100 m passt [vgl. Klose B., 2008: S.40].

### 3.1.1 Lufttemperatur in geringer Seehöhe

Der Lufttemperaturverlauf (Tagesdurchschnittswerte) von Gresten bei einer Seehöhe von 399 müA wird in folgendem Diagramm gezeigt.



**Abbildung 3.3 – Lufttemperaturverlauf Gresten 2010**

Gelb markiert sind jene Zeiträume, in der ein Frost-Tauwechsel stattfand, welcher sich bei geringer Seehöhe ausschließlich über den gesamten Winter erstreckt (Mitte November bis Mitte März). Somit bildet sich in dieser Gebietshöhe selten über längere Zeit eine Schneedecke mit einer größeren Speichermenge an Wasser. Eine große Schneeschmelze wie bei großer Seehöhe, welche im Frühjahr den Wasserhaushalt maßgebend beeinflussen könnte, findet nicht statt.

### 3.1.2 Lufttemperatur in großer Seehöhe

Im folgenden Diagramm (Abbildung 3.4) ist der Lufttemperaturverlauf (Tagesdurchschnittswerte) des Jahres 2010 am Patscherkofel in einer Seehöhe von 2245 müA ersichtlich.

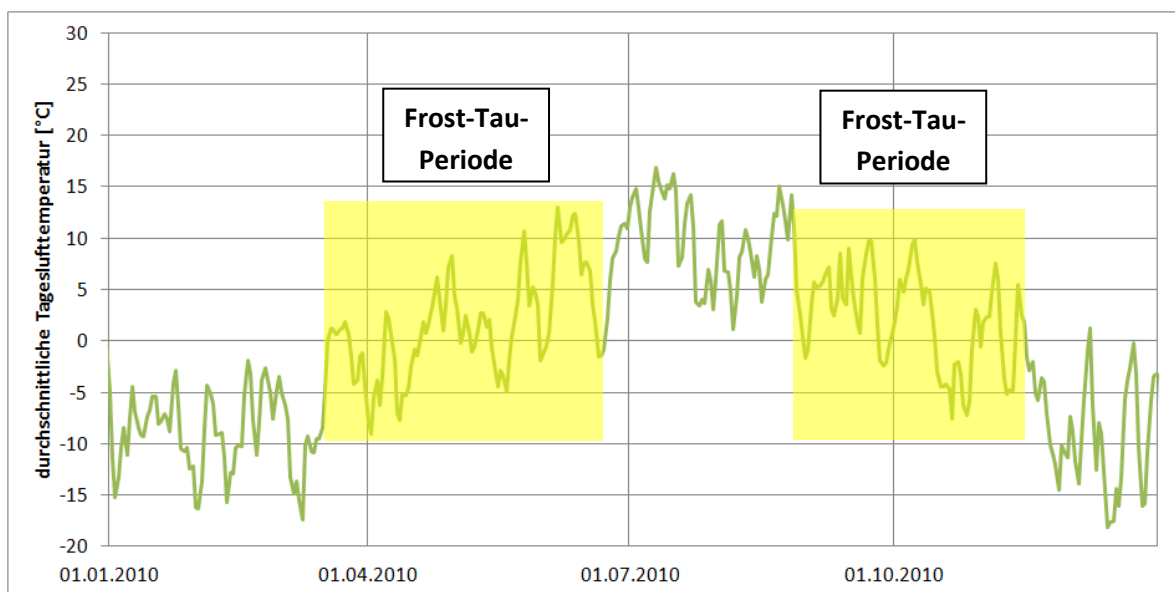


Abbildung 3.4 – Lufttemperaturverlauf Patscherkofel 2010

Die gelb markierten Zeiträume mit Frost-Tauwechsel dauern von Mitte März bis Mitte Juni und Anfang September bis Mitte November an. Somit beginnt die Zeit der Schneeschmelze mit Mitte bis Ende März und dauert je nach Höhenlage bis in den Sommer hinein. Nur die Hochsommermonate Juli und August blieben größtenteils frostfrei.

## 3.2 Hydrologie

### 3.2.1 Allgemeines

*„Die Hydrologie ist die Wissenschaft vom Wasser, von seinen Eigenschaften und Erscheinungsformen über, auf und unter der Landoberfläche. Sie befaßt sich mit den Zusammenhängen und Wechselwirkungen der Erscheinungsformen des Wassers mit umgebenden Medien, seinem Kreislauf, seiner regionalen Verteilung und deren Veränderungen durch den Mensch. Die beschreibende und darstellende Hydrologie wird auch als Hydrographie bezeichnet.“ [Mehlhorn G., 1995]*

Somit beschreibt die Hydrologie den gesamten globalen Wasserkreislauf, der alle Speicher auf der Erde und die Austauschprozesse zwischen ihnen beinhaltet. Der Austausch findet über Wasserdampf und Niederschlag über die Atmosphäre, aber auch durch ober- und unterirdischen Abfluss statt. Der energetische Antrieb für den gesamten Kreislauf ist die Sonnenenergie. Im Zuge der vorliegenden Diplomarbeit werden Daten über diese Geschehnisse im Hochgebirge und in Bereichen mit geringer Seehöhe gesammelt, die einzelnen Größen des Wasserhaushaltes ermittelt und anschließend verglichen.

Für ein besseres Verständnis des aktuellen Kapitels werden zu Beginn einige wichtige Begriffe der Hydrologie erläutert:

**Grundwasser:** Grundwasser ist unterirdisches Wasser, das die Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegung ausschließlich oder nahezu ausschließlich durch die Schwerkraft und den durch die Bewegung selbst ausgelösten Reibungskräften bestimmt wird [Grundbegriff aus der DIN 4049-1: 1992 12].

Somit ist der Beginn des Grundwassers, die Grundwasseroberfläche, mit dem Beginn der wassergesättigten Bodenzone definiert. In der darüber liegenden wasserungesättigten Bodenzone befindet sich das Bodenwasser, das sich aus dem Sicker- und Haftwasser zusammensetzt.

**Transpiration:** Die Verdunstung des Wassers über Öffnungen in den Blättern aller Pflanzen nennt man Transpiration. Die gesamte Menge des transpirierten Wassers wird als Transpirationsrate bezeichnet. Es wird in stomatäre und cuticuläre Transpiration unterschieden. Die stomatäre Transpiration kann von der Pflanze durch vorhandene Schließzellen gesteuert werden, die cuticuläre Transpiration hingegen ist die Verdunstung über die gesamte Blattoberfläche. Diese ist jedoch nur von geringer Bedeutung.

**Evaporation:** Unter Evaporation versteht man die Verdunstung des Wassers an freien Wasserflächen oder nicht bewachsenen, durchnässten Oberflächen (nasser Boden). In Folge wird die Transpiration und Evaporation meist gemeinsam als Evapotranspiration bezeichnet.

**Infiltration:** Ein Teil des Niederschlags sickert (infiltriert) in den Untergrund ein, damit kommt es zur Grundwasserneubildung oder zu einem Grundwasserabfluss. Der Grundwasserabfluss wird auch als Basisabfluss titulierte.

**Direktabfluss:** Der Direktabfluss, welcher auch als Oberflächenabfluss bezeichnet wird, ist jener Teil des Niederschlags, der nicht durch Evapotranspiration verdunstet oder durch

Infiltration in den Untergrund versickert. Er ist der rasch abfließende Anteil und für Durchflussspitzen bei Starkniederschlag verantwortlich.

Einflussfaktoren für die Art und Menge des Oberflächenabflusses sind:

- Bodenbearbeitung (landwirtschaftliche Bodennutzung,...)
- vorhandene Vegetation
- Geländeform (Neigung)
- Durchlässigkeit des Untergrundes (Geologie)
- Regenintensität und Regendauer
- Vorbefeuchtung des Bodens

### 3.2.2 Wasserkreislauf und Wasserbilanz

*„Wasserkreislauf ist die ständige Folge der Zustands- und Ortsänderung des Wassers mit den Hauptkomponenten Niederschlag, Abfluß, Verdunstung und atmosphärischer Wassertransport. Die Wasserbilanz ist die mengenmäßige Erfassung von Komponenten des Wasserkreislaufs und der Vorratsänderung des Wassers in einem Einzugsgebiet während einer längeren Zeitspanne. ... Innerhalb eines durchschnittlichen hydrologischen Jahres sollen sich Rücklagen und Aufbrauch gegeneinander etwa aufheben.“ [Mehlhorn G., 1995]*

Der Wasserkreislauf (siehe Abbildung 3.5) ist für Massenbewegungen ein sehr wichtiger Einflussfaktor. Um die Vorgänge verstehen zu können, ist Wissen über den Niederschlag, die Wasserverdunstung, den Basis- und den Direktabfluss notwendig. Diese Werte müssen zeitlich und räumlich abgegrenzt werden um vergleichbar zu sein. Man spricht von ereignisbasierten Daten.

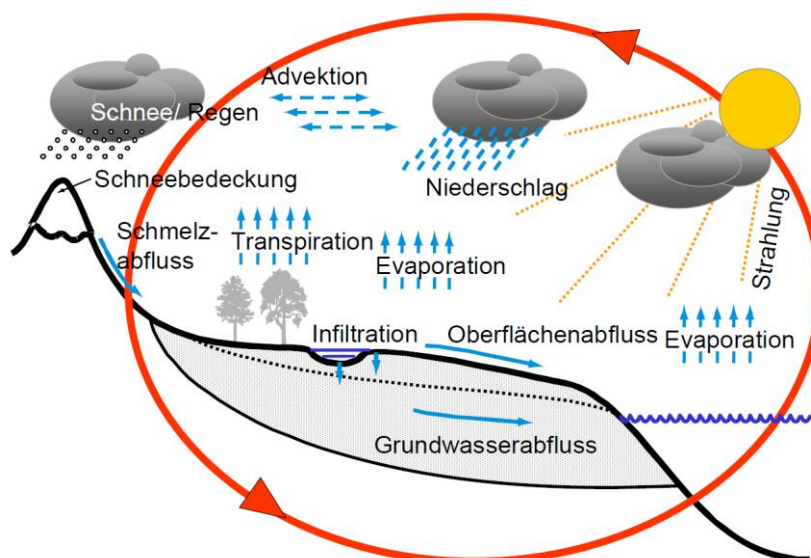


Abbildung 3.5 – hydrologischer Kreislauf [aus: Blöschl, 2010: S. 16]



Die entscheidende Eingabegröße für das System des Einzugsgebietes ist der Niederschlag. Global gesehen ist für den größten Anteil bei der Ausgabe die Verdunstung verantwortlich, wobei ein Großteil dessen an der Meeresoberfläche evaporiert. Diese zwei Größen sind somit das Bindeglied zwischen dem Klima und den Wasserressourcen auf der Erde und unterstreichen die Wichtigkeit für das Klima als auch für die Hydrologie [vgl. Dick S. et al., 1995: S. 143f.].

In der Tabelle 3.2 sind die vorhandenen gesamten Speichermengen und deren Anteil in Prozent vom Gesamten auf der Erde zusammengefasst. Zusätzlich ist eine typische Verweilzeit in Jahren angegeben. Es ist erkennbar, dass der überwiegende Anteil des vorhandenen Wassers auf der Erde in flüssiger Form in den Ozeanen, als Schnee und Eis auf den Gletschern und Polkappen und als Grundwasser gespeichert ist. Die Verweilzeiten liegen zwischen 5.000 und 40.000 Jahre, was den theoretischen Jahren eines kompletten Austausches entspricht. Nur ein sehr geringer Anteil von 0,001% verweilt in der Atmosphäre und ist für den Niederschlag verantwortlich.

Speicher	Anteil [%]	Typische Verweilzeit [Jahre]
<b>Ozeane</b>	96,5	40.000
<b>Gletscher, Schnee</b>	1,74	10.000
<b>Grundwasser</b>	1,7	5.000
<b>Seen</b>	0,013	100
<b>Flüsse</b>	0,0002	1
<b>Atmosphäre</b>	0,001	0,1

Tabelle 3.2 – globaler Wasserkreislauf [aus: Matthess G. et al., 1983]

Die wichtigste Gleichung in der Hydrologie stellt die Wasserbilanzgleichung dar. Dabei handelt es sich um eine Massenbilanz für ein gegebenes Einzugsgebiet und einen bestimmten Zeitraum.

$$N = Q + Q_{GW} + ET \pm \Delta S \pm W \quad (3-1)$$

N Niederschlag

Q Abfluss

$Q_{GW}$  Grundwasserabfluss

ET Evapotranspiration

$\Delta S$  Änderung des Speicherinhalts

W Wasserverbrauch

Den energetischen Antrieb für den hydrologischen Kreislauf liefert die Sonne über die Sonneneinstrahlung. Global gesehen befindet sich dieser Kreislauf im Gleichgewicht. Wie zuvor schon beschrieben, findet ein Großteil der Vorgänge im Bereich des Meeres statt.

Auch für die vorliegende Diplomarbeit ist im Bereich der Hydrologie die Klärung der Frage, welcher Anteil des Niederschlags verdunstet, durch Oberflächenabfluss abläuft oder infiltriert und somit eine Beeinflussung des Bergwasser bewirkt, ein wesentliches Thema.

In Abbildung 3.6 wird die Niederschlagsrate eines längeren Niederschlagsereignisses gezeigt. Dabei wird der Niederschlagsverlauf unterteilt in Oberflächenabfluss, Oberflächenretention, Infiltration und Grundwasserneubildung.

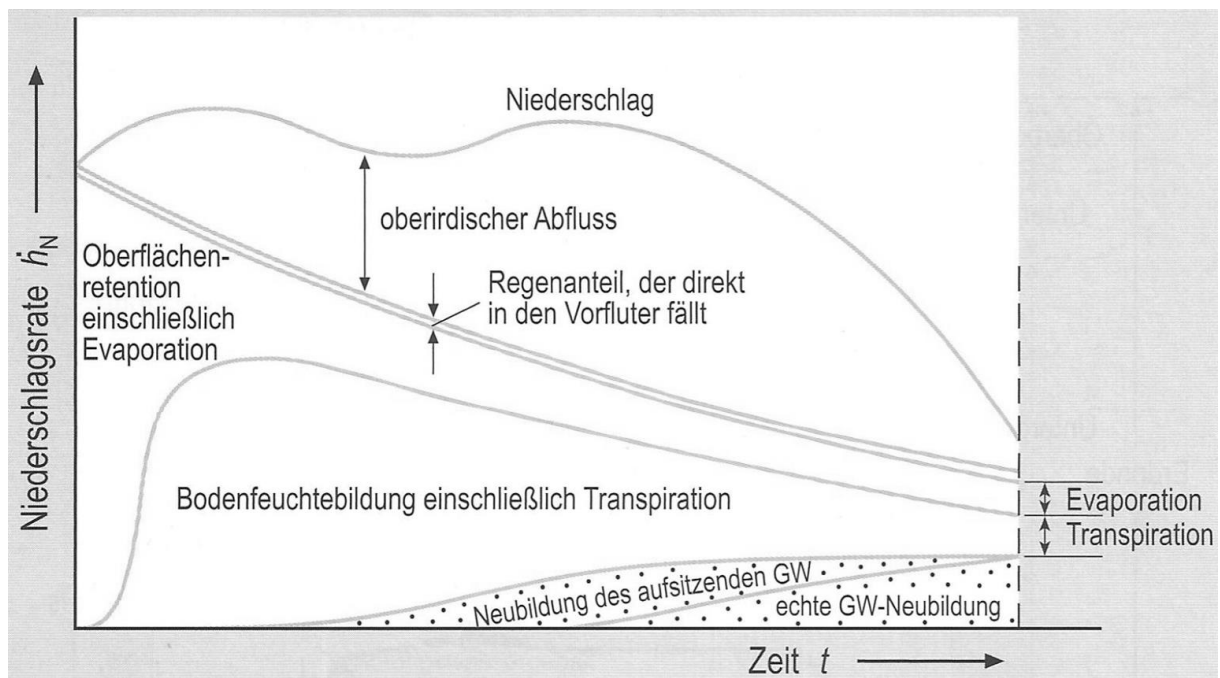


Abbildung 3.6 – Abflusskomponenten [aus: Hölting B. et al., 2009]

Der Verlauf zeigt, dass zu Beginn nahezu der gesamte Niederschlag oberflächlich aufgefangen wird und teilweise in Folge evaporiert. Nach Wassersättigung der Oberfläche nehmen der oberirdische Abfluss und die Infiltration in den Untergrund zu. Ein Teil des infiltrierenden Wassers transpiriert über die Pflanzen, der größte Anteil bleibt jedoch im Boden als Sicker- oder Haftwasser gespeichert. Erst stark zeitverzögert bildet sich aufgrund des durch die Schwerkraft abwärtsbewegenden Sickerwassers zuerst Kapillarwasser über dem Grundwasser, was auch als aufsitzendes Grundwasser bezeichnet wird, in späterer Folge dann echtes Grundwasser.

### 3.2.3 Niederschlag

Der Niederschlag ist die einzige Eingangsgröße bei der Wasserbilanzgleichung. Man versteht darunter zum einen den Prozess, bei dem der in der Luft vorhandene Wasserdampf in flüssiger Form ausscheidet, zum anderen aber auch die Niederschlagsmenge, welche meist als Niederschlagshöhe angegeben wird. Voraussetzung für die Bildung von Niederschlag ist, dass die Lufttemperatur der Taupunkttemperatur entspricht oder geringer als diese ist. Somit ist die Luft wassergesättigt und ein Phasenübergang (Kondensation oder Gefrieren) kann stattfinden. Wenn die Tröpfchen oder Eiskristalle nun eine Größe erreichen, die ein Fallen entgegen der aufwärts gerichteten Strömung in den Wolken zulässt, so findet Niederschlag statt. Folgende Möglichkeiten gibt es, dass eine Sättigung der Luft mit Wasserdampf aufgrund von Abkühlung stattfindet:

- Konvektion ausgelöst durch Oberflächenerwärmung – konvektiver Niederschlag (auch thermischer Niederschlag bezeichnet – Gewitter)
- wärmere Luftmassen gleiten auf kältere auf – advektiver (zyklonengebundener) Niederschlag
- Hebung von warmer Luftmassen durch Hindernis (Gebirge) – orographischer Niederschlag [vgl. Dick S. et al., 1995: S. 145ff.]

Eine wichtige Aufgabe der Ingenieurhydrologie ist die Messung des Niederschlags. Meist wird die Niederschlagsmenge in Millimeter Wasserhöhe angegeben. Folgende Messmethoden werden üblicherweise angewendet:

- **Messung eines punktuellen Niederschlags**

Bei allen punktuellen Messungen gilt es, den Windeinfluss zu minimieren. Eine Möglichkeit dazu ist, die Messung so bodennah wie möglich durchzuführen. Jedoch ist aufgrund einer zu erwartenden Schneehöhe eine gewisse Mindesthöhe erforderlich. In tiefen Lagen genügt eine Aufstellhöhe von 1 m, mit größerer Seehöhe wächst die mindeste Höhe. Zusätzliche Möglichkeiten um den Windeinfluss zu begrenzen, sind eigene Aufsätze, auch Windschutzringe genannt, die auf das Messgerät aufgesetzt werden.

In der Folge werden verschiedene Möglichkeiten zur punktuellen Niederschlagsmessung vorgestellt:

- **Ombrometer**

Eine Niederschlagsmessung mittels eines Ombrometers ist eine sehr zuverlässige Methode um einen punktuellen Niederschlag zu messen. Der Regen oder Schnee wird in einem genormten Behälter gesammelt, von welchem täglich der Wasserstand abgelesen

wird. Vor allem bei Schnee ist der Windeinfluss oft erheblich und die Messung zeitverzögert.

Eine kontinuierliche Registrierung der Werte ist mittels eines Regenschreibers möglich, dabei wird die Niederschlagsmenge in ein zylindrisches Schwimmergefäß umgeleitet und die Wasserstandsänderung laufend auf einer Registriertrommel oder elektronisch erfasst. Abbildung 3.7 zeigt einen typischen Aufbau eines Ombrometers.

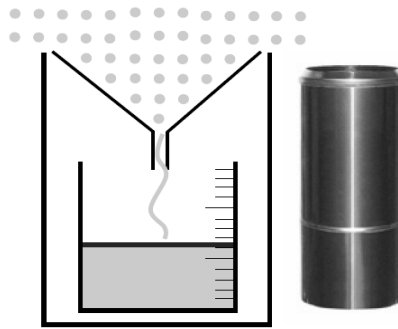


Abbildung 3.7 – Ombrometer [aus: Blöschl, 2010: S. 28]

- **Totalisator**

Hierbei handelt es sich prinzipiell um die gleiche Messmethode wie bei einem Ombrometer (punktueller Messverfahren). Jedoch erfolgt die Ablesung der Wasserhöhe in größeren Zeiträumen, daher wird diese in sehr schwer erreichbaren Gebieten angewandt. Die Aufstellhöhe beträgt ca. 5m, diese Höhe ist aufgrund der großen Schneehöhen im Gebirge notwendig. Der Messtrichter des Totalisators muss beheizt werden, um den Schneefall in flüssiges und damit messbares Wasser zu schmelzen.

Der Niederschlag wird nur alle paar Monate, meist zwei Mal pro Jahr, abgelesen. Wichtig ist, dass ein Ölfilm die Wasseroberfläche überdecken muss, um den Einfluss durch Verdunstung so gering wie möglich halten zu können.

- **Ombrograph**

Der Ombrograph macht eine kontinuierliche und ebenfalls punktuelle Messung und basiert entweder auf einem Wäge- oder Wippenprinzip. Beim Wägeprinzip wird die Masse der in den genormten Trichter gefallenen Niederschlagsmenge, beim Wippenprinzip die Anzahl der Drehungen und somit eine damit verbundene Wassermenge gemessen. In Abbildung 3.8 ist auf der linken Seite mittels einer Prinzipszeichnung das Wägeprinzip, auf der rechten das Wippenprinzip dargestellt.

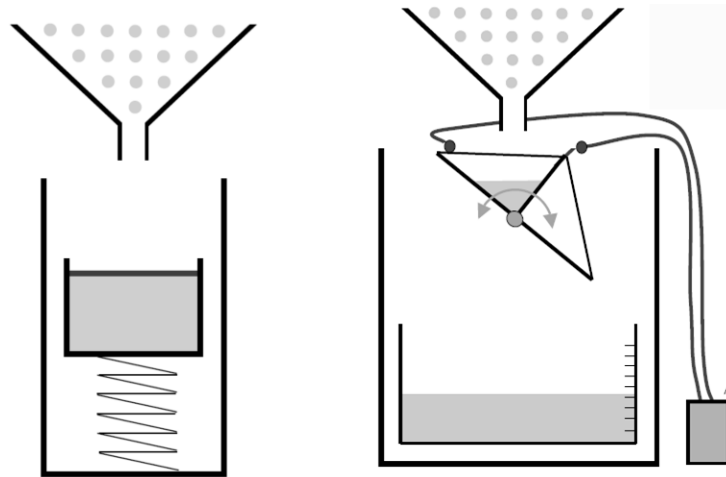


Abbildung 3.8 – Ombrograph [aus: Blöschl, 2010: S. 30]

- **Laserbasiertes Messgerät**

Bei einer laserbasierten Niederschlagsmessung wird ein Rückschluss auf die Regenmenge aufgrund der Unterbrechungen eines Laserstrahls durch die Regentropfen gezogen (siehe Abbildung 3.9). Die Tropfenanzahl und der Durchmesser  $D$  der Regentropfen werden gemessen und so wird die Niederschlagsmenge rückgerechnet. Um auch Niederschlag in Form von Schnee messen zu können, kann meist eine Zusatzheizung aufgerüstet werden, um die Schneeflocken lokal zu schmelzen.

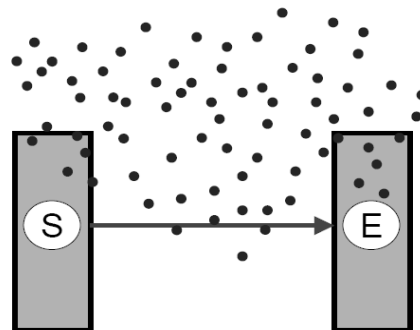


Abbildung 3.9 – laserbasierte Messung [aus: Blöschl, 2010: S. 32]

- **Messung eines Gebietsniederschlags**

Aus hydrologischer Sicht sind vor allem Flächenniederschläge interessant, jedoch stellt sich gerade hier die Messung als sehr schwierig und ungenau heraus. Um aufgrund punktueller Messungen einen genauen Gebietsniederschlag zu ermitteln, ist die mittlere Messnetzdicke zu gering. Gerade bei Regenschauer stellen die großen Niederschlagsmengen und -intensitätsunterschiede große Ungenauigkeiten dar. Eine Möglichkeit zur besseren Erfassung stellt die Radarmessung dar, jedoch sind auch hier die Ungenauigkeiten nicht zu vernachlässigen und können größer als 20 % sein.

- **Radar**

Dabei wird die Niederschlagsintensität aufgrund der Radarreflektivität der Regentropfen und Eiskristalle berechnet. Diese Methode wird für die großräumige Verteilung des Niederschlags herangezogen, ist jedoch aufgrund einer ungenauen Beziehung zwischen dem Regen  $R$  und der Radarintensität  $Z$  ( $Z$ - $R$ -Beziehung) mittels einer Kombination mit meteorologischen Modellen zu korrigieren. In Abbildung 3.10 ist das Messverfahren bildlich dargestellt.

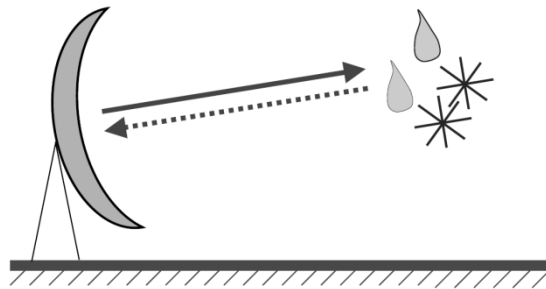


Abbildung 3.10 – Radar [aus: Blöschl, 2010: S. 33]

### 3.2.4 Verdunstung

Eine der drei Größen auf der Ausgangsseite der Wasserbilanzgleichung ist die Verdunstung von Wasser. Ein beträchtlicher Anteil des Niederschlags geht, bevor er am Wasserkreislauf über oder unter der Erde teilgenommen hat, in den dampfförmigen Aggregatzustand über. Hierbei handelt es sich oft um mehr als 50 % der gesamten Niederschlagsmenge. Die Begriffe der Evaporation und Transpiration wurden schon zu Beginn des Kapitels erläutert. Die maßgebenden Einflussfaktoren für die gesamte Evapotranspiration sind [vgl. Hölting B. et al., 2009]:

- wie groß die Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre für Wasser ist (vorliegende Luftfeuchtigkeit)
- der Vegetationsbestand, der die kurzzeitige Wasserspeicherfähigkeit und Transpiration maßgebend beeinflusst
- der Zustand des Bodens und somit der Wassergehalt des Bodens zu Beginn des Ereignisses
- die vorhandene Bodenart im oberen Bereich
- die Lufttemperatur
- die Windgeschwindigkeit und Turbulenz der Winde

Für eine quantitative Beschreibung der Verdunstung wurden zwei Begriffe eingeführt, die potentielle Verdunstung ETP und die tatsächliche oder reale Verdunstung ETR. ETP ist die Verdunstung bei gesonderter Erfassung der atmosphärischen Einflüsse ohne Begrenzung des verfügbaren Wassers an der Oberfläche. Somit gibt der Wert die maximal mögliche Wasserverdunstung bei bestimmten meteorologischen Bedingungen an. Im Gegensatz dazu stellt ETR die Verdunstung bei gegebenen Bedingungen und begrenzt verfügbarem Wasser dar. Somit gilt  $ETP \geq ETR$ , eine Ausnahme kann eine Situation bei höchster Pflanzenentwicklung und großem Feuchteangebot darstellen [vgl. Dick S. et al., 1995: S. 180ff.]

- **Messmethoden für Verdunstung**

Da eine direkte Messung der Evapotranspiration von großen Flächen nicht möglich ist, gibt es zahlreiche Verfahren die auf der Grundlage der Wasser- oder Energiebilanz oder eines aerodynamischen Konzepts eine Abschätzung der punktuellen Verdunstung ermöglichen.

Bei großen Zeitspannen (ein Jahr) kommt man so zu recht genauen Ergebnissen, bei kleinen kann jedoch ein erheblicher Fehler auftreten. Insbesondere, wenn die Verdunstung nur einen geringen Prozentsatz des Niederschlags ausmacht.

In der Folge werden einige Messmethoden für die Verdunstung näher betrachtet:

- **Evaporimeter**

Bei der Messung der Verdunstung mittels Evaporimeters werden wassergesättigte poröse Körper, wie Fließpapier oder Tonscheiben, oder auch Wasser in einem Behälter der Verdunstung ausgesetzt. Dabei erfolgt die Messung der Verdunstung volumetrisch oder gravimetrisch. Ein Beispiel dafür ist die Briefwaage nach Wild, bei der eine 200 cm<sup>2</sup> große Schale mit Wasser nach dem Prinzip einer Hühnertränke laufend gefüllt wird. Mittels des Gewichtsverlusts der gesamten Einheit wird die verdunstete Wasserhöhe registriert. Der Gewichtsverlust von 1 g entspricht 1 mm Verdunstungshöhe.

Eine besondere Form stellt der Verdunstungskessel an Land oder Wasser dar. Dabei wird ein runder, wassergefüllter Kessel mit einem bestimmten Durchmesser über der Erdoberfläche oder mit dem Erdboden abschließend der Verdunstung ausgesetzt. Der Wasserstand wird entweder mittels Stechpegels oder einer elektrischen Registriereinrichtung bestimmt und ist ein Maß für den Wasserverlust aufgrund der Verdunstung. Eine sehr weit verbreitete Form von Landverdunstungskesseln ist der „Class A-Plan“ des U.S. Weather Bureau. Dieses Evaporimeter hat eine Fläche von 1,17 m<sup>2</sup> und der Wasserverlust wird alle 24 h mittels des Wasserpegels gemessen. Wichtig ist, bei all

diesen Methoden den Einfluss des Niederschlags zu berücksichtigen [vgl. Hölting B. et al., 2009: S. 73-74].

Wesentlich für Evaporimeter ist, dass die potentielle Verdunstung gemessen wird und nur in grober Näherung die tatsächliche Evapotranspiration abgeschätzt werden kann. Eine Abweichung der tatsächlichen Verdunstung über Wasserflächen von der gemessenen ist relativ klein, über Landflächen aber doch erheblich.

Zusätzlich zum Unterschied zwischen der potentiellen und tatsächlichen Verdunstung und zu Messungenauigkeiten und Messfehlern kommt noch der „Oasen Effekt“. Der besagt, dass die Verdunstung von kleinräumigen, gegenüber der Umgebung stärker befeuchteten Landoberflächen deutlich größer ist. Besonders stark kann dieser Effekt bei Oasen in Wüsten beobachtet werden, woher die Namensgebung kommt.

- **Messtunnel**

Eine eher neuere Messmethode ist der sogenannte Messtunnel für die Bestimmung der tatsächlichen Verdunstung. Die Verdunstung bei Grünflächen wie auch nicht bewachsene Böden kann damit gemessen werden. Folgende verständliche Erläuterung wurde in der Literatur gefunden:

*„Hier wird ein beidseitig offener 2 m langer und 0,5 m breiter Acrylglas-„Tunnel“ mit halbkreisförmigem Querschnitt für kurze Zeit periodisch abwechselnd auf zwei benachbarte Messflächen abgesenkt. Aus Feuchtezunahme der (ventilierten) Luft zwischen Einlass- und Austrittsöffnung des Tunnels wird die Verdunstungsrate (mm/h) bestimmt.“ [Hölting B. et al., 2009: S. 76]*

- **Eddy-Kovarianz-Methode**

Das System der Eddy-Kovarianz-Methode beruht darauf, dass jeder Transport von Medien wie Feuchtigkeit oder auch Gase und Verschmutzungen zwischen dem Boden und der Atmosphäre aufgrund turbulenter Verwirbelungen vonstattengeht. Diese meist kleinräumigen Turbulenzen werden auch Eddies genannt. Die Größenordnung der Durchmesser dieser Eddies beträgt einige Meter.

Nun wird bei der Verdunstungsmessung mittels der Eddy-Kovarianz-Methode versucht, den vertikalen Wasserdampftransport zu ermitteln. Die Flussdichte und somit die Menge des Wassers, hängt von der vertikalen Windgeschwindigkeit und von der Konzentration, der tatsächlichen Luftfeuchtigkeit, ab.

Für eine Messung ist ein Eddy-Tower erforderlich, der alle Vegetationsbestände deutlich überragen muss. Die Sensoren befinden sich somit meist in einer Höhe zwischen 6 und 14 m.



In verschiedenen Höhen messen Sensoren verdunstungsrelevante meteorologische Parameter mit äußerst hoher zeitlicher Auflösung und Genauigkeit. Mit diesen Zeitreihen wird über die vertikalen Energieströme die tatsächliche Bestandsverdunstung ermittelt. Somit ist die Eddy-Kovarianz-Methode ein aerodynamisches indirektes Verfahren.

Aus der vorzeichenbehafteten Summe des gesamten Wasserdampfs aller ausgetauschten Luftvolumina kann die tatsächliche Evapotranspiration abgeleitet werden [vgl. Knobloch A., 2002: S. 4-13].

Abbildung 3.11 zeigt für ein besseres Verständnis diese kleinräumigen Verwirbelungen innerhalb eines scheinbar in eine bestimmte Richtung wehenden Windes.



Abbildung 3.11 – Eddy-Kovarianz-Methode [aus: Studienunterlagen Universität Hohenheim - [https://klimawandel.uni-hohenheim.de/eddy\\_kovarianz](https://klimawandel.uni-hohenheim.de/eddy_kovarianz)]

### 3.2.5 Abfluss

Der Abfluss ist die dritte Größe in der hydrologischen Grundgleichung. Häufig werden in der Literatur der Oberflächen- oder auch Direktabfluss und der Grundwasser- oder auch Basisabfluss gemeinsam als Abfluss bezeichnet und somit keine Unterscheidung gemacht. Da aber gerade für das Bergwasser entscheidend ist, ob das Wasser infiltriert (wenn auch nur zeitweise) oder nicht, wird in dieser Arbeit meist zwischen diesen Abflüssen unterschieden. Allgemein ist der Abfluss eines Gewässers zu verschiedenen Zeiten unterschiedlich groß. Große Schwankungen sind möglich.

*„Der charakteristische Gang des Abflusses eines Gewässers wird als Abflußregime bezeichnet und wird durch die maßgebenden Regimefaktoren geprägt. Regimefaktoren sind die klimatischen, geologischen, geomorphologischen, vegetativen und anthropogenen Gegebenheiten des dem Gewässer zugehörigen Einzugsgebiets.*

*Wichtigster Regimefaktor ist die Niederschlagshöhe, ihre Verteilung und ihre Höhe mit der Zeit (=Niederschlagsintensität). Kürzere Schauer wirken sich anders aus als langfristige*

*Regenfälle (Dauerregen). Ferner beeinflusst die Niederschlagsart (Regen oder Schnee) das Abflußverhalten, indirekt auch die Lufttemperatur und die Windbewegung, da durch diese die Verdunstung gesteuert wird.“ [Hötting B., 1996: S. 37]*

Folgende Abbildung zeigt ein typisches Abflussregime eines Gebirgsbaches nach einem Niederschlagsereignis. Die zwei verschiedenen Abflussarten, der Oberflächenabfluss, oder auch Direktabfluss genannt und der Basisabfluss sind eingezeichnet.

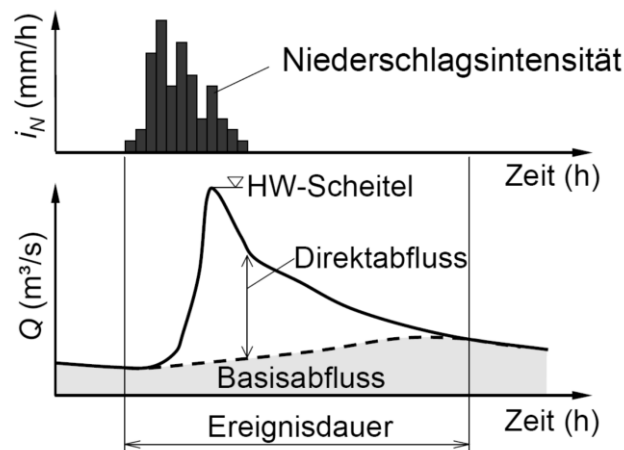


Abbildung 3.12 – Abflussereignis [aus: Blöschl, 2010: S. 137]

Von folgenden Faktoren sind der Abfluss und die Aufteilung zwischen Basis- und Direktabfluss abhängig:

- Bodenart und Struktur, allgemein kann bei einem grobkörnigeren Boden mehr und vor allem schneller Wasser infiltrieren als bei feinkörnigen.
- der horizontale Aufbau des Untergrundes (vorhandene Bodenschichten)
- vorhandene Makroporen im Boden aufgrund von Wurzelgängen, Tiergängen, Schwindrissen (vor allem bei tonigen Böden),...
- Krustenbildung des Bodens bei fehlender Vegetation
- landwirtschaftliche Bodenbearbeitung und Bodennutzung
- vorhandene Vegetation
- die Intensität und die Dauer des Niederschlags
- Vorbefeuchtung des Bodens, wobei bei den meisten Fällen eine hohe Bodenfeuchte zu einer geringen Infiltration und einem großen Oberflächenabfluss führt, eine Ausnahme bilden hier die hydrophoben Böden. Dabei handelt es sich um meist grob sandige Böden in Verbindung mit einem hohen Gehalt an organischen Substanzen. Diese reagieren im trockenen Zustand wasserabweisend.

### 3.2.6 Infiltration

Jener Teil des Niederschlags, der nicht oberflächlich abfließt oder verdunstet, infiltriert zumindest zeitweise in den Untergrund. Nachdem das oberflächliche Retentionsvermögen des Bodens erschöpft ist, versickert eine gewisse Menge an Wasser.

Das infiltrierte Wasser befindet sich somit zwischen der Erdoberfläche und der Grundwasseroberfläche. Wird dieser Bereich durchsickert, bildet sich neues Grundwasser. Somit bildet ein Teil des infiltrierten Wassers den späteren Grundwasserabfluss und erscheint nicht separat in der Wasserbilanzgleichung. Jedoch wird nicht das gesamte versickerte Wasser zum Basisabfluss, ein Teil wird kapillar gehalten und verdunstet zu einem gewissen Anteil auch wieder [vgl. Höting B., 1996: S. 75].

#### Messmethoden für Infiltration

- **Infiltrometer**

Mit dieser Messmethode kann festgestellt werden, wie viel Wasser in einer bestimmten Zeit in den Untergrund infiltrieren kann. Es ist jedoch nicht möglich, die tatsächliche Infiltration damit zu bestimmen. Dabei wird ein Zylinder am Boden stehend nach unten offen mit Wasser gefüllt. Aufgrund der Änderung des Wasserstandes oder der einströmenden Wassermenge wird die Infiltrationsmenge bestimmt. Mittels eines Doppelring-Infiltrometers kann eine Verringerung der Randeinflüsse erzielt werden. Hierbei wird für die Messung nur die Wassermenge des inneren Zylinders herangezogen.

- **Lysimeter**

Lysimeter sind versenkte Messbehälter, die mit gestörtem oder ungestörtem Boden gefüllt sind. Die Oberfläche des eingebrachten Bodens kann bewachsen oder nicht bewachsen sein. Typische Aufbauten eines Lysimeters werden in der Abbildung 3.13 gezeigt.

Gemessen wird das Sickerwasser, wobei dies mittels einer manuellen Ablese oder einer automatischen Messung erfolgen kann. Eine weitere Messmethode ist, ständig die Masse des kompletten Lysimeters zu erfassen (siehe Messeinrichtung 7 in der folgenden Abbildung). Aufgrund der Gewichtsänderung und der parallel laufenden Niederschlagsmessung kann somit die Wasserhaushaltsgleichung recht genau gelöst werden.

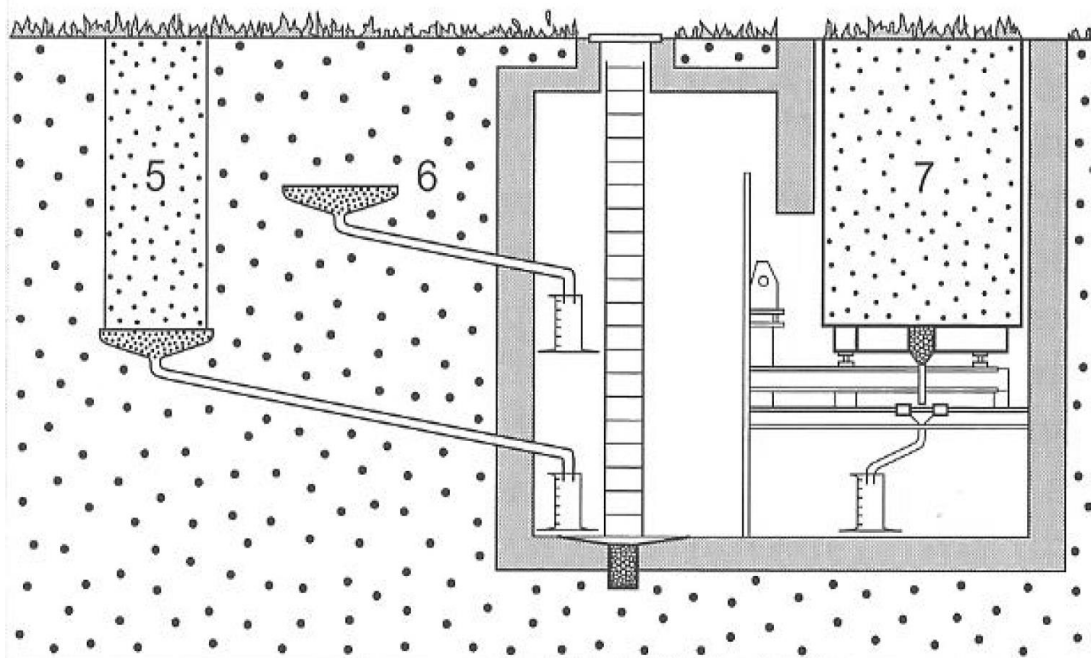


Abbildung 3.13 – Lysimetertypen [aus: Hölting B. et al., 2009: S. 15]

Durch die Messung der Infiltration in den Untergrund ist über die Differenz der messbaren Ein- und Ausgangswerte die Wasserbilanzgleichung zu lösen. Die Niederschlagsmenge weniger dem infiltrierten Wasser entspricht dem evapotranspirierten und abgeflossenen Wassers. Der Abflussanteil separat kann somit nicht ermittelt sondern nur abgeschätzt werden.

### 3.2.7 Wasserspeicherung

In der Formel der Wasserbilanzgleichung ist auch eine Variable für die Änderung der Wasserspeicherung enthalten, welche meist nur bei kurzen Betrachtungszeiträumen die Wasserbilanz entscheidend beeinflusst.

Es gibt mehrere Möglichkeiten, wie Wasser in einem Gebiet gespeichert werden kann. Die wichtigsten werden in diesem Kapitel beschrieben:

- Neubildung von Grundwasser

Bei Niederschlag infiltriert ein gewisser Prozentsatz in den Untergrund. Nur ein Anteil davon sickert bis zur Grundwasseroberfläche, womit neues gebildet wird. Da die Fließgeschwindigkeit des Grundwassers meist nur einige Meter pro Tag beträgt, entspricht Grundwasser einer länger zeitlichen Wasserspeicherung in diesem Gebiet. Eine Änderung des Speichers in einem definierten Gebiet entspricht einer größeren Neubildung an Grundwasser als über den Basisabfluss das Gebiet verlässt.

- Wasserspeicherung in Form von Schnee in der Schneedecke

„Dem Schnee kommt als feste Form des Niederschlags hydrologisch erhebliche Bedeutung zu; er beeinflusst den Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes durch Wasserspeicherung und Änderung des Wärmehaushalts und die Abflußbildung durch Wasserabgabe aus der Schneedecke infolge der Schneeschmelze.“ [Dyck S. et al., 1995: S. 171]

Die Menge des gespeicherten Wassers ist abhängig von der Schneehöhe und von der Dichte. Trockener, lockerer Neuschnee hat eine Dichte von etwa 50 bis 65 kg/m<sup>3</sup>. Diese Dichte nimmt mit der Zeit aufgrund der Umlagerung der Eiskristalle, durch Windeinfluss und höheren Temperaturen zu. Bei der Schneeschmelze kann mit einer Dichte von ca. 350 bis 500 kg/m<sup>3</sup> gerechnet werden.

Abbildung 3.14 zeigt in Folge eine typische Entwicklung der Schneehöhe im Hochgebirge am Beispiel des Jungfrauochs in der Schweiz. Eine genaue Höhenlage der Messung ist nicht bekannt. Erst ab Mai tritt die Schneeschmelze ein und das Wasser wird wieder in flüssiger Form frei gegeben. Somit ist vor allem im Hochgebirge die Wasserspeicherung in Form von Schneefall nicht zu vernachlässigen.

In diesem Fall betrug die maximale Schneehöhe knapp 250 cm, was bei einer mittleren Dichte von 0,5 kg/dm<sup>3</sup> einer Wasserhöhe von ca. 120 mm entspricht. Durch die Schneeschmelze wird das Wasser im Frühjahr in einer relativ kurzen Zeit wieder flüssig und beeinflusst so den hydrologischen Kreislauf stark.

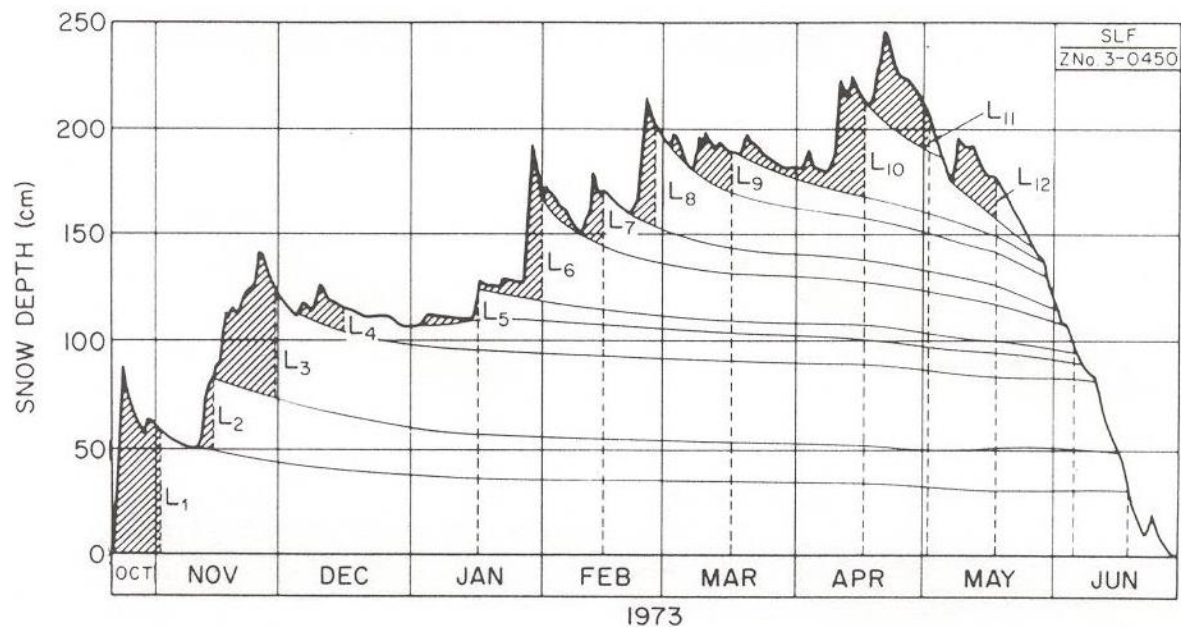


Abbildung 3.14 – Schneehöhe am Jungfrauoch (Schweiz, 1973) [aus: Nachtnebel H., 2005]

- Speicherung im Untergrund und in der Vegetation

Dabei handelt es sich um eine eher kurzfristige Speicherungsform des Wassers, da ein Großteil der Bodenfeuchte in relativ kurzer Zeit wieder durch Evapotranspiration in die Atmosphäre zurückgeführt wird.

### **3.3 Bodenerosion**

Unter dem Begriff Bodenerosion versteht man das Ablösen, den Transport und die Ablagerung von Bodenpartikeln. Diese Partikel werden durch Wasser oder Wind abgelöst und auch transportiert. Wenn die Transportkraft zu gering wird, setzen sich diese an einer anderen Stelle wieder ab.

Somit können drei Phasen beschrieben werden:

- mobilisieren
- transportieren
- sedimentieren

Diese Diplomarbeit handelt von tiefreichenden Massenbewegungen, womit die Erosion, die größtenteils nur an der Oberfläche stattfindet, darauf keinen direkten Einfluss hat. Für eine Vollständigkeit wird aber auch dieses Thema im vorliegenden Kapitel kurz angeführt.

#### **3.3.1 Erosion infolge Wasserströmungen**

Bedingung für eine Bodenerosion infolge Wassers ist eine Wasserbewegung und somit ein Gefälle des vorliegenden Geländes.

Folgendes Hjulström-Diagramm (siehe Abbildung 3.15) zeigt den Zusammenhang zwischen der Fließgeschwindigkeit des Wassers, der Korngröße und der Mobilität. Der Tiefpunkt der Kurve unter dem Erosionsbereich lässt sich dadurch erklären, dass das Verhältnis zwischen der Oberfläche und der Masse mit der Abnahme der Teilchengröße zunimmt und diese somit leichter erodiert werden. Jedoch nimmt mit der Oberflächenzunahme auch die Kohäsionskraft zwischen den Teilchen zu, womit sich ein Tiefpunkt der Kurve einstellt. Die höchste Erosionsgefährdung besitzen Mittelsande.

Wenn sich Bodenkörner im fließenden Wasser befinden, stellt die Grenzfließgeschwindigkeit jene Fließgeschwindigkeit dar, bei der die Körner in Schwebelage gehalten werden. Diese Geschwindigkeit ist nahezu linear von der Korngröße abhängig (siehe Abbildung 3.15, Linie zwischen Transport- und Sedimentationsbereich).

Grundsätzlich ist die Bodenerosion durch Wasser aufgrund durch Niederschlag entstehender Gerinne, durch Fließgewässer, im Grundwasser und der Meeresbrandung

möglich. Zusätzlich ist die Erosion durch sich in Bewegung befindende Gletschermassen nicht zu vernachlässigen [vgl. Schack-Kirchner H., 2005, S. 1 – 8].

Wie im Kapitel 3.1 schon erläutert, kann der Frost-Tau-Wechsel die Erosionsgefährdung erhöhen. Gründe dafür sind das Zerkleinern des Untergrunds durch das gefrierende Wasser und zusätzlich das leichtere Eindringen von Niederschlagswasser in den Boden.

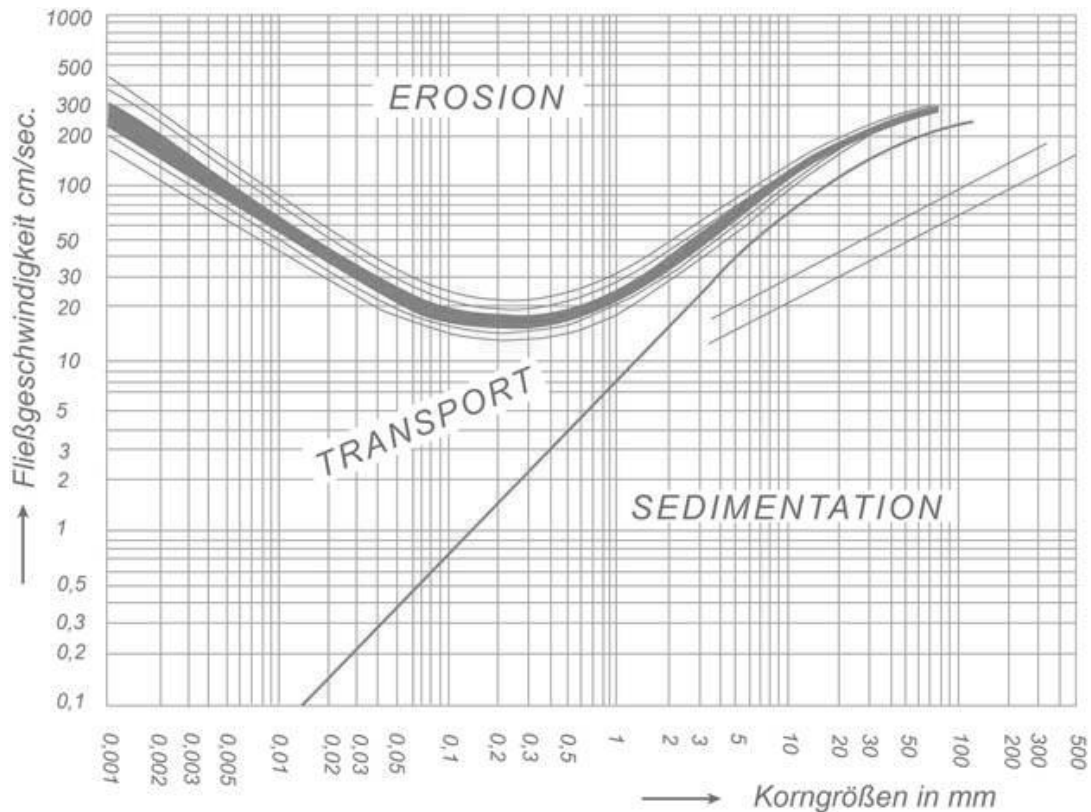


Abbildung 3.15 – Hjulström-Diagramm [aus: Freie Universität Berlin - <http://www.cms.fu-berlin.de/geo/fb/e-learning>]

### 3.3.2 Erosion infolge Windströmungen

Einflussfaktoren für die Bodenerosion durch Wind sind die Windgeschwindigkeit, die Bodenteilchengröße und die Bodenfeuchte. Grob gesagt, je stärker der mittlere Wind, desto mehr Erosion. Somit steigt diese mit der Nähe zum Meer sowie in den Hochlagen. Genauer betrachtet ist aber auch die Turbulenz des Windes entscheidend. Winderosion erfolgt bei feinkörnigem Boden, die oberste Bodenschicht wird hier durch Wind aufgewirbelt und wo anders wieder abgelagert.

Wie zuvor schon beschrieben, ist bei der Teilchengröße das Verhältnis zwischen Oberfläche und Masse größer, je kleiner das Teilchen ist. Somit ist eine Erosion durch Wind begünstigt, je feinkörniger das Teilchen ist. Jedoch steigt mit der Zunahme der spezifischen Oberfläche der Partikel die Kohäsion. Wie bei Erosion infolge Wassers kann somit in Abbildung 3.16 ein Tiefpunkt bei einer bestimmten Teilchengröße (grober

Schluff) festgestellt werden. Einfluss hat aber nicht ausschließlich die Größe des Einzelkornes sondern auch die Korngrößenverteilung des vorliegenden Bodens [vgl. Schack-Kirchner H., 2005, S. 1 – 8].

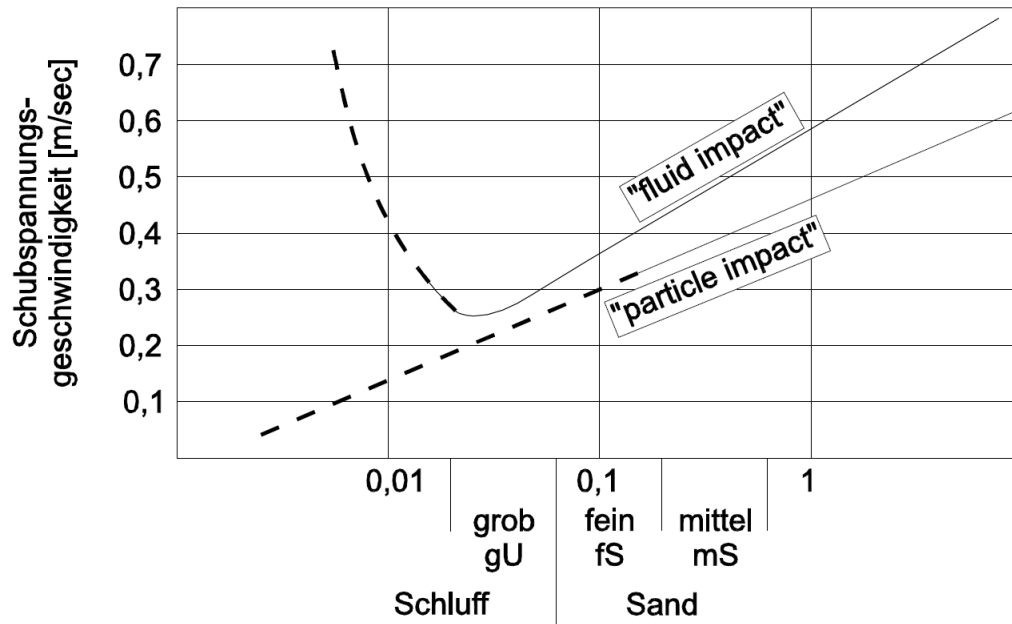


Abbildung 3.16 – Bewegungsbeginn nach Bangold (1941)  
[aus: Schack-Kirchner H., 2005, S. 3]



## 4 Massenbewegungen in geringer Seehöhe

Alle Massenbewegungen, bei denen der sich in Bewegung befindliche Hang eine kleinere Höhenlage als 1000 müA aufweist, werden als Massenbewegung in geringer Seehöhe bezeichnet.

### 4.1 Hangbewegung Neubruck (Österreich)

Diese Hangbewegung befindet sich in den niederösterreichischen Voralpen, im Bezirk Scheibbs bei Neubruck (etwa vier Kilometer südlich der Stadt Scheibbs) und liegt aus geologischer Sicht an der Grenze zwischen der Flyschzone und den nördlichen Kalkalpen. Seit Ende des Jahres 2010 wird der Hang beobachtet, hierbei konnten Verschiebungsraten von einigen Zentimetern pro Jahr festgestellt werden.

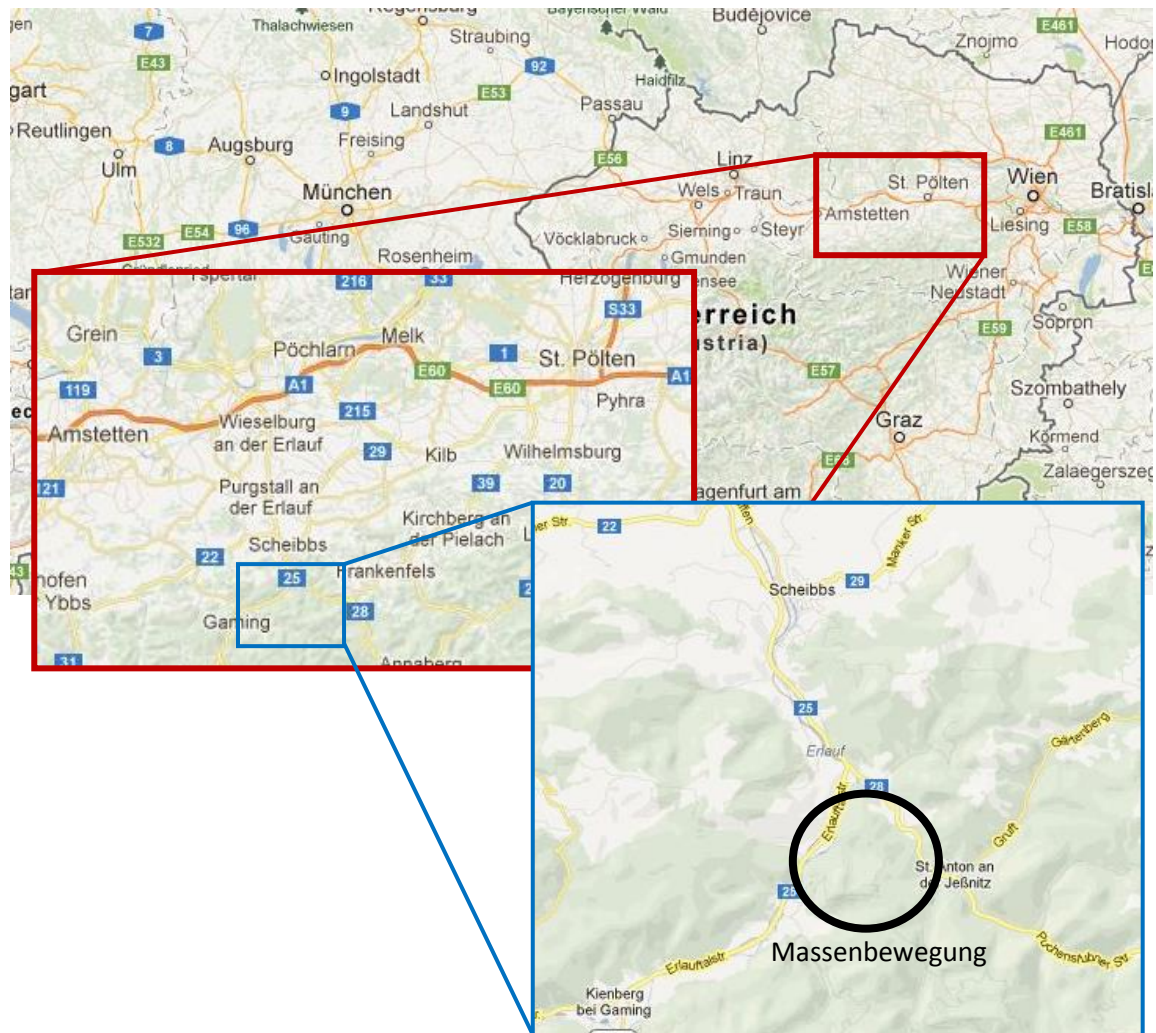


Abbildung 4.1 – Lage Massenbewegung [aus: © Google Inc., Google Maps, Stand: 10. Juli 2013 -<https://maps.google.at/>]

In Abbildung 4.2 wird ein Satellitenfoto aus Bing Maps des betroffenen Gebietes gezeigt. Die rote Linie markiert den Bereich der Abrisskante und in grün ist die Position des Wasserkraftwerks gekennzeichnet.

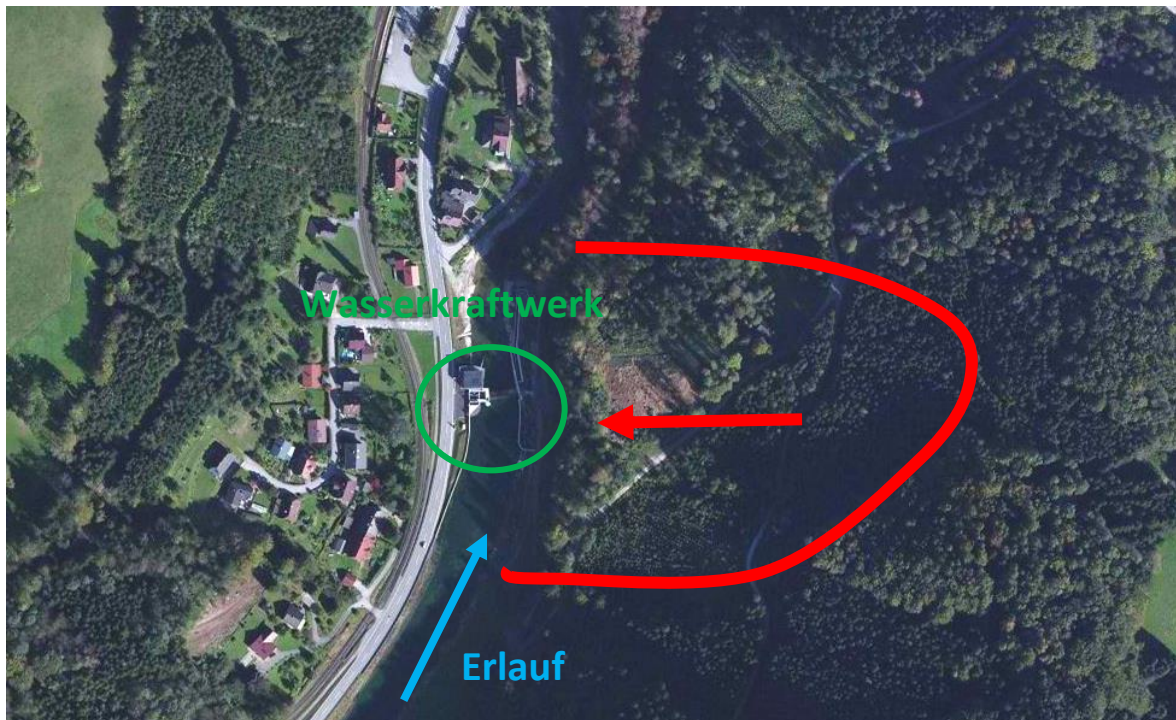


Abbildung 4.2 – Luftbild Massenbewegung Neubruck [aus: ©2013 Microsoft Corporation, Bing Maps - <http://www.bing.com/maps/>]

#### 4.1.1 Beschreibung

Die Hangbewegung liegt etwa auf einer Seehöhe von 500 müA und zählt somit in dieser Diplomarbeit deutlich zur Gruppe der in niedriger Seehöhe liegenden. Ende des Jahres 2010 wurden Drahttextensometer am Hang angebracht und zusätzlich wird der Hang mittels geodätischen Messpunkten beobachtet. Im Mai 2011 wurden Bohrungen für Inklinometermessungen abgeteuft um so die Bewegungsgeschwindigkeit des Hanges exakter und auch den Bewegungsverlauf in der Tiefe messen zu können.

In Abbildung 4.3 wird der Verlauf der Inklinometermesswerte seit Beginn der Messungen Mitte 2011 gezeigt, dabei handelt es sich um die Verschiebung in Fallrichtung. Es wurden insgesamt drei Inklinometer angebracht, jedoch ersetzt Inklinometer 2 die Nummer 1, da aufgrund der Verschiebungen eine Messung beim ersten Messrohr nicht mehr möglich ist. Im Diagramm wird auch ein durchschnittlicher Verschiebungsverlauf der Vermessungspunkte an der Oberfläche gezeigt.

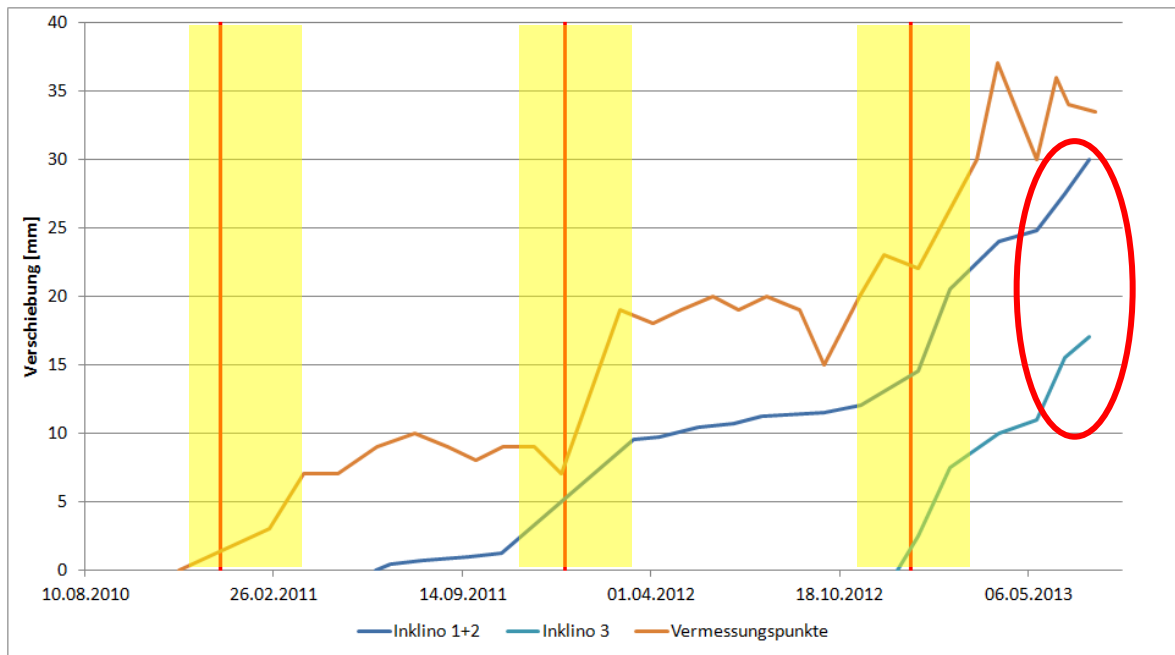


Abbildung 4.3 – Inklinometerwerte Neubruck

Es ist deutlich erkennbar, dass die größten Verschiebungen immer in der Winterzeit stattgefunden haben (diese Zeiträume wurden in Abbildung 4.3 gelb markiert). Eine Ausnahme ist ein Anstieg der gemessenen Verschiebungen Mitte des Jahres 2013. Dieser Bereich wurde im Diagramm rot markiert. Das damit verbundene Niederschlagsereignis wird in späterer Folge noch genauer beschrieben.

Um einen besseren Einblick in die Geschehnisse der geologischen Massenbewegung zu bekommen, wurde im August 2012 eine Wetterstation am Hangfuß installiert. Die Lufttemperatur und die relative Luftfeuchtigkeit werden viertelstündlich aufgezeichnet, vom Niederschlag wird die Tagessumme gemessen und zusätzlich wird stündlich die Niederschlagsintensität protokolliert.

Da aber die Verschiebungsmessungen schon seit Ende 2010 durchgeführt wurden, mussten Vergleichsdaten für den Zeitraum vor der vor Ort situierten Messstation gefunden werden. Hierzu wurden aus anderen Messstellen in der Nähe von Neubruck Daten herangezogen. Nach einer Gegenüberstellung der Werte aus Neubruck mit der Messstelle in Gresten zeigt sich eine gute Übereinstimmung, womit die Daten für folgende Vergleiche als geeignet betrachtet werden können.

#### 4.1.2 Vergleich der Messdaten

Folgende Diagramme zeigen eine Gegenüberstellung der gemessenen und aus eHYD [eHYD, 2013] erhaltenen meteorologischen Daten und der Verschiebungswerte der Massenbewegung. Abbildung 4.4 zeigt einen Vergleich der Inklinometerwerte mit der durchschnittlichen täglichen Lufttemperatur.

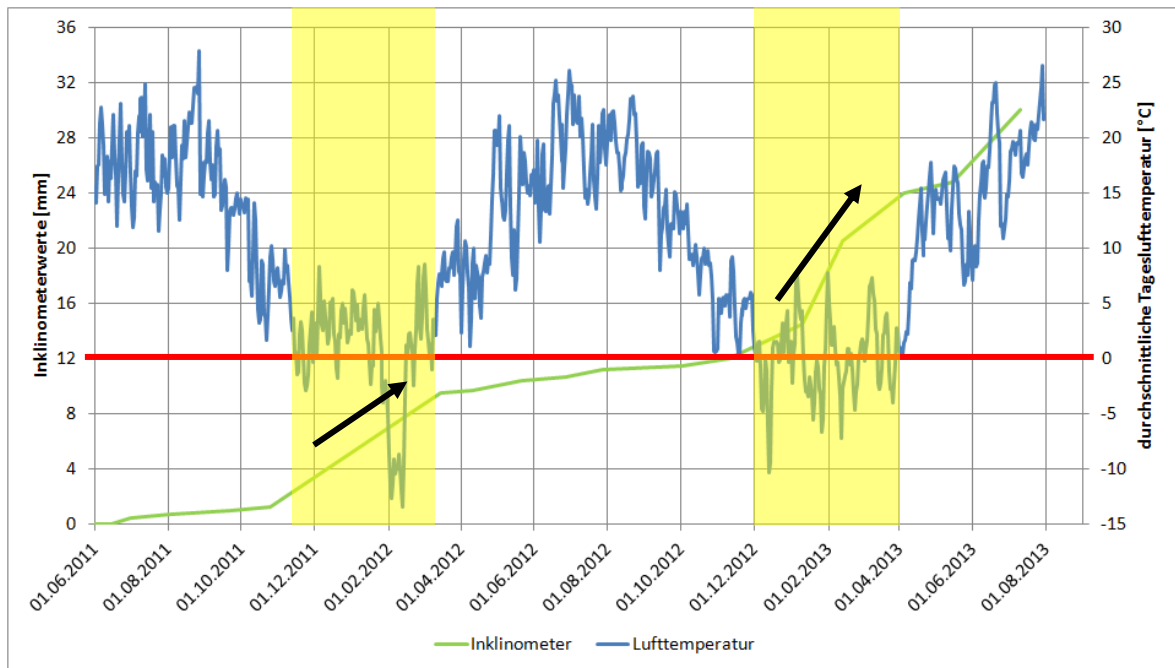


Abbildung 4.4 – Neubruck – Inklinometer + Lufttemperatur

In Abbildung 4.4 sind die Zeiträume, in denen die durchschnittliche Tageslufttemperatur zumindest zeitweise unter null Grad gelegen hat, gelb schraffiert. Mit Ausnahme des Ereignisses im Juni 2013 liegt eine sehr gute Übereinstimmung dieser Zeiträume mit den größten Verschiebungen des Hanges vor. Abbildung 4.5 zeigt eine Gegenüberstellung der Niederschläge mit den Inklinometerwerten.

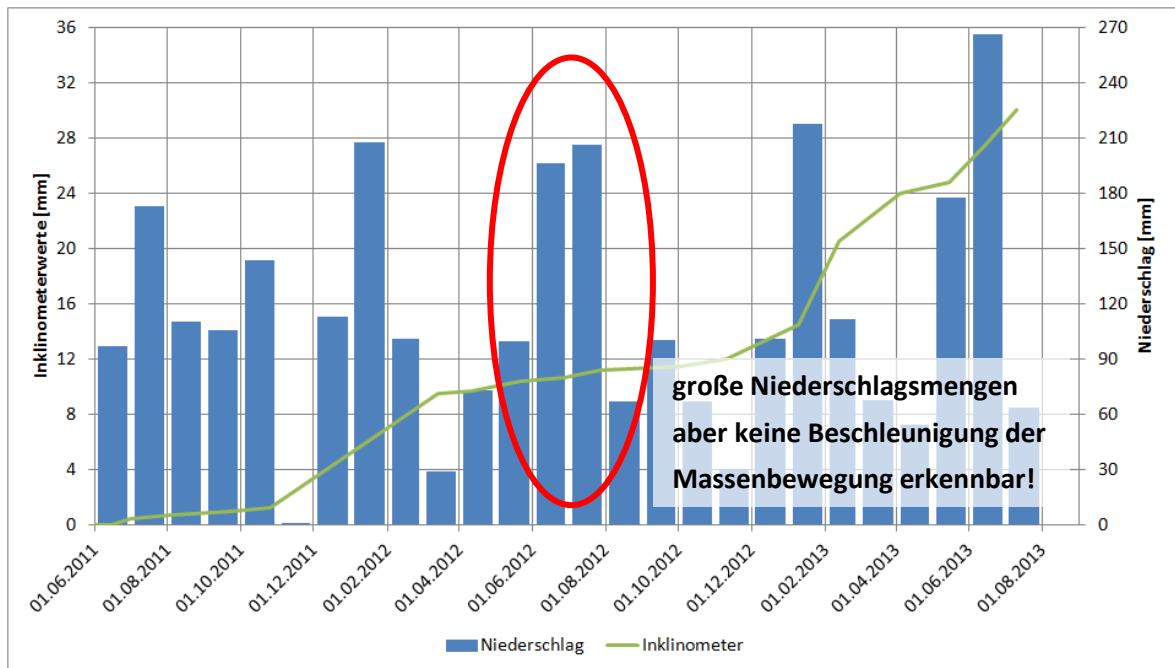


Abbildung 4.5 – Neubruck – Inklinometer + Niederschlag

Es ist zu erkennen, dass bei großen Niederschlägen im Sommer 2012 keine Beschleunigung der Massenbewegung festgestellt werden konnte. Obwohl die Niederschläge in den Wintermonaten deutlich geringer ausfielen, wurden in diesen Zeiträumen die größten Verschiebungen aufgezeichnet. Es wird der Schluss daraus gezogen, dass auch größere Niederschlagsereignisse keine unmittelbaren Beschleunigungen der Hangbewegung hervorrufen. Somit müssen andere hydrogeologische Vorgänge im Winter dafür verantwortlich sein.

#### Ereignis im Frühjahr 2013:

Seit Beginn der Beobachtung des Hanges Ende des Jahres 2010, kann ein einziges Niederschlagsereignis direkt mit einer Geschwindigkeitszunahme der Massenbewegung in Verbindung gebracht werden. Die heftigen Regenfälle in Mitteleuropa, die ein über hundertjährliches Hochwasser an der Donau verursachten, führten vom 30.05.2013 bis 03.06.2013 auch im Raum Neubruck zu großen Niederschlagshöhen. Abbildung 4.6 zeigt die fünf größten Niederschlagsereignisse der letzten drei Jahre. An erster Stelle liegt das oben genannte, mit 144,4 mm in fünf Tagen liegt es knappe 20 % über dem nächstgrößten Ereignis im Jänner 2013.

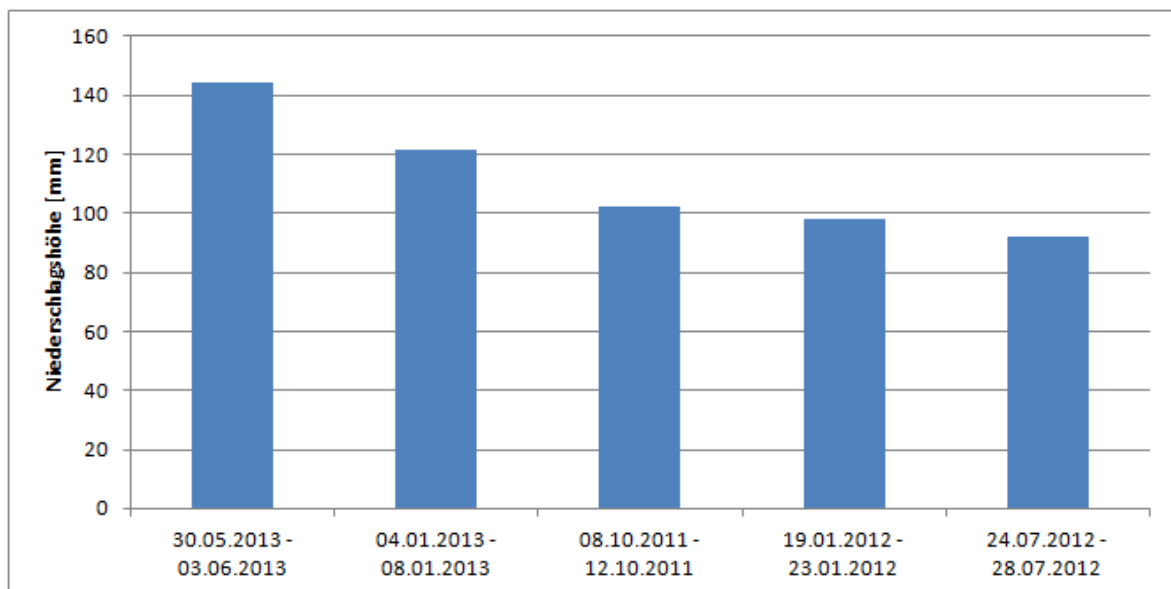


Abbildung 4.6 – maximale Niederschlagsmengen

Somit kann gezeigt werden, dass es sich dabei um ein außergewöhnliches Ereignis gehandelt hat. In der Abbildung 4.7 werden der Niederschlag und der im Inklinometerrohr 1 gemessenen Wasserpegelstand gezeigt. Gelb markiert ist jener Bereich des Niederschlagsereignisses im Frühjahr 2013. Durch die großen Regenmengen ist der Pegel, wenn auch nur kurze Zeit, stark gestiegen. Dies ist offensichtlich die Ursache, für die hohen Verschiebungsgeschwindigkeiten.

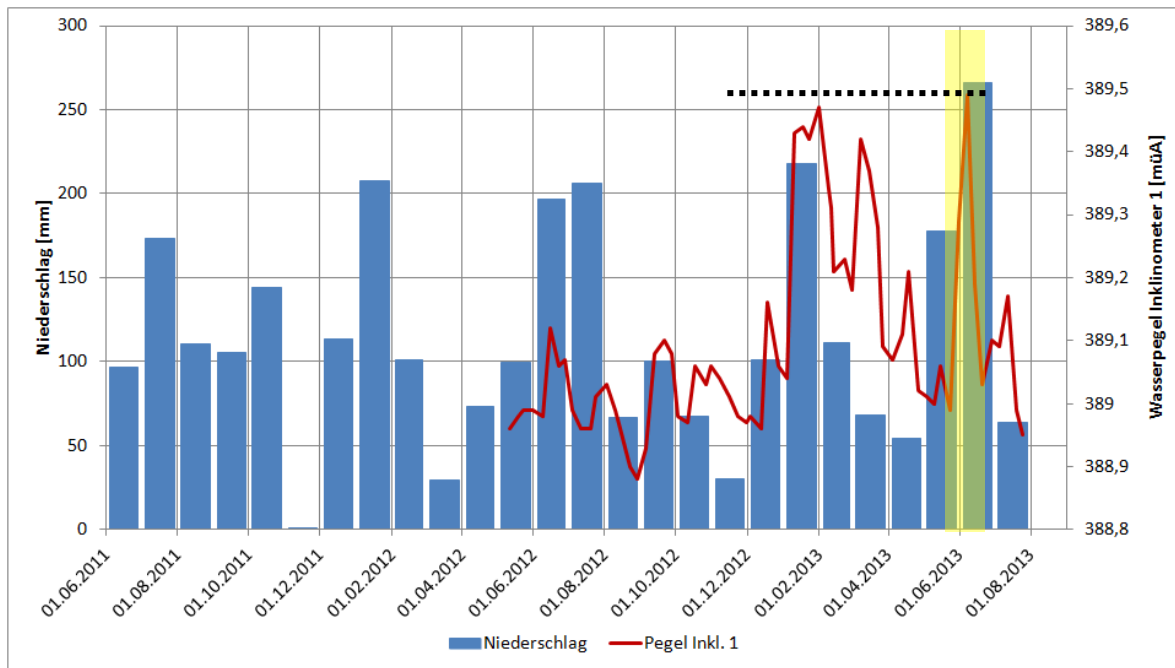


Abbildung 4.7 – Neubruck – Niederschlag + Pegel

In Abbildung 4.8 wird die gemessene Versickerung mittels eines Lysimeters in Petzenkirchen (siehe Kapitel 8) mit den Inklinometerwerten von Neubruck verglichen. Man kann erkennen, dass die Zeiten der größten gemessenen Versickerungsmengen mit denen der größten Verschiebungsgeschwindigkeiten gut übereinstimmen.

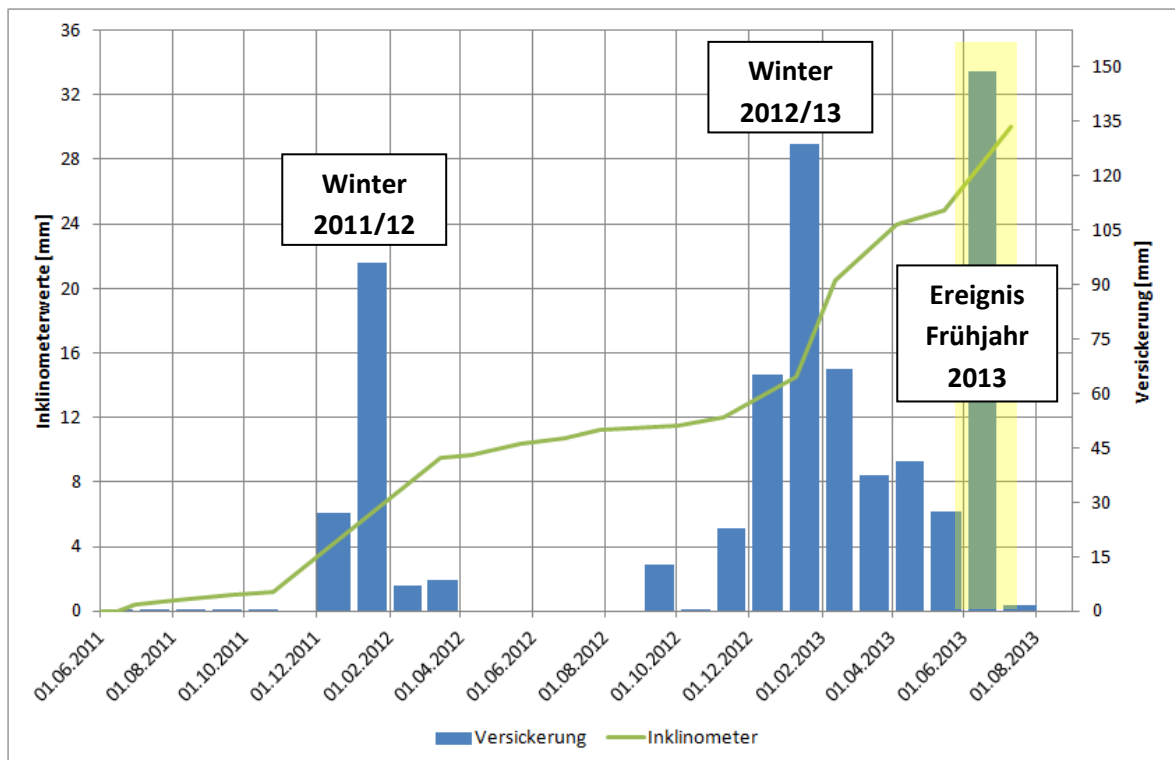


Abbildung 4.8 – Neubruck – Inklinometer + Versickerung

Die Messwerte aus Petzenkirchen bestätigen den Verdacht, dass die Niederschlagsmengen so groß waren, dass der Oberboden längere Zeit gesättigt war und somit größere Mengen an Wasser infiltriert sind. Dadurch stieg der Bergwasserspiegel, wenn auch nur kurzfristig, stark an. Bereits im Winter 2012/2013 wurden große Versickerungsmengen von Wasser registriert, wodurch eine große Bodenfeuchte schon vorhanden war. Nicht auszuschließen ist, dass aufgrund der Hangbewegung, eine gewisse Bodenauflockerung ein Versickern des Wassers in den Untergrund erleichtert hat.

## 4.2 Rutschung Depoe Bay (USA)

Bei der Rutschung Depoe Bay handelt es sich um eine Massenbewegung direkt an der Ostküste der USA, ein Schnitt ist in Abbildung 4.9 zu sehen. Die Ortschaft liegt im Bundesstaat Oregon. In Abbildung 4.10 wird ein zweites Beispiel gezeigt, dass bei niedriger Seehöhe die größten Verschiebungen in den Wintermonaten auftreten [vgl. Cornforth D.H., 2012].

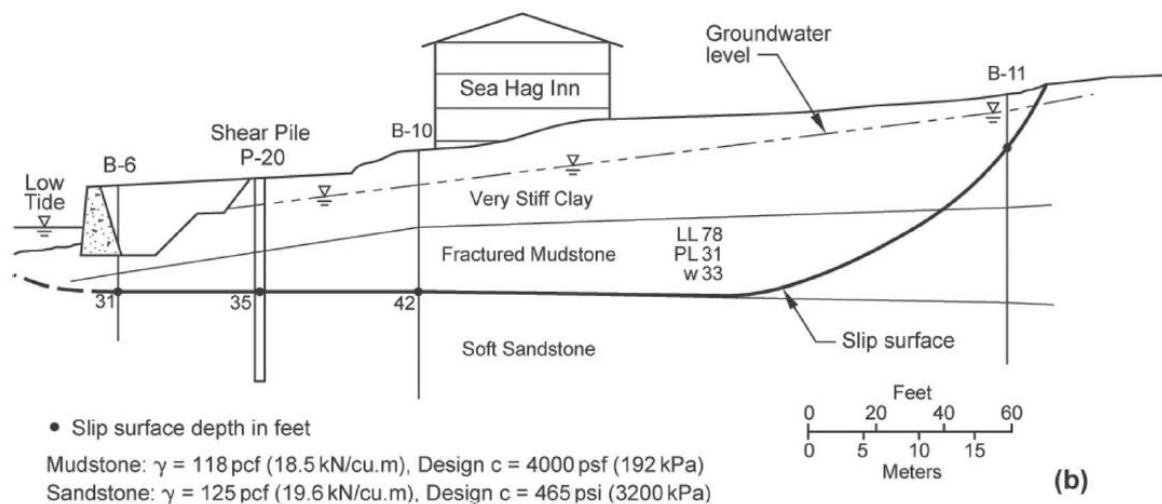


Abbildung 4.9 – Schnitt Rutschmasse Depoe Bay [aus: Cornforth D.H., 2012: S. 69]

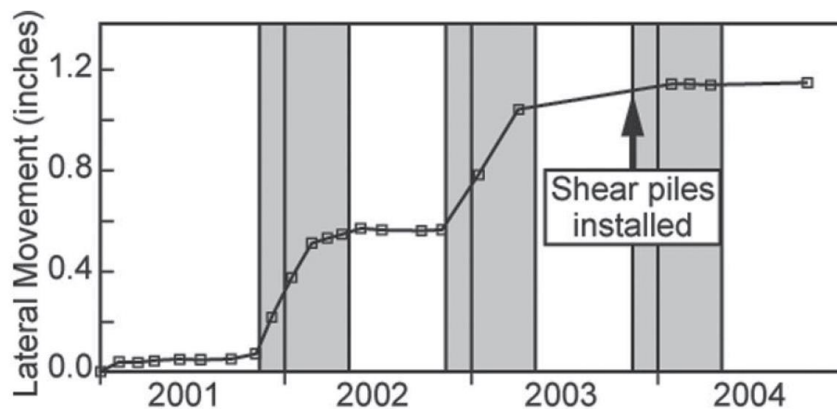


Abbildung 4.10 – Verschiebungen Rutschmasse Depoe Bay  
 [aus: Cornforth D.H., 2012: S. 70]

Tabelle 4.1 und Abbildung 4.11 zeigen Klimadaten über Depoe Bay. Die Temperaturen sind durchaus mit denen in Österreich vergleichbar und liegen in einem ähnlichen Bereich. Ein großer Unterschied ist jedoch, dass hier die regenreichste Zeit im Winter liegt, wodurch das oben gezeigte Verschiebungsverhalten erklärt werden kann und plausibel erscheint. Über eine zusätzliche Beeinflussung aufgrund des Wasserhaushaltes kann an dieser Stelle keine Aussage getroffen werden.

	Jän	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Relative Luftfeuchtigkeit	87	84	81	74	74	70	65	65	64	78	87	87
Sonnenstunden	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Niederschlagsmenge	164	126	108	65	53	36	12	15	37	87	156	171
Regentage	25	23	23	19	19	13	5	7	6	18	17	21

Tabelle 4.1 – Klimadaten Depoe Bay [aus: <http://www.zoover.at/usa/oregon/depoe-bay/wetter>]

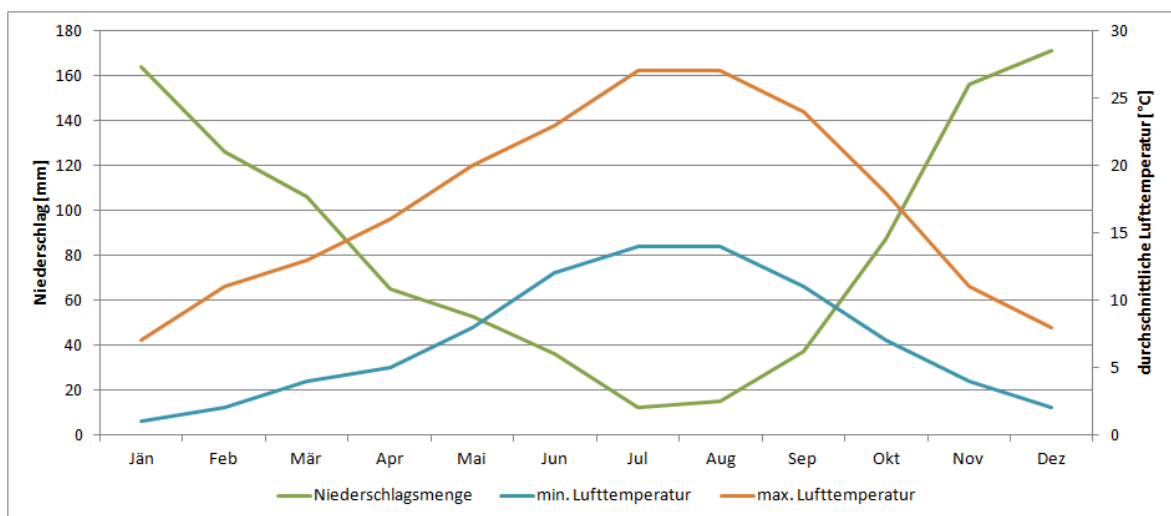


Abbildung 4.11 – Klimadaten Depoe Bay



### **4.3 Zusammenfassung**

In dieser Arbeit werden zwei Beispiele von Hangbewegungen gezeigt, in denen die größten Verschiebungen in den Wintermonaten vorkommen. Mehr beobachtete und dokumentierte geologische Massenbewegungen in geringer Seehöhe konnten bisher nicht gefunden werden. Auch ein Vergleich der zwei zuvor gezeigten ist schwer herzustellen, da die geographische und geologische Lage sehr unterschiedlich und teilweise unbekannt ist. Neubruck liegt im Mittelgebirge in Österreich, Depoe Bay direkt an der Westküste in den USA. Vor allem die Verteilungen des Niederschlags in den beiden Orten unterscheiden sich stark.

Eine naheliegende Erklärung der Verschiebungsverläufe für die Rutschung in Neubruck wie in Depoe Bay mit dem Niederschlagsverlauf liegt nicht vor. Deswegen werden Einflussgrößen auf Hangbewegungen in Folge genauer betrachtet und analysiert.

## 5 Massenbewegungen in großer Seehöhe

Für eine brauchbare Vergleichbarkeit muss eine „große Seehöhe“ genauer definiert werden. Eine Grenzhöhe ist abhängig von der jeweiligen Klimazone zu wählen. Solange Daten von Massenbewegungen mit sehr ähnlichem Klima verglichen werden (zB.: Mitteleuropa, Alpengebiet), wird eine einheitlich untere Grenze der hochliegenden Massenbewegung von 1000 müA als Richtwert herangezogen.

### 5.1 Hangbewegung Gradenbach (Österreich)

Der Talzuschub Gradenbach in Kärnten mit einem Volumen von etwa 200 Mio m<sup>3</sup> liegt in der Matreier Zone (Phyllite) und erstreckt sich von seinem Fuß in etwa 1200 m Seehöhe über eine Höhe von 1000 m hinauf in das Anrissgebiet in 2200 m Seehöhe. Er löste in den Jahren 1965 und 1966 durch wiederholtes Zuschieben des Gradenbachtals und den dadurch bedingten Aufstau des Gradenbaches, große Murenereignisse aus, die in der Ortschaft Putschall auf dem Schwemmfächer des Gradenbaches zu schweren Zerstörungen führten, sodass diese Ortschaft schließlich aufgegeben werden musste. Aufgrund der Gefährdung des Mölltales (u.a. der Großglockner Hochalpenstraße) bei weiteren Ereignissen, wurden umfangreiche Verbauungen des Gradenbaches, die das Unterschneiden des Hangfußes verringern sollten, errichtet. Zusätzlich wurden Wasserab- und ausleitungen durchgeführt, sowie ein umfassendes Monitoringprogramm installiert.

Der Vergleich der Katasterkarte aus dem Jahr 1826 mit einem Luftbild aus 1967 von Kronfellner-Kraus [1974] ergab in diesem Zeitraum Verschiebungen von max. 60 m und damit eine durchschnittliche Bewegungsrate von etwa 40 cm/Jahr. Das Monitoringprogramm zeigte, dass die Bewegungsraten zwar stark schwankten, generell aber nach den getroffenen Maßnahmen stark absanken. Über ein Jahr gesehen treten in den Sommermonaten hohe, in der restlichen Zeit nur geringe Verschiebungsgeschwindigkeiten auf.

Pegelmessungen zur Erkundung der Bergwasserverhältnisse ergaben, dass der mittlere Bergwasserspiegel bei der Mehrzahl der 15 derzeit noch messbare Messstellen (ursprünglich 22) tiefer als 30 m unter der Geländeoberfläche liegt [vgl. Weidner et al., 2011]. Die Schwankungen der Bergwasserspiegelhöhe betragen max. 5 m, wobei in den Wintermonaten das größte Absinken, im Frühsommer infolge der Schneeschmelze das höchste Ansteigen zu beobachten ist. Die größten Bergwasserspiegeländerungen liegen 4 bis 12 Wochen, die höchsten Bergwasserspiegelstände 0 bis 4 Wochen vor den maximalen Verschiebungsraten.

Niederschläge, die als Regen fallen, wirken sich meist nur wenig auf die Bergwasserspiegelhöhe aus. Deshalb können im Anschluss an Regenereignisse nahezu keine signifikanten Beschleunigungsphasen festgestellt werden. Zwischen 1979 und 1994 konnte nur ein Starkniederschlagsereignis im Jahr 1993 mit einer deutlichen Zunahme der Verschiebungen in Zusammenhang gebracht werden. Der Bewegungsbetrag war jedoch viel geringer als er aufgrund des Bergwasserspiegelanstiegs zu erwarten gewesen wäre. Statistische Untersuchungen zeigten, dass die Niederschlagssumme zwischen November des Vorjahres und Oktober des Beobachtungsjahres am besten mit den Verschiebungen im Beobachtungsjahr korrelieren [vgl. Weidner et al., 2011].

Seit dem Jahr 1979 werden die Verschiebungen mittels zweier Drahtextensometern gemessen. Abbildung 5.1 zeigt die gemessene Hangbewegung in Fallrichtung, zwischen den Jahren 1995 und 1999 liegen keine Daten vor.

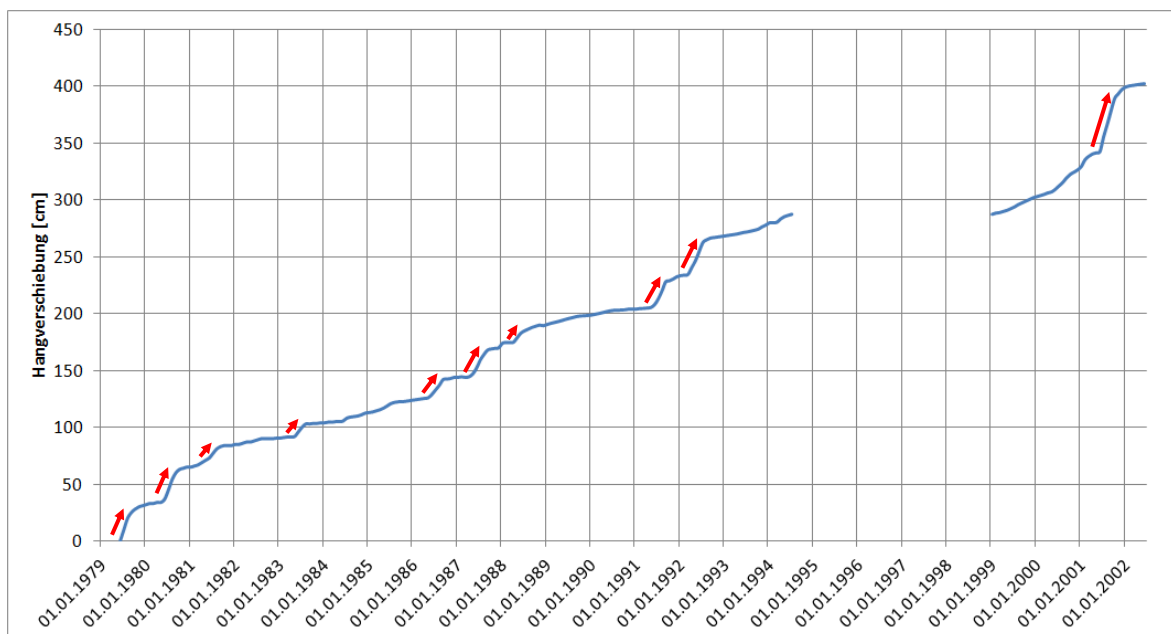


Abbildung 5.1 – Verschiebungen Rutschmasse Gradenbach [aus: BFW, 2013]

Die größten Verschiebungen treten durchgehend in den Sommermonaten nach der Schneeschmelze auf. Abbildung 5.2 zeigt die Regenmenge und die Schneehöhe bei der Messstation Iselsberg, welche ca. 17 km entfernt vom Gradental liegt. Die Daten stammen aus der Internetplattform eHYD [eHYD, 2013]. Allgemein ist zu erkennen, dass bei großen Schneehöhen im Winter nach der Schneeschmelze große Verschiebungen verzeichnet wurden. Die Schneeschmelze ist somit der wesentlichste Einflussfaktor für die Verschiebungsgeschwindigkeiten.

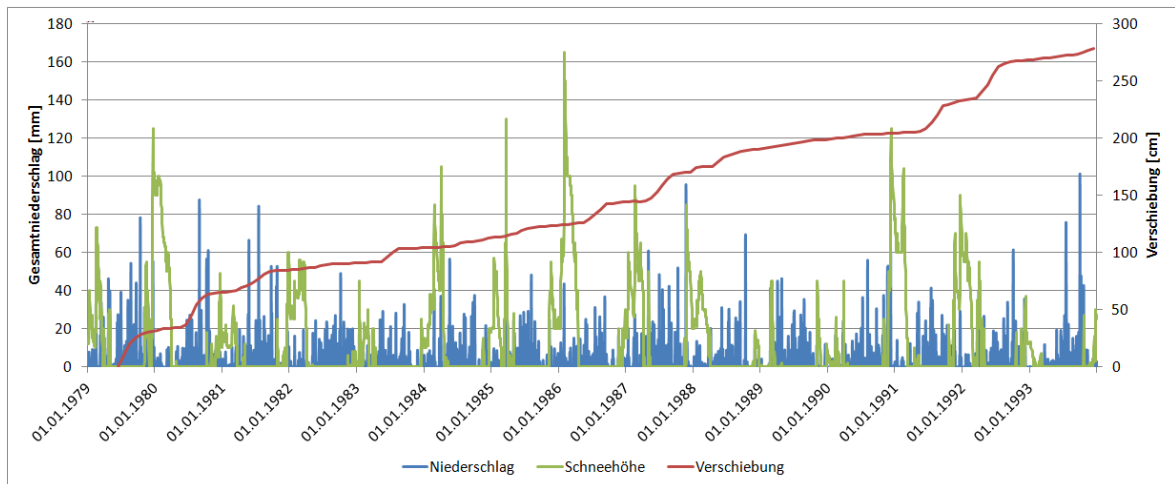


Abbildung 5.2 – Hydrologie Gradenbach

Auch Abbildung 5.3 zeigt deutlich, dass hohe Geschwindigkeiten der Verschiebungen hauptsächlich in der Jahreszeit der Schneeschmelze von Mai bis August vorkommen. Die durchschnittlich größten Bewegungsgeschwindigkeiten wurden Mitte Juni registriert.

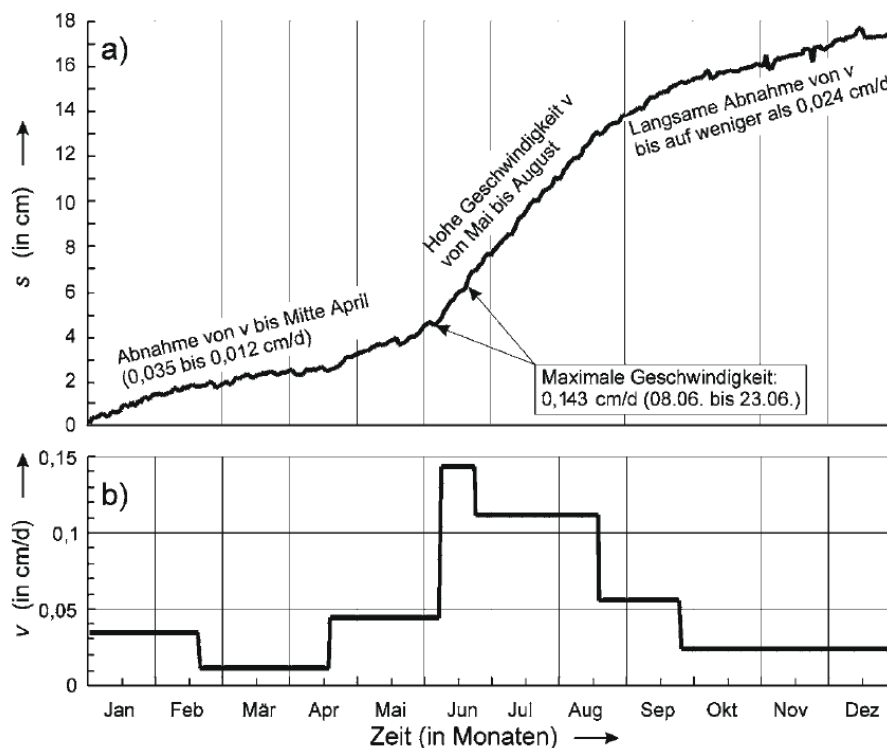


Abbildung 5.3 – durchschnittliches jahreszeitliches Bewegungsverhalten an der Talzuschubsstirn [aus: Weidner S. et al., 2011: S. 45]

## 5.2 Großhangbewegung Lärchberg/Galgenwald (Murau, Österreich)

Die Großhangbewegung Lärchberg/Galgenwald (Abbildung 5.4) erfasst einen Teil der südwestlichen Flanke des Rantenbachtals etwa 2 km nordwestlich (flussaufwärts) der Stadt Murau. Bei Abgang dieser Massenbewegung droht nach Aufstau des Rantenbaches

ein Großmurenereignis bzw. eine Flutwelle mit schweren Schäden in der Stadt Murau in der Höhe von etwa € 30 Mio. Der Hang wird an der Basis bis in eine Höhe von etwa 150 m über dem Talboden (850 m Seehöhe) aus Phylliten aufgebaut, darüber folgt eine im Durchschnitt 300 m mächtige Sequenz von Kalkmarmoren [Hermann, 2004]. Der Hauptabriss der Aktivitätszone 1 (Volumen etwa 1 Mio m<sup>3</sup>) liegt in 1060 m Seehöhe, der Hauptabriss der Aktivitätszone 2 (Volumen etwa 10 Mio m<sup>3</sup>) liegt in 1200 m Seehöhe. Somit liegt es an der unteren Grenze der Definition für Massenbewegungen in großer Höhenlage, wird aber in dieses Kapitel eingeteilt. Infolge des geologischen Aufbaus werden die inkompetenten Phyllite durch das Gewicht der darüber lagernden, kompetenten Marmore ausgepresst (System „Hart auf Weich“; Poisel und Eppensteiner, 1988 und 1989). Der kompetente Marmorblock erfährt dadurch Zugbeanspruchungen und weist daher mehrere Zonen auf, in denen es zur Bildung von Bergzerreißungsspalten und damit zur intensiven Zerlegung des überlagernden Marmors in Großblöcke kommt.

Das Monitoringprogramm umfasst geodätische Beobachtungen von Verschiebungsvektoren, Seilextensometerstrecken sowie von Temperatur- und Quellbeobachtungen. Die geodätischen Beobachtungen und die Extensometermessungen ergaben seit dem Jahr 2001 Verschiebungsgeschwindigkeiten zwischen 5 und 35 cm pro Jahr.

Abbildung 5.4 zeigt eine Übersicht der Hangbewegung bei Murau vom Gegenhang aus.



- |                   |                                   |
|-------------------|-----------------------------------|
| ① Brandstättereck | — Hauptabbriss Aktivitätszone 1   |
| ② Rantenbach      | - - - Grenze der Aktivitätszone 1 |
| ③ Gehöft Fritz    | ⋯ Hauptabbriss Aktivitätszone 2   |
| ④ Bundesstrasse   | — Zerrgraben                      |
|                   | — Schutzdamm                      |
|                   | — Grenze Phyllit - Marmor         |

Abbildung 5.4 – Hangbewegung Lärchberg bei Murau [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 3]

In Abbildung 5.5 wird der Verschiebungsverlauf der Massenbewegung dargestellt. Ersichtlich ist, dass sich die größten Bewegungen immer im Zeitraum Sommer beziehungsweise Spätsommer ereignen.

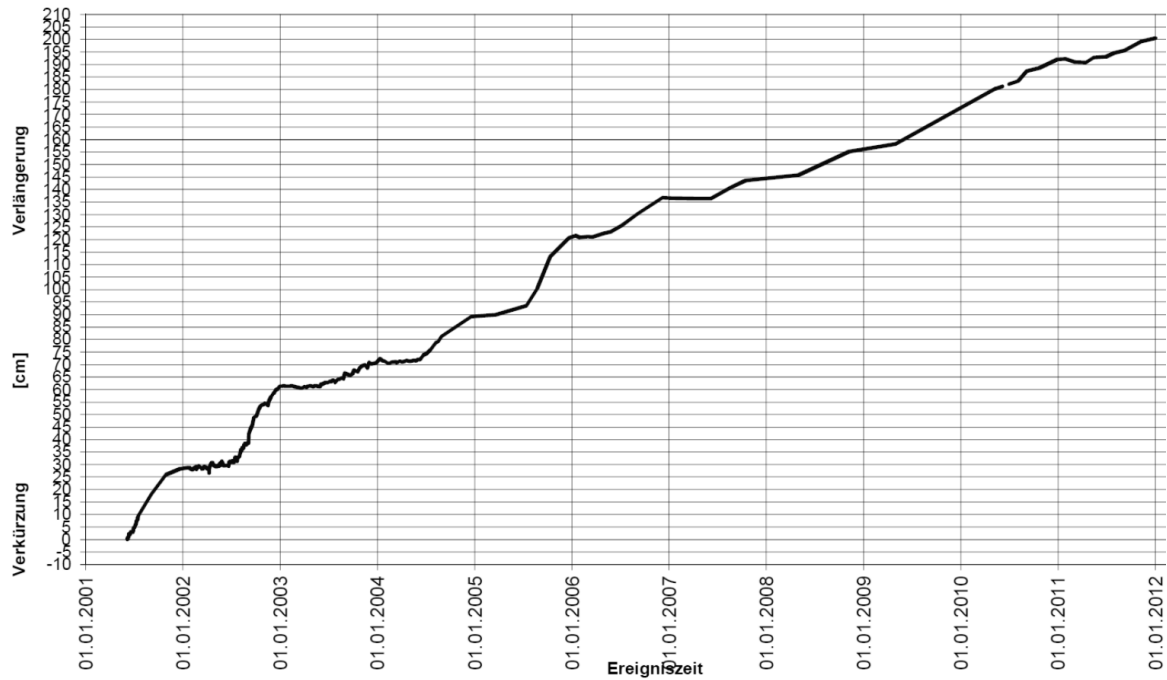


Abbildung 5.5 – Zeitlicher Verlauf der mittels Seilextensometer 10 beobachteten Öffnungsweiten der Hauptabrissspalte [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 4]

### 5.2.1 Statistische Untersuchungen Verschiebungen – Niederschläge

Die folgenden Auswertungen der Zusammenhänge zwischen Niederschlägen und Verschiebungen zeigen, dass die sich in einem Jahr ereignenden Verschiebungen mit den in diesem Jahr gefallenen Niederschlägen nur wenig korrelieren (Abbildung 5.6). Dagegen dürfte es einen (nicht besonders ausgeprägten) Zusammenhang zwischen den sich in einem Jahr ereignenden Verschiebungen und den in den Monaten Jänner bis April desselben Jahres (Abbildung 5.7) gefallenen Niederschlägen geben. Der nicht besonders ausgeprägte Zusammenhang weist darauf hin, dass die Verschiebungen nur zum Teil von den Niederschlägen beeinflusst werden.

Fabian [2004] wies allerdings einen Zusammenhang zwischen der Schüttung der Quelle am Hangfuß und den Verschiebungen nach. Die Beobachtung der Quellschüttung wurde erst 2010 wieder aufgenommen. Da zwischen Niederschlägen und Quellschüttung keine Korrelation gefunden wurde, ist es sehr wahrscheinlich, dass die Quellschüttung vor allem vom Bergwasserspiegel und nur wenig vom Oberflächenabfluss beeinflusst wird. Dies deutet auf einen direkten Zusammenhang zwischen der Höhe des Bergwasserspiegels und den Verschiebungen hin.

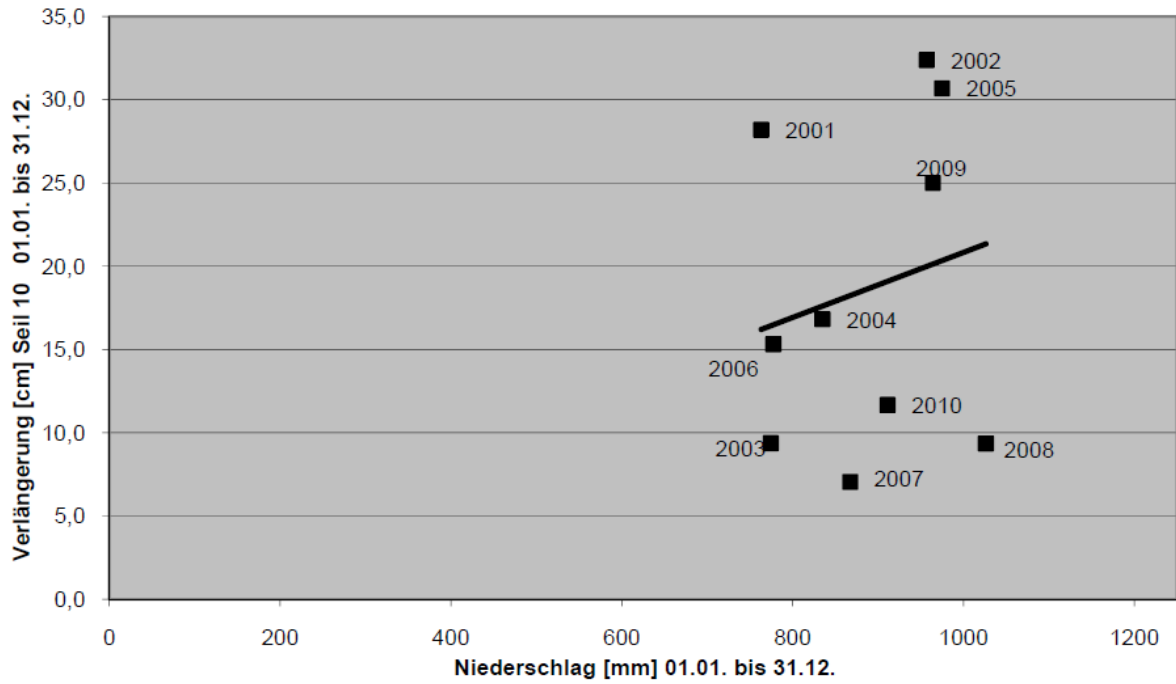


Abbildung 5.6 – Niederschlag/Verlängerung Seil 10 [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 5]

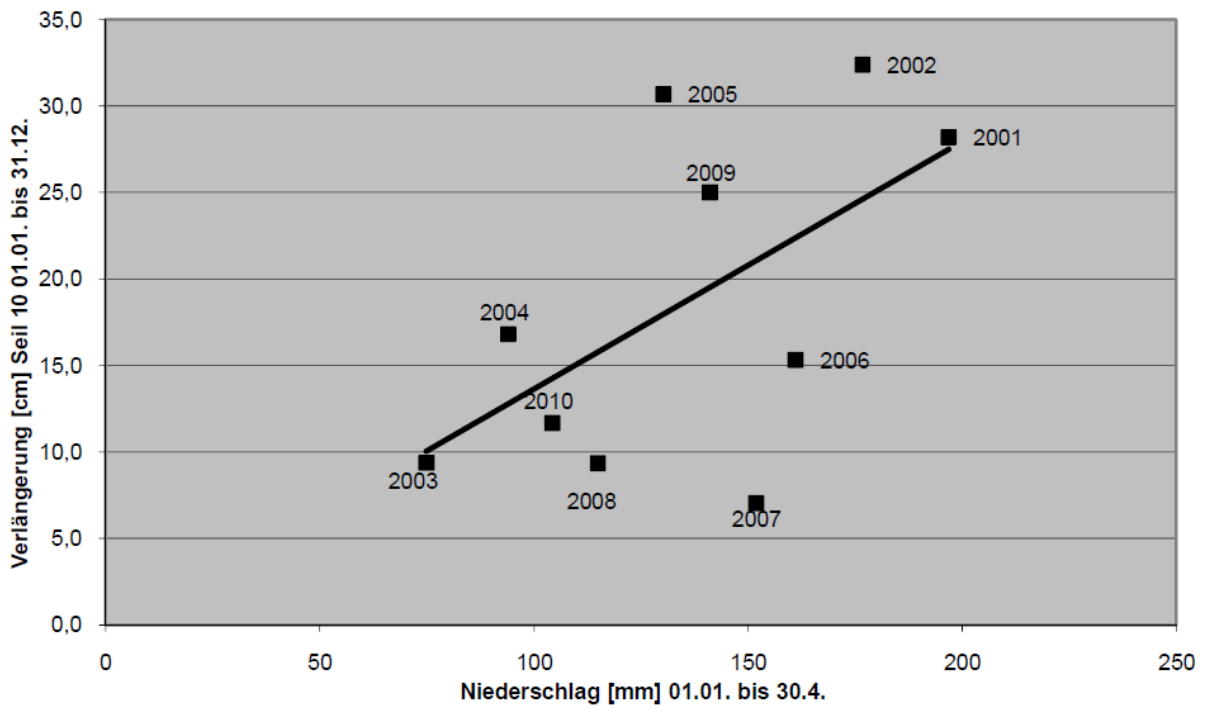


Abbildung 5.7 – Niederschlag (Jänner bis April)/Verlängerung Seil 10 [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 5]



### Statistische Untersuchungen Verschiebungen – Lufttemperatur

Eine statistische Auswertung der Untersuchungen des Zusammenhangs von Verschiebungen und der Temperatur zeigt die Abbildung 5.8.

Dabei wurden die Lufttemperaturen an jedem Tag um 00:00 Uhr bzw. um 12:00 Uhr (Daten existieren nicht über den ganzen Zeitraum) über ein Monat gemittelt. Diese Mittelwerte wurden über das 1. Halbjahr und über das 2. Halbjahr gemittelt und mit den Gesamtverlängerungen des Seils 10 in einem Jahr verglichen.

Wie in der nächsten Abbildung ersichtlich, erbrachten diese Untersuchungen keine Hinweise auf einen Zusammenhang zwischen den Verschiebungen und der Lufttemperatur. Die Tatsache, dass in Jahren, in denen große Verschiebungen auftraten, der überwiegende Anteil der Verschiebungen im zweiten Halbjahr auftrat, während sich im ersten Halbjahr keine nennenswerten Verschiebungen ereigneten, zeigt aber, dass es einen Zusammenhang der Verschiebungen mit der Witterung geben muss.

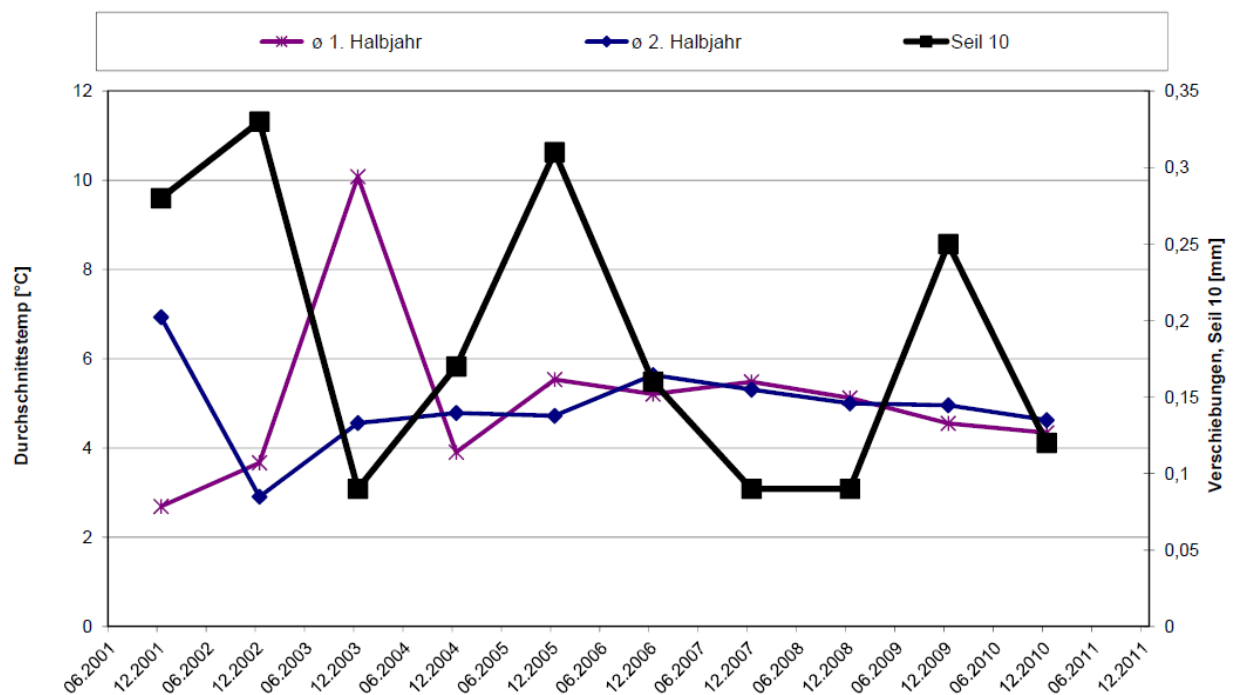


Abbildung 5.8 – Vergleich der gemittelten Temperaturdifferenzen im ersten und im zweiten Halbjahr mit den Verschiebungen [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 7]

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, dass der (nicht besonders ausgeprägte) Zusammenhang zwischen den sich in einem Jahr ereignenden Verschiebungen und den in den Monaten Jänner bis April desselben Jahres meist als Schnee gefallenen Niederschlägen darauf hindeutet, dass der wahrscheinlichste Zusammenhang Verschiebungen und der Witterung im Anstieg des Bergwasserspiegels infolge der

Schneesmelze besteht. Der Zusammenhang mit dem Niederschlag im Winter dürfte an der in Form von Schnee gespeicherten Wassermasse liegen. Somit beeinflusst die Menge und vor allem die gespeicherte Menge an Schneefall den Bewegungsverlauf der Hangbewegung im Sommer.

Ob dieser Zusammenhang einen wesentlichen Einfluss auf den Gesamtbetrag der Verschiebungen in einer Witterungsperiode hat, kann derzeit nicht gesagt werden. Es erscheint lediglich wahrscheinlich, dass die wechselnden Verschiebungsraten seit 2001/2002 auch vom Internbau des Bereiches Lärchberg/Galgenwald abhängen. Die Bewegungen werden vermutlich von internen Widerständen aufgehalten und springen nach Überwindung dieser Widerstände – ähnlich wie bei Plattengrenzen im großen Maßstab (dort Auslösung von Erdbeben) – wieder an. Es ist daher damit zu rechnen, dass in den kommenden Jahren nach der relativen Ruhe im Jahr 2011 wieder Beschleunigungen auftreten werden.

### **5.3 Großhangbewegung Hochmais (Speicher Gepatsch, Österreich)**

Die Felsgleitung Hochmais in Schiefergneisen, Graniten und Amphiboliten, ist eine Felscholle, die sich mit einem Volumen von 27 Mio m<sup>3</sup> vom Talboden in 1650 m Seehöhe bis in eine Höhe von 2050 m erstreckt und prähistorisch eine 20 m mächtige Moränenaufgabe überfuhr. Diese Massenbewegung wurde durch die Wirkung des ersten Aufstaus des Speichers Gepatsch (Kaunertalkraftwerk) reaktiviert. Die Gesamtsetzungen betragen in den ersten beiden Teilstauperioden von 1964 und 1965 zusammen etwa 7,5 m, seit damals beträgt die mittlere jährliche Vertikalverschiebung weniger als 2 cm. Die Hangbeobachtungen haben gezeigt, dass eine stauunabhängige Hangabwärtsbewegung von stauinduzierten Verschiebungen überlagert wird [Tentschert, 1998].

Vermessungen einiger Punkte der alten Kaunertal-Triangulierung ergaben, dass die derzeitige, stauunabhängige Grundbewegung etwa den Verschiebungsraten vor dem Einstau (weniger als 2 cm) entspricht. Messungen der TIWAG an Hochspannungsmasten in anderen Gebieten ergaben, dass Talflanken (mit mehreren 100 m Höhe) mit Verschiebungsraten von etwa 1 cm/Jahr als stabil gelten.

Große Spülwasserverluste bei den Erkundungsbohrungen im Felsgleitungsbereich sowie die unmittelbare Reaktion des Wasserstandes in ufernahen Bohrungen auf Stauspiegelschwankungen, lassen auf eine hohe Durchlässigkeit zufolge der starken Zerlegung durch die großen Verschiebungen schließen [Tentschert, 1998]. Der Bergwasserspiegel wurde bei Bohrungen erst in Tiefen von mehr als 100 m gefunden.

Statistische Untersuchungen von Fabian [2004] wiesen einen deutlichen Zusammenhang zwischen den (relativ geringen) Hangverschiebungen und dem Monatsniederschlag aus. Dies wurde auf die Wirkung des Wassers in den Bewegungsbahnen der Gleitung und/oder in Form einer Erhöhung des Gewichts zurückgeführt.

Ein nachgewiesener Zusammenhang zwischen den Lufttemperaturen und den Verschiebungen wurde als saisonal bedingt interpretiert. Dies steht in Übereinstimmung mit der Beobachtung, dass die Verschiebungsgeschwindigkeiten von Großhangbewegungen in höheren Lagen durch die Schneeschmelze im Sommer beeinflusst werden.

#### **5.4 Großhangbewegung Beauregard (Aostatal, Italien)**

Die Großhangbewegung Beauregard beeinflusst das linke Widerlager und den Stauraum der 132 m hohen Bogen-Gewichtssperre Beauregard im Valgrisenche Tal (Seitental des Aostatals, Italien) und erfasst stark zerlegte, kataklastische Glimmerschiefer und Paragneise mit Einschlüssen von Prasiniten und Amphiboliten [Barla et al., 2010]. Sie reicht bis etwa 40 m unter die Talsohle in etwa 1680 m Seehöhe, das Abrissgebiet liegt in etwa 2700 m Seehöhe und das bewegte Volumen beträgt etwa 200 Mio m<sup>3</sup>. Die Verschiebungsgeschwindigkeit beträgt etwa zwei Millimeter pro Jahr. Der Mauerscheitel bewegt sich zufolge der Taleinengung durch die Großhangbewegung mit etwa derselben Verschiebungsgeschwindigkeit talaufwärts. Auf Grund der dadurch ausgelösten Rissbildungen wird der Stauspiegel aus Sicherheitsgründen seit dem Jahr 2000 konstant bei 1700 m Seehöhe gehalten.

Über das Jahr gesehen tritt der Großteil der Verschiebungen im Zeitraum spätes Frühjahr – Sommer auf. Statistische Analysen [Barla et al., 2010] zeigen, dass der Schneeschmelze unmittelbar ein Anstieg des Bergwasserspiegels um etwa 15 m folgt, welcher dann die Hangverschiebungen auslöst. Bergwasserspiegelanstiege in dieser Größenordnung sind nur bei einigermaßen dichtem Gebirge möglich, d.h. die Zerlegung des Gebirges zufolge der Hangverschiebungen kann in diesem Fall nur gering sein.

Die Abbildung 5.9 zeigt den Verschiebungsverlauf der Massenbewegung Beauregard in Italien (blaue Linie) und die Schneehöhe im Gebiet der Bewegung (grüne Linie). Zeitlich etwas verzögert traten die größten Geschwindigkeiten immer nach den Schneeschmelzen auf. Die Messwerte im Jahr 2009 sind unklar, Messfehler werden vermutet.

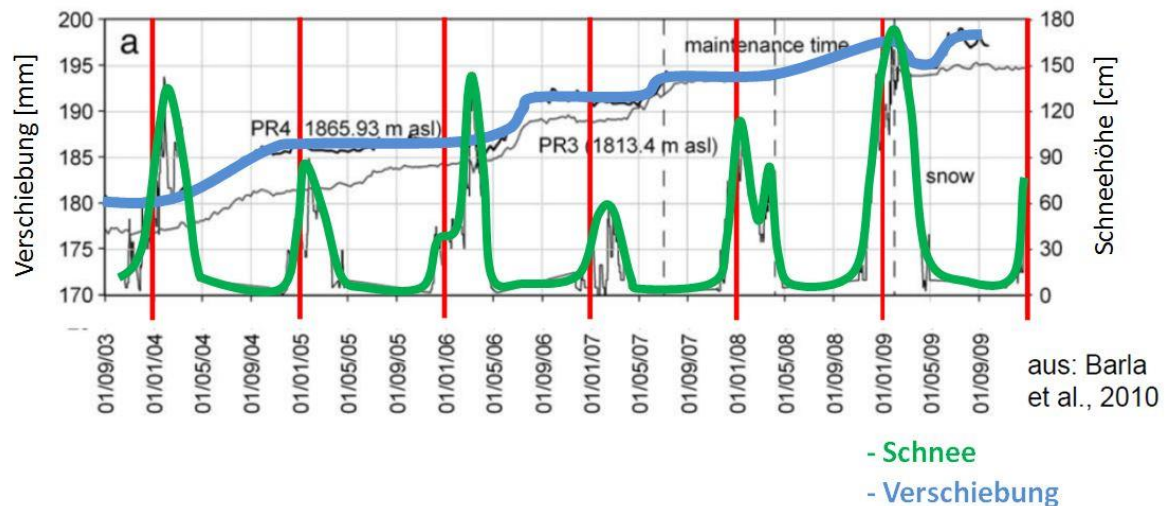


Abbildung 5.9 – Verschiebung und Schneehöhe Rutschmasse Beaugard  
[aus: Barla G., 2010]

## 5.5 Großhangbewegung Randa (Wallis, Schweiz)

Im Frühjahr 1991 ereigneten sich oberhalb der Ortschaft Randa zwei Bergstürze mit einem Gesamtvolumen von 30 Mio m<sup>3</sup> in einem Gebiet mit Paragneisen und Glimmerschiefern. Die Abrisskante der übergeordneten Großhangbewegung befindet sich in 2400 m Seehöhe, die basale Gleitfläche streicht in einer Seehöhe von 1900 m aus. Die Bergstürze erfolgten nicht als einmalige Ereignisse sondern in mehreren Phasen, wodurch die Neigung des Ablagerungsgebietes hoch geblieben ist und die Bergstürze die Ortschaft nicht erreichten. Durch die Bergsturzablagerungen wurde aber die Mattervispa aufgestaut und die Bahn- und Straßenverbindung wurden somit unterbrochen.

Die durchschnittliche Verschiebungsgeschwindigkeit der übergeordneten Großhangbewegung beträgt seit 1991 mehrere Millimeter pro Jahr, der Bergwasserspiegel liegt mehr als 120 m unter der Geländeoberfläche. Weder Starkniederschläge noch die Schneeschmelze lassen einen Zusammenhang mit dem Verschiebungsverhalten erkennen. Es wird vermutet, dass der jährliche Temperaturgang und dadurch bewirkte Spannungsänderungen die Bewegungen verursachen [Löw et al., 2012]. Thermo-mechanische Simulationen haben gezeigt, dass die jährlichen Temperaturschwankungen Verschiebungen bis in Tiefen von mehr als 100 m auslösen können [Gischig et al., 2011].

Dieses Beispiel soll zeigen, dass nicht immer die Höhe des Bergwasserspiegels der entscheidende Faktor für das Verhalten von tiefreichenden Massenbewegungen sein muss.

## 5.6 Rutschung Gryfenbach (Lauterbrunnen, Schweiz)

Bei der Rutschung Gryfenbach handelt es sich um einen Hang unterhalb der Grütschalp, entlang des Gryfenbachs, in der unmittelbaren Nähe von Lauterbrunnen in der Schweiz. Im langjährigen Durchschnitt tritt eine Bewegungsrate von etwa 10 – 20 mm pro Jahr auf.

Die Abrisskante liegt auf einer Seehöhe von etwa 1300 müA, der Fuß der Hangbewegung auf 850 müA. Wie bei der Bewegung bei Murau wird auch diese an der Grenze liegende zu den hochliegenden geologischen Massenbewegungen gezählt. Der Rutschkörper hat eine Länge von etwa 800 m, ist mit Bäumen bewachsen und weist eine Neigung von etwa 25° auf. Die Rutschmasse hat ein Ausmaß von etwa 15 – 20 Mio m<sup>3</sup> Lockergestein.

Die Gleitfläche liegt etwa in einer Tiefe von 60 m unter der Geländeoberkante. Geologisch gesehen wird der Fels, der in einer Tiefe von 30 – 60 m anzutreffen ist, von Ablagerungen aus Moräne, Block- und Gehängeschutt überdeckt. Dieses Material über dem Fels ist sehr inhomogen, tonige Moränesedimente wechseln sich mit kiesig-blockigen Schichten ab. Ein durchgehender Hangwasserspiegel ist nicht vorhanden, wird aber meist zwischen 10 – 12 m Tiefe unter Geländeoberkante angetroffen, teilweise ist das Rutschgebiet aber auch trocken.

Abbildung 5.10 zeigt den Verschiebungsverlauf von Anfang 1994 bis Mitte des Jahres 1999.

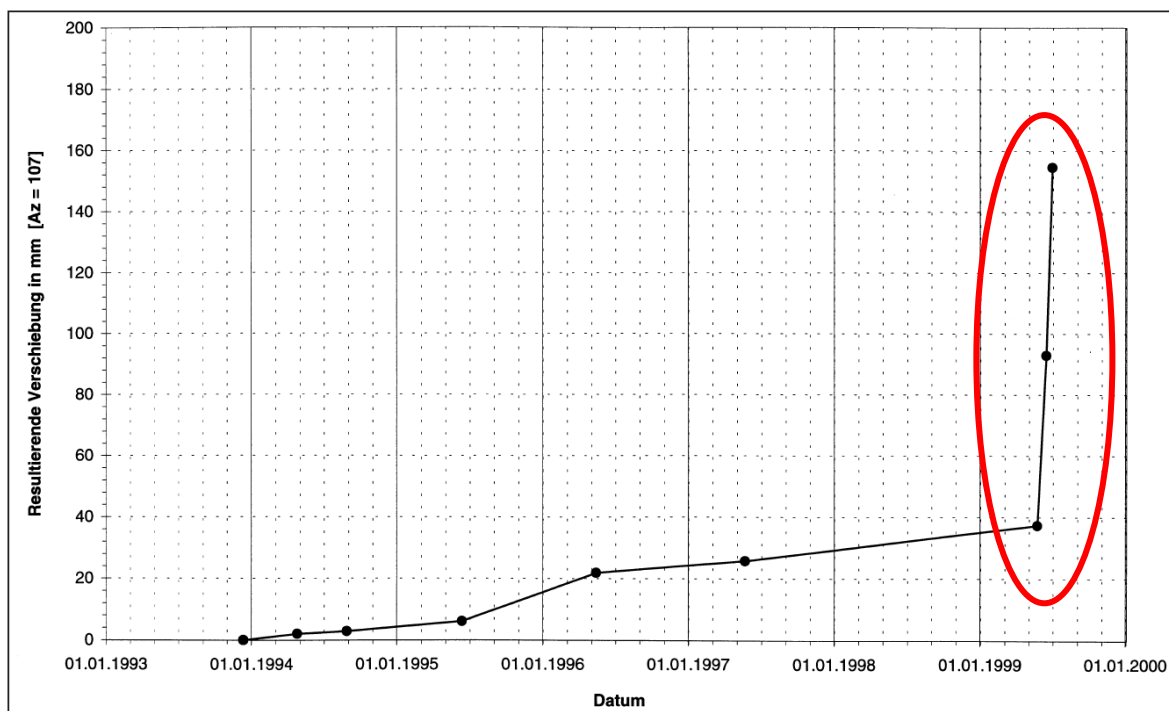


Abbildung 5.10 – Verschiebung Rutschmasse Gryfenbach  
[aus: Keusen H. R., 2000: S. 78]

Eine Ausnahme im Bewegungsverlauf stellt das Jahr 1999 dar, aufgrund der großen Niederschlagsmenge und Wasserspeicherung in Form von Schnee im Winter 1998/99 und der anschließenden Schneeschmelze wurde zwischen dem 27.04. und dem 08.06.1999 eine Wassermenge von ca. 1400 mm freigesetzt. Das entspricht etwa einem durchschnittlichen Jahresniederschlag [vgl. Keusen H. R., 2000: S. 73 – 83].

Somit zeigt sich auch bei dieser Massenbewegung, dass die größten Verschiebungen in den Sommermonaten auftreten. Auslöser dafür ist der aufgrund der Schneeschmelze steigende Bergwasserspiegel.

## **5.7 Zusammenfassung**

Grundsätzlich kann die Aussage getroffen werden, dass alle Großhangbewegungen für sich individuell sind. Somit ist aufgrund der so unterschiedlichen Geologie, Topographie, Hydrologie und Meteorologie ein Vergleich sehr schwer anzustellen. Trotz dieser ungleichen Ausgangssituationen können Regelmäßigkeiten erkannt werden.

Alle tiefreichenden Rutschungen bei einer vorliegenden Seehöhe von etwa 1000 m und mehr verzeichnen die größten Verschiebungsgeschwindigkeiten in den Sommermonaten im Anschluss an die Schneeschmelze. Der wichtigste Auslösefaktor ist der Bergwasserspiegel, der augenscheinlich durch das Abschmelzen des gespeicherten Schnees im Winter am bedeutendsten beeinflusst wird. Kurze und auch regenintensive Niederschlagsereignisse wirken sich auf diesen kaum aus. Nur bei sehr außergewöhnlich großen Ereignissen gibt es manchmal doch einen Zusammenhang mit einer Bewegungsbeschleunigung der Hangbewegung.

## 6 Hypothesen

In den Kapiteln 4 und 5 wurden Beispiele für Massenbewegungen und offensichtliche Regelmäßigkeiten in hoher und geringer Seehöhe gezeigt. In diesem Kapitel werden mögliche Begründungen aufgezählt, warum geologische tiefreichenden Massenbewegungen bei niedriger Seehöhe im Winter und bei großer Seehöhe in der warmen Jahreszeit die größten Verschiebungsgeschwindigkeiten aufweisen. Es handelt sich dabei um Hypothesen und somit um Aussagen deren Gültigkeit ich für möglich halte, aber nicht bewiesen sind. Im Anschluss daran wird in den Kapiteln 7 und 8 versucht, diese Behauptungen mittels dem wesentlichsten Einflussfaktor, dem Wasserhaushalt, auf Plausibilität zu überprüfen.

**Hypothese 1:** Aufgrund möglicher Unterschiede des Wasserhaushaltes, abhängig von der Höhenlage des betroffenen Gebietes und der Jahreszeit, versickert bei geringerer Höhenlage in der kalten Jahreszeit ein großer Anteil des Niederschlagswassers und hebt dadurch den Bergwasserspiegel an. Wesentlich dafür könnte eine geringere Verdunstung aufgrund niedriger Lufttemperaturen in den Wintermonaten sein.

Diese verstärkte Infiltration von Niederschlagswasser in der kalten Jahreszeit kann zusätzlich verstärkt werden, indem bei niedriger Seehöhe auch im Winter häufig Tauwetter eintritt. Dadurch kann Schmelzwasser bereits in Zwischenphasen bei positiven Temperaturen langsam versickern und somit den Bergwasserspiegel zusätzlich anheben.

**Hypothese 2:** Wegen der negativen Lufttemperaturen gefriert die Hangoberfläche und reduziert somit die Durchlässigkeit der obersten Schicht. Somit ist ein Aufstauen des Bergwassers dahinter möglich. Der höhere Bergwasserspiegel führt zu größeren Verschiebungsgeschwindigkeiten.

In großer Höhenlage sind diese Hypothesen nicht auslösende Faktoren für Massenbewegungen, da nahezu der gesamte Niederschlag in Form von Schnee fällt und somit der Niederschlag in dieser Jahreszeit oberflächlich gespeichert wird.

## 7 Lösung der Wasserbilanzgleichung

In diesem Kapitel werden Lösungsansätze für die Wasserbilanzgleichung gezeigt. Ziel ist es, Unterschiede zwischen Gebieten in geringer und in großer Seehöhe und in Abhängigkeit von der Jahreszeit herauszufinden. Die hydrologische Grundgleichung, auch Wasserbilanzgleichung genannt, wird für folgenden Abschnitt wie folgt vereinfacht definiert:

$$\dot{h}_N = \dot{h}_V + \dot{h}_{Ao} + \dot{h}_{Au} \quad (7-2)$$

$\dot{h}_N$  **Niederschlagsrate:** Ist der Niederschlag in einem bestimmten Gebiet, ausgedrückt als Wasserhöhe, verteilt auf eine horizontale Fläche in einem Betrachtungszeitraum [mm/a].

$\dot{h}_V$  **Verdunstungsrate:** Jene Wasserabgabe aufgrund Evapotranspiration in einem bestimmten Gebiet, ausgedrückt als Wasserhöhe, verteilt auf eine horizontale Fläche in einem Betrachtungszeitraum [mm/a].

$\dot{h}_{Ao}$  **oberirdische Abflussrate:** Ist der Anteil des Abflusses, der den oberflächlichen Gewässern (Bäche und Flüsse) zufließt, ausgedrückt als Wasserhöhe, verteilt auf eine horizontale Fläche in einem Betrachtungszeitraum. Wird auch als Direktabfluss bezeichnet [mm/a].

$\dot{h}_{Au}$  **unterirdische Abflussrate:** Ist jener Anteil des Abflusses, der zeitweise in den Untergrund und in das Grundwasser übergeht, ausgedrückt als Wasserhöhe, verteilt auf eine horizontale Fläche in einem Betrachtungszeitraum [mm/a].  
[vgl. Hölting B. et al., 2009]

Eine Rücklage oder ein Aufbrauch des Grundwasservorrates wird in folgenden Kapiteln nicht berücksichtigt, da keine quantitative Informationen darüber vorhanden sind. Allgemein kann gesagt werden, dass die Wasserspeicherung und der Wasserverbrauch zusätzlich zu den hydrologischen Faktoren durch folgende Punkte beeinflusst werden:

- Unabhängig von der Seehöhe, ist der Wasserverbrauch der Vegetation und der Bevölkerung im Winter geringer.
- In niedriger Lage ist selten eine durchgehende Schneedecke über den gesamten Winter vorhanden, womit langfristig kaum Wasser in Form von Schnee gespeichert wird.



- Im Gegensatz dazu findet diese Speicherung im Gebirge statt. Aufgrund der tieferen Temperaturen fällt ein Großteil der Niederschläge als Schnee und bleibt in der durchgehenden Schneedecke gespeichert. Erst im Frühjahr mit Beginn der Schneeschmelze beginnt das Wasser in den Untergrund zu infiltrieren und bildet neues Grundwasser.

## 7.1 Der Wasserhaushalt der Alpen [Baumgartner et al., 1983]

Folgendes Zitat schildert die Ziele des oben genannten Buches. Die darin enthaltenen Daten werden nachfolgend aufbereitet, um die einzelnen Größen des Wasserhaushaltes zu ermitteln.

*„Hauptziele der Arbeit sind, einerseits die Kenntnis über den Wasserhaushalt der Alpen durch den Entwurf neuer Verdunstungs- und Abflußkarten zu erweitern, und andererseits eine von Landesgrenzen unabhängige Übersicht der Wasserbilanzen der gesamten Alpen nach einheitlichen Methoden zu erstellen.“ [Baumgartner A. et al, 1983: S. 25]*

Das Buch „Der Wasserhaushalt der Alpen“ zeigt Niederschlags-, Verdunstungs- und Abflussmengen im Gesamtgebiet der Alpen im Jahresdurchschnitt für die Normalperiode 1931 – 1960. In der Folge wird versucht, für alle Ein- und Ausgangsgrößen des Wasserhaushaltes höhenabhängige und zeitabhängige Größenordnungen der Aufteilung des gefallenen Gesamtniederschlagswassers zu zeigen.

### 7.1.1 Wasserhaushalt in Abhängigkeit der Höhenlage

In diesem Kapitel wird versucht, die Wasserbilanzgleichung und deren Änderung in Abhängigkeit der Höhenlage zu lösen.

#### Niederschlag:

Die einzige Eingangsgröße und somit der Input für die Ermittlung des Wasserhaushaltes, ist der Niederschlag in Form von Regen oder Schnee. Sonstige Niederschlagsformen, wie zum Beispiel Hagel, können mengenmäßig vernachlässigt werden.

Grundsätzlich kann die Aussage getroffen werden, dass der Niederschlag mit steigender Höhenlage im Durchschnitt zunimmt. Jedoch ist es schwer Größenordnungen zu nennen, da gerade der Niederschlag sehr von der Lage und der umgebenden Topographie abhängig ist. Somit können die niedergegangenen Wassermassen lokal sehr unterschiedlich sein. Im Gebiet einer Staulage, z.B. die nördlichen Alpenhänge in Österreich, wird mehr Schnee und Regen fallen, als in einer Kessellage mitten in den Alpen. Zusätzlich ist vor allem die Messdichte in großer Höhenlage sehr dünn. Auch im oben genannten Buch wird dieses Problem beschrieben, so steht dort:

„Der nach EKHARD (1940) gewonnene Gradient für die Ostalpen ( $P_h = 68 \text{ mm pro } 100 \text{ m}$ ) läßt also nur eine mittlere Höhenabhängigkeit des Niederschlags erkennen. Bei der Bewertung dieser Größe ist vor allem zur [sic] berücksichtigen, daß die einzelnen Höhenstufen mit einer unterschiedlichen, nach oben sehr stark abnehmenden Zahl von Meßwerten für  $P$  vertreten sind.“ [Baumgartner A. et al, 1983: S. 120]

Im Buch von Baumgartner et al. [1983] wird mittels der vorhandenen Messwerte in den Alpen der nach Ekhard [1940] gewonnene Gradient überprüft.

Dazu sind Jahresniederschläge von horizontal möglichst wenig entfernten Messpunkten in Hochlage bei etwa 2500 müA und in Tälern bei etwa 1000 müA verglichen worden. Nach der Untersuchung von insgesamt 460 Wertepaaren, wobei vor allem Messwerte aus der Schweiz und aus Österreich herangezogen wurden, resultiert folgendes Ergebnis:

Änderung des durchschnittlichen Niederschlags mit steigender Seehöhe: **+57 mm/100 m**

Für eine Plausibilitätsprüfung werden zusätzlich Messdaten von durchschnittlichen Jahresniederschlägen aus der Internetplattform eHYD [eHYD, 2013] verglichen. Von 13 Messstationen werden deren Niederschlagsmengen bei einer Seehöhe von 198 müA bis 1855 müA in der Tabelle 7.1 aufgelistet. Für die Auswertung werden die durchschnittlichen Jahresniederschlagshöhen von 1971 bis 2010 herangezogen. Teilweise waren keine durchgehend gemessenen Niederschlagshöhen vorhanden.

Die in Tabelle 7.1 folgenden 13 Messstellen inklusive deren Höhenlage und Niederschlagshöhen wurden für eine Kontrolle herangezogen:

Messstelle	Seehöhe [müA]	Niederschlag [mm]
Wieselburg	264	784,8
Naßwald	615	1204,0
Admont	700	1174,8
Hochfilzen	960	1768,4
Falkert	1855	1155,5
Unterloiben	198	492,6
Klaushof	1022	1116,8
Zug	1500	1565,8
Lessach	1190	817,7
Seewiesen	980	1614,4
Semriach	700	882,7
Planeralm	1605	1763,7
Gerlos	1250	1235,4

Tabelle 7.1 – Niederschlagsmenge in Abhängigkeit von der Höhenlage [aus: eHYD, 2013]

In Abbildung 7.1 werden alle durchschnittlichen Jahresniederschläge aus der zuvor gezeigten Tabelle in Abhängigkeit von der Seehöhe in einem Punktediagramm dargestellt.

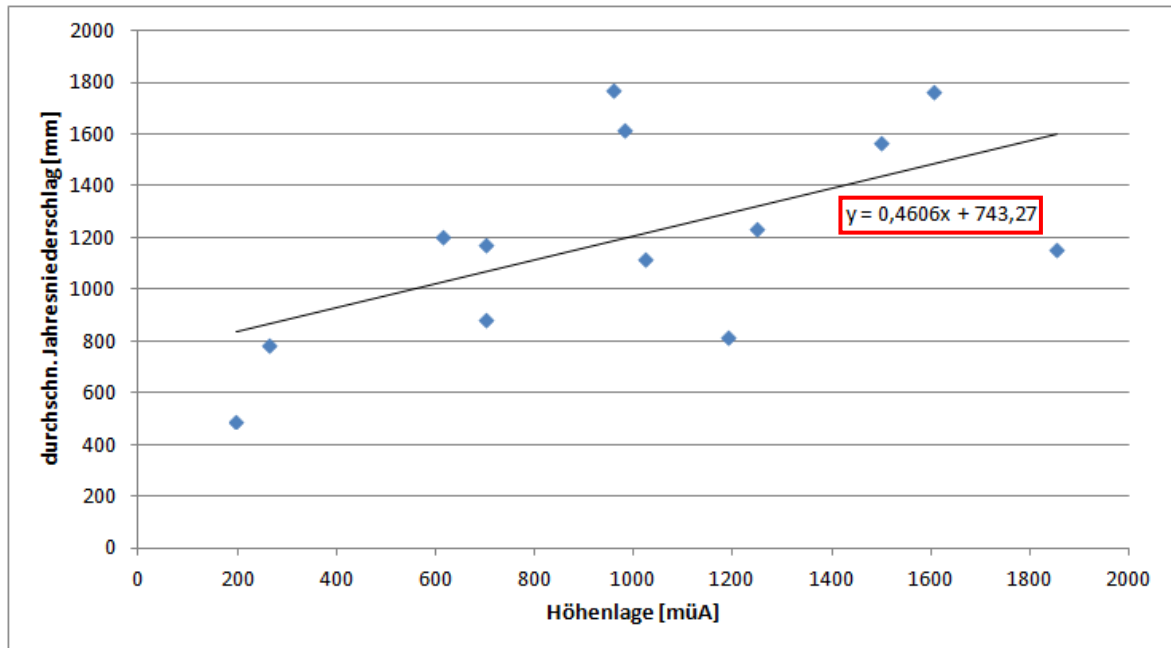


Abbildung 7.1 –Niederschlag in Abhängigkeit von der Höhenlage

Eine lineare Trendlinie zeigt, dass der Niederschlag durchschnittlich um 46,1 mm pro 100 m Zunahme der Höhenlage ansteigt. Somit kann eine generell größere Niederschlagshöhe mit größer werdender Seehöhe bestätigt werden. Auch eine ähnliche Größenordnung wie die 68 mm/100 m beziehungsweise 57 mm/100 m wurde ermittelt. Für die Lösung der Wasserbilanzgleichung wird mit den 57 mm Niederschlagsanstieg pro 100 m aus der Literatur [Baumgartner et al., 1983] weitergerechnet.

Ergebnis: Änderung des Niederschlags mit steigender Seehöhe: **+57 mm/100 m**

#### Verdunstung:

Auf der Seite des Outputs befinden sich die Verdunstung und der gesamte Abfluss, wobei darin der Oberflächen- und der Basisabfluss enthalten sind. Im Basisabfluss ist indirekt die Infiltration mit einbezogen.

Tabelle 7.2 zeigt die Verdunstung in Abhängigkeit von der Seehöhe. Neben den ausgewerteten Daten von Baumgartner, Reichel und Weber (rot markiert) werden auch durchschnittliche Jahresverdunstungen von anderen Autoren gezeigt [aus: Baumgartner et al., 1983]. Als einziger Einflussfaktor wird die durchschnittliche Lufttemperatur berücksichtigt, alle anderen Faktoren wie die Windgeschwindigkeit und die Vegetation werden dabei nicht berücksichtigt. Die letzte Zeile in Tabelle 7.2 zeigt einen Mittelwert (blau markiert) aller Daten, welcher zur Plausibilitätsprüfung herangezogen wird.

Lufttemperatur (T)	-5,0 °C	-2,5 °C	0,0 °C	2,5 °C	5,0 °C	7,5 °C	10,0 °C
Seehöhe (H)	3180 m	2700 m	2230 m	1760 m	1290 m	810 m	330 m
Quelle	Verdunstung (E)						
Baumgartner, Reichel, Weber	185 mm	270 mm	355 mm	440 mm	525 mm	610 mm	695 mm
Wundt (1937/39)	170 mm	230 mm	290 mm	360 mm	430 mm	510 mm	590 mm
Lütschg (1944)	200 mm	234 mm	268 mm	302 mm	336 mm	369 mm	403 mm
Müller (1964)		210 mm	315 mm		427 mm		
De Haar (1968)				385 mm			
Koehl (1971)							
nach Messwerten		190 mm	280 mm	360 mm	450 mm	530 mm	620 mm
nach Ausgleich	170 mm	230 mm	320 mm	370 mm	450 mm	350 mm	620 mm
Binggeli (1974)	230 mm	270 mm	315 mm	360 mm	400 mm	440 mm	485 mm
Subarktis (1973/75)			345 mm				
<b>Mittelwert</b>	<b>191 mm</b>	<b>233 mm</b>	<b>311 mm</b>	<b>368 mm</b>	<b>431 mm</b>	<b>468 mm</b>	<b>569 mm</b>

Tabelle 7.2 –Lufttemperatur, Seehöhe und Verdunstungshöhe  
[aus: Baumgartner et al., 1983: S. 54]

Erwartungsgemäß steigt die Verdunstung mit höheren durchschnittlichen Lufttemperaturen und somit mit sinkender Seehöhe deutlich an. Abbildung 7.2 zeigt eine graphische Auswertung der Verdunstungshöhe in Abhängigkeit von der Höhenlage nach Baumgartner et al. [1983] – rote Linie – und den Mittelwert aller oben genannten Autoren – blaue Linie im Diagramm.

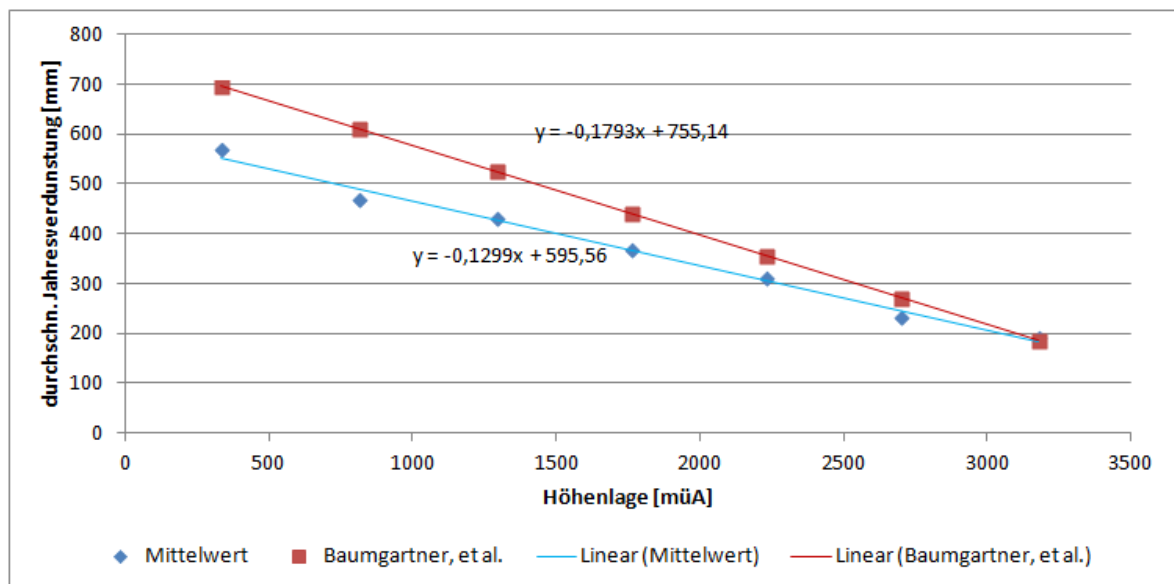


Abbildung 7.2 – Verdunstung in Abhängigkeit von der Höhenlage

Für dieses Kapitel wird die Verdunstungsänderung mit der Höhenlage nach Baumgartner, Reichel und Weber [Baumgartner et al., 1983] herangezogen. Der Mittelwert von 13 mm/100 m soll als Vergleich und Plausibilitätsprüfung dienen. Die Verläufe stimmen gut miteinander überein und auch die Höhen der Verdunstungswerte sind ähnlich.

Ergebnis: Änderung der Verdunstung mit steigender Seehöhe: **-18 mm/100 m**

**Abfluss:**

Dabei handelt es sich um den gesamten Abfluss, somit ist der Direkt- und Basisabfluss darin beinhaltet. Es gilt die Erwartung zu bestätigen, dass dieser mit steigender Höhenlage durchschnittlich größer wird. Begründungen dafür sind die geringere Verdunstung und der größer werdende Niederschlag mit steigender Seehöhe. Eine Unterscheidung zwischen Direktabfluss und Grundwasserabfluss wird anschließend im Kapitel 7.2 gemacht.

Die Änderung der Abflusshöhe wird mittels der Zunahme des Niederschlags und der Abnahme der Verdunstung mit der Höhe ermittelt. Somit resultiert als Mittelwert für den Bereich der Alpen:

$$h_A = h_N - h_V \rightarrow h_A = 57 \text{ mm} - (-18 \text{ mm}) = 75 \text{ mm pro } 100 \text{ m}$$

Ergebnis: Änderung des Abflusses mit steigender Seehöhe: **+75 mm/100 m**

**Versickerung:**

Im Buch [Baumgartner et al., 1983] wird nicht zwischen oberflächlichem Sofortabfluss und dem infiltrierten Niederschlagsanteil, der zeitverzögert zum Grundwasserabfluss wird, unterschieden. In Kapitel 7.2 wird später versucht, den Anteil des Sofortabflusses mittels Abflussdaten von österreichischen Gebirgsbächen und Flüssen zu ermitteln. Das herauszufinden ist wesentlich für diese Diplomarbeit, weil der restliche Anteil des Abflusses in den Untergrund versickert und somit zu einer zumindest kurzfristigen Anhebung des Bergwasserspiegels führen kann.

**Ergebnis zum Wasserhaushalt abhängig von der Höhenlage:**

Um das Ergebnis des Wasserhaushaltes in Abhängigkeit von der Seehöhe quantitativ darstellen zu können, muss ein Startwert definiert werden. Dafür wird bei einer Höhenlage von 250 müA ein Jahresniederschlag von 900 mm gewählt, ohne hier auf ein konkretes Beispiel einzugehen. Die folgende Grafik ist somit quantitativ kritisch zu sehen und wird nur für ein leichteres Verständnis gezeigt. Lokal ist eine große Abweichung der tatsächlichen Werte nicht auszuschließen.

In Abbildung 7.3 ist somit ein angenommener Jahresniederschlag mit der dazugehörigen Verdunstungs- und Abflusshöhe abhängig von der Höhenlage abgebildet. Es ist zu erkennen, dass bei niedriger Seehöhe die Verdunstung einen sehr großen Anteil des Gesamtniederschlags einnimmt, bei 300 müA sind es bis nahezu 80 %. In großer Seehöhe ist es umgekehrt, der Abfluss ist die überwiegende Größe an der Ausgangsseite der

Massenbilanz, bei 3000 müA ist der Abflussanteil größer 80 % des Jahresgesamtniederschlags.

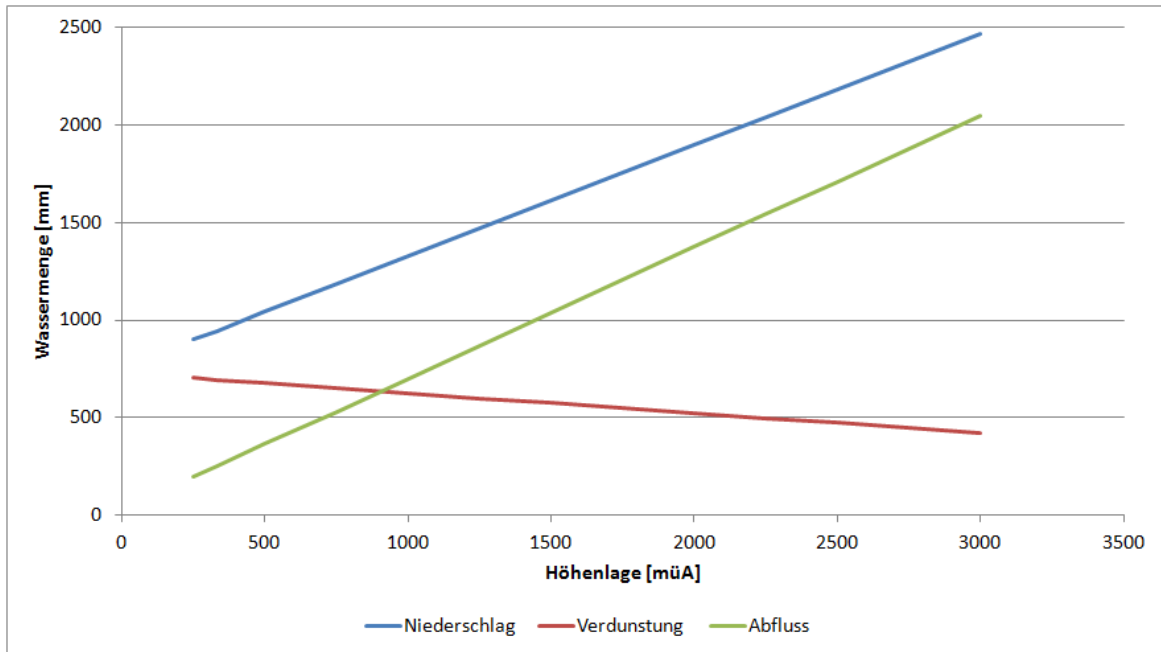


Abbildung 7.3 – Wasserhaushalt in Abhängigkeit der Höhenlage

Für eine weitere Ermittlung des Wasserhaushaltes und folgende Vergleiche von Ein- und Ausgangsgrößen ist das in Abbildung 7.4 ersichtliche Diagramm die geeignetere Variante der Darstellung. Die Ausgangsgrößen der Wasserbilanzgleichung abhängig von der Höhenlage werden in Prozent vom Gesamtjahresniederschlag dargestellt.

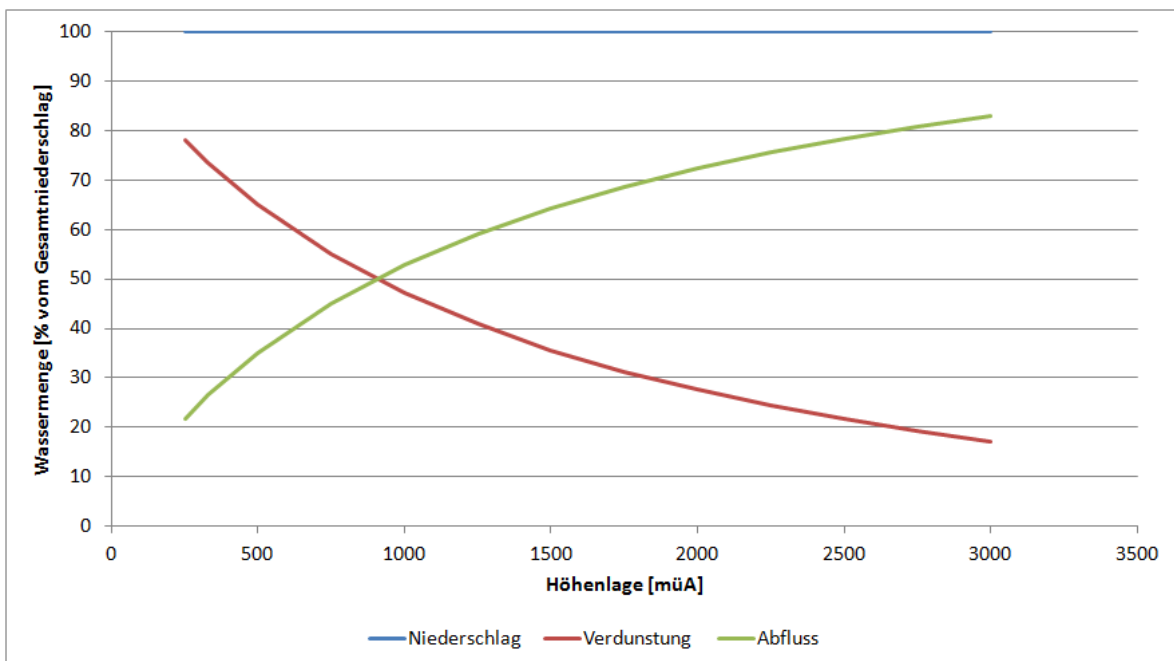


Abbildung 7.4 – Wasserhaushalt in Abhängigkeit der Höhenlage (in %)

Zu erkennen ist, dass der Zusammenhang nicht linear ist. Die Änderung der Verdunstung und des Abflusses mit der Höhe verlangsamt sich offensichtlich mit Zunahme der Seehöhe. Bei ungefähr 900 müA befindet sich der Schnittpunkt der Verdunstung und des Abflusses. Ab dieser Höhe ist der Abflussanteil über das gesamte Jahr gesehen größer als die Verdunstung.

### 7.1.2 Wasserhaushalt in Abhängigkeit der Jahreszeit

Neben dem Einfluss der Höhenlage auf den Wasserhaushalt ist auch die Veränderung des Niederschlags, der Verdunstung und des Abflusses mit der Jahreszeit von großem Interesse. Mittels Mess- und Berechnungsdaten aus dem Buch „Der Wasserhaushalt der Alpen“ [Baumgartner A. et al, 1983] soll dies im folgenden Kapitel gezeigt werden. Dabei wird nur der Niederschlagsanteil in Prozent vom gesamten Jahresniederschlag gezeigt und keine Angaben über Niederschlagshöhen in Millimeter gemacht.

#### Niederschlag:

Die folgende Abbildung 7.5 zeigt die durchschnittliche Niederschlagsverteilung im Laufe eines Jahres. Grundlage sind 16 Messstationen bei einer Höhenlage zwischen 620 und 2140 müA aus dem Buch „Der Wasserhaushalt der Alpen“ [Baumgartner et al., 1983]. Die Messorte sind über alle Klimagebiete der Alpen verteilt. Für eine genauere quantitative Aussage reichen die vorhandenen Messwerte nicht aus, für eine qualitative Auswertung sind sie jedoch ein brauchbarer Ansatz.

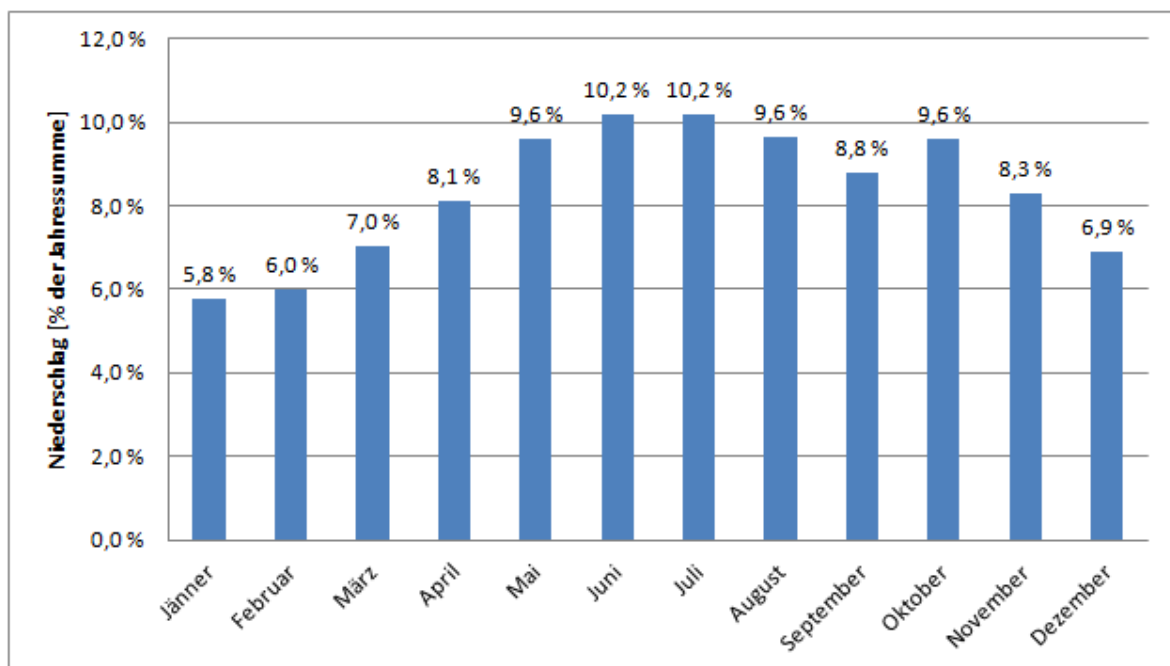


Abbildung 7.5 – Niederschlag in Abhängigkeit der Jahreszeit  
[aus: Baumgartner et al, 1983]

Vor allem aufgrund der oftmals stabilen Hochwetterlagen im Winter ist in der kalten Jahreszeit die Niederschlagsmenge am geringsten, in den Sommermonaten wegen der wasserreichen konvektiven Niederschläge am größten. In Folge wird der Unterschied des durchschnittlichen Niederschlags in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der Höhenlage gezeigt. Bei durchschnittlichen 850 müA und bei 1915 müA sind Messwerte vorhanden. Je Auswertung sind nur die Daten von vier Messstellen vorhanden, womit Qualität und Quantität der Ergebnisse sehr kritisch zu sehen sind.

Abbildung 7.6 zeigt den Vergleich des Niederschlagverlaufes eines Jahres bei unterschiedlicher Höhenlage. Der Niederschlag pro Monat liegt in einem Bereich zwischen 5,5 und 10,9 %, wobei die niedrigsten Werte im Dezember bis März und die höchsten im Sommer beziehungsweise im Oktober und November aufzufinden sind. Die großen Niederschläge im Oktober und November können nicht erklärt werden und sind aufgrund der geringen Anzahl an Messstationen für durchschnittliche Werte in Frage zu stellen (grün markiert in folgender Abbildung).

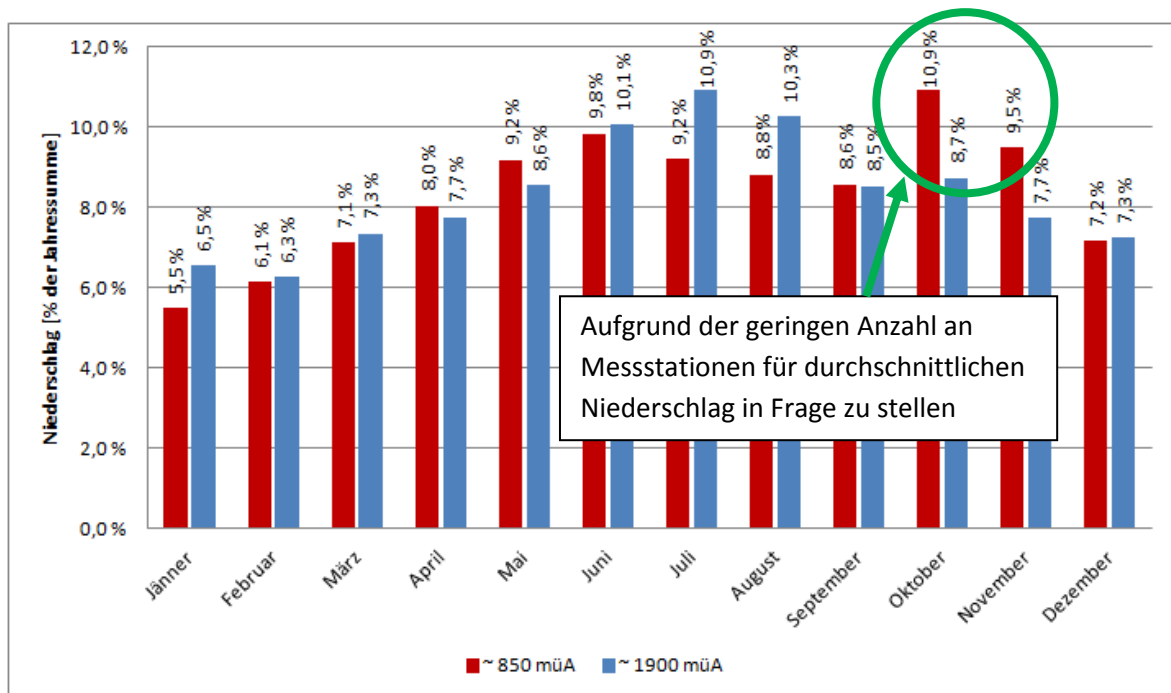


Abbildung 7.6 – Niederschlag in Abhängigkeit der Jahreszeit und Höhenlage  
[aus: Baumgartner et al, 1983]

Grundsätzlich ist die typische Verteilung des Niederschlags bei beiden Höhenlagen zu erkennen, größere Niederschläge in den Sommermonaten, geringere im Winter. Wesentliche Unterschiede zwischen der Verteilung der Niederschläge aufgrund veränderter Höhenlage können nicht festgestellt werden, die Höchstwerte in den Sommermonaten sind bei beiden Fällen knapp doppelt so hoch wie in den Wintermonaten.



Mittels Daten aus eHYD [eHYD, 2013] wird eine Plausibilitätsprüfung des oben gezeigten Diagramms durchgeführt. Wie schon in Kapitel 7.1.1 für die höhenabhängige Verteilung des Niederschlags werden die 13 Messstationen verteilt in Österreich bei unterschiedlicher Höhenlage dafür herangezogen. Für alle vorhandenen Messdaten von 1971 bis 2010 wird der durchschnittliche monatliche Niederschlagsanteil ermittelt und in Abbildung 7.7 dargestellt.

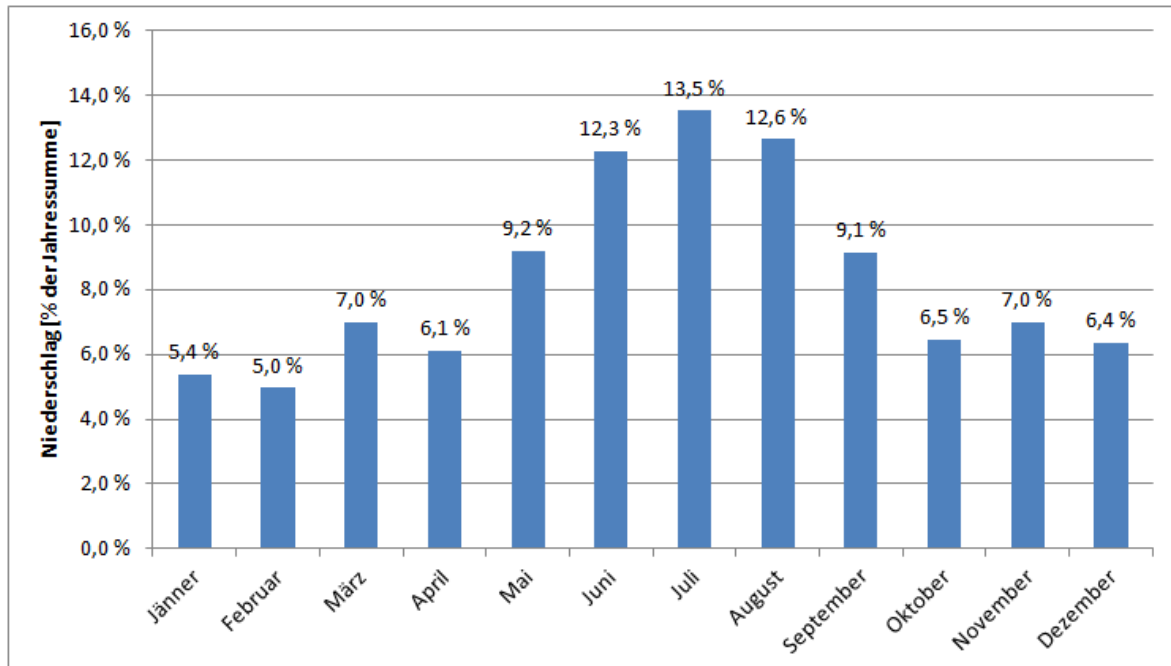


Abbildung 7.7 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit  
[aus: Baumgartner A. et al, 1983]

Ergebnis ist eine sehr ähnliche Niederschlagsverteilung wie im Buch, jedoch ist das Maximum im Sommer noch stärker ausgeprägt. Eine Bestätigung der Werte liegt somit vor.

Da für dieses Kapitel für die Verdunstung und den Abfluss nur Daten aus der Literatur „Der Wasserhaushalt der Alpen“ [Baumgartner et al., 1983] vorhanden sind, wird für eine weitere Berechnung der einzelnen Komponenten der Wasserbilanzgleichung auch die Niederschlagsverteilung aus dem oben genannten Buch nach Abbildung 7.5 und Abbildung 7.6 gewählt.

### **Verdunstung:**

Abbildung 7.8 zeigt die durchschnittliche Verteilung der realen Verdunstung im Verlauf eines Jahres. Die verwendeten Daten sind wiederum über alle Klimagebiete und Höhenlagen der Alpen verteilt [vgl: Baumgartner et al., 1983].

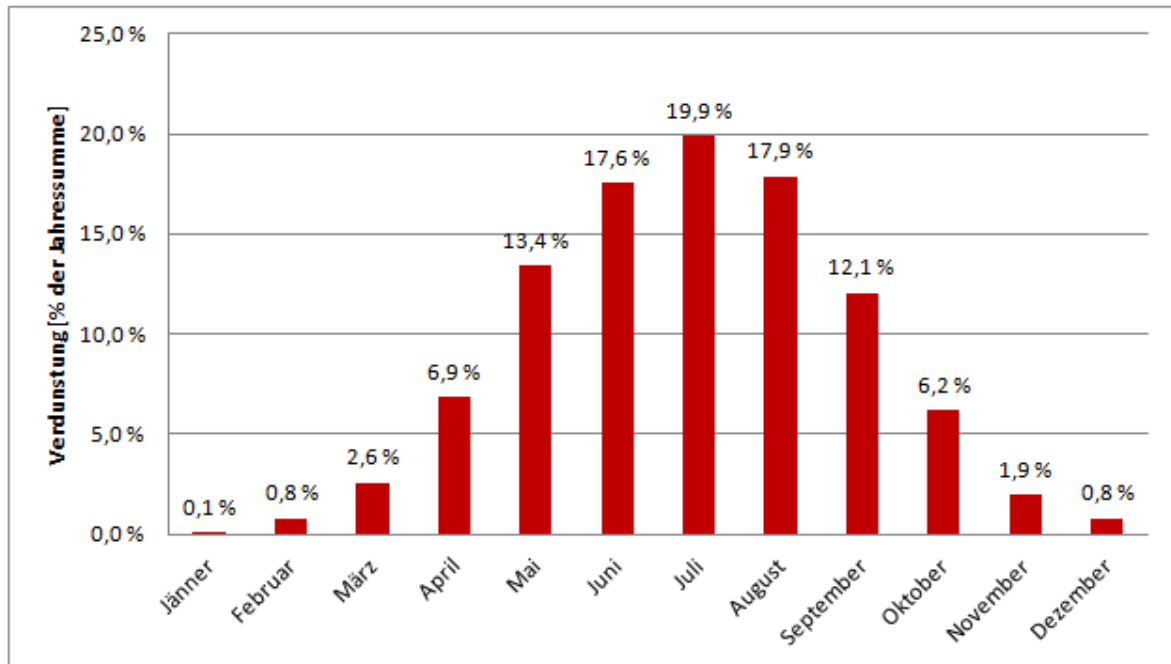


Abbildung 7.8 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit  
[aus: Baumgartner A. et al, 1983]

Aufgrund der niedrigen Temperaturen in den Wintermonaten und der höheren in den Sommermonaten ist die oben gezeigte Verdunstungsverteilung plausibel. In der durchschnittlich kältesten Zeit von Dezember bis Februar ist die Verdunstungshöhe vernachlässigbar klein. In einem Drittel des gesamten Jahres, von November bis Februar, beträgt die addierte Evaporation nur 3,6 %. Cirka 55 % der gesamten Verdunstungsmenge eines Jahres sind auf die drei Sommermonate Juni bis August zurückzuführen.

Folgend wird die Abhängigkeit der Evapotranspiration von der Höhenlage gezeigt. Wie schon zuvor beim Niederschlag werden wieder Messwerte bei einer durchschnittlichen Höhenlage von 850 müA und bei 1915 müA dafür herangezogen [vgl. Baumgartner et al., 1983].

In Abbildung 7.9 ist die Verdunstung in Gebieten mit geringerer Höhe zu sehen. Zusätzlich wird der Verlauf der Verdunstung mit der Zeit eingezeichnet, bei geringerer Seehöhe in blau und bei großer Seehöhe in grün.

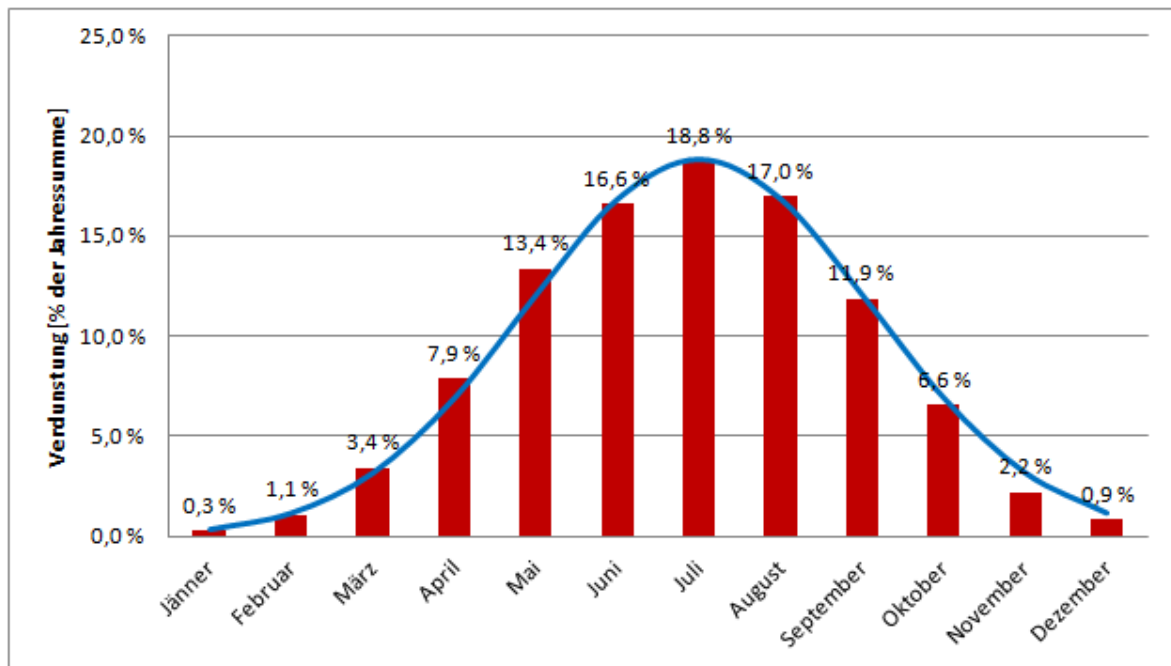


Abbildung 7.9 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit – 850 müA  
[aus: Baumgartner A. et al, 1983]

Abbildung 7.10 zeigt mittels Balkendiagramm den Verdunstungsverlauf abhängig von der Jahreszeit bei einer Seehöhe von 1915 müA, in grün ist der Verlauf mit der Zeit dargestellt.

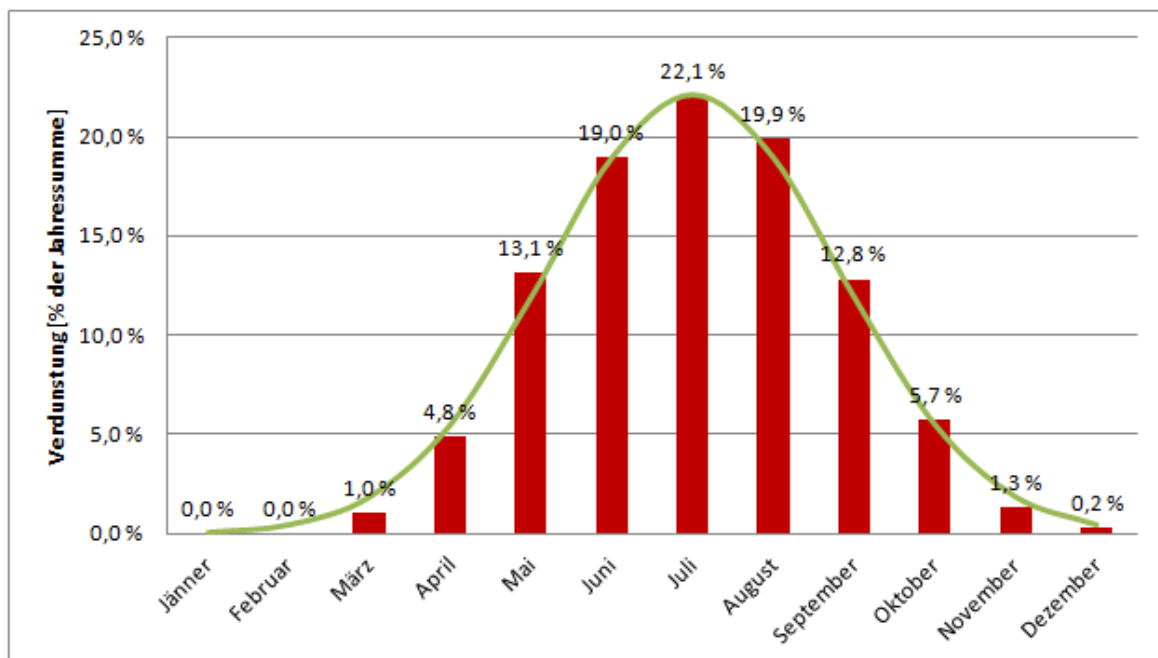


Abbildung 7.10 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit – 1915 müA  
[aus: Baumgartner A. et al, 1983]

Ein Vergleich der Verläufe der Verdunstung wird in Abbildung 7.11 gemacht, wo beide zeitabhängigen Kurven gegenüber gestellt werden. Es ist zu erkennen, dass die

Evapotranspiration in großer Höhenlage noch konzentrierter in den Sommermonaten stattfindet, als bei geringer Höhenlage.

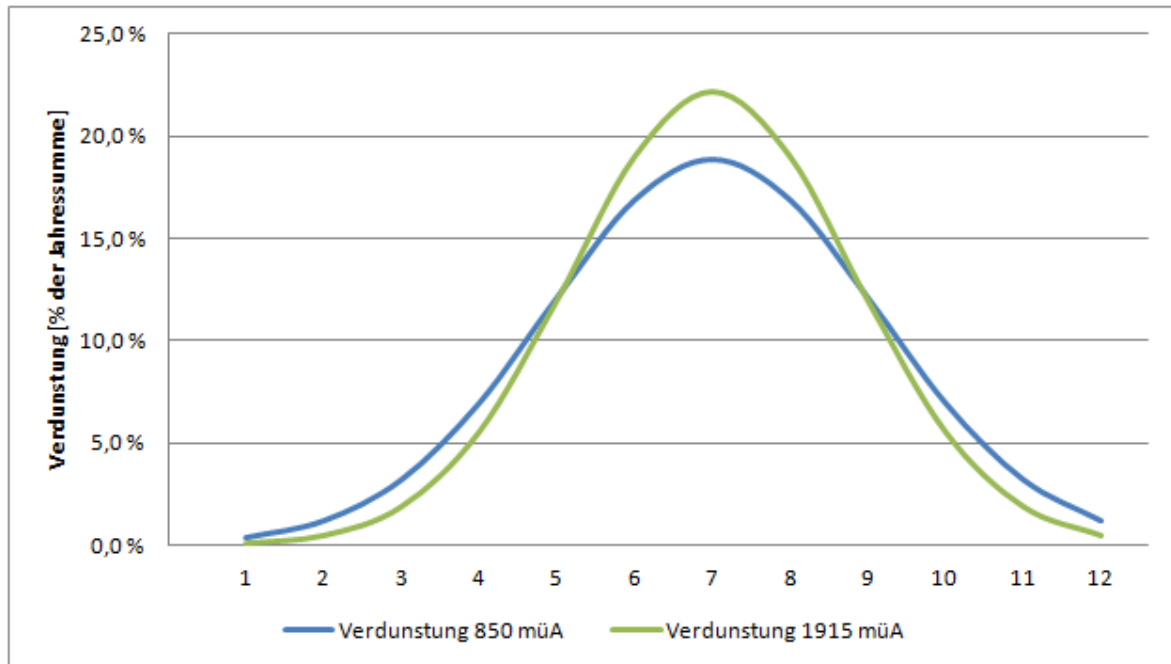


Abbildung 7.11 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit – Vergleich der Normalverteilungen

Die sehr geringen Verdunstungswerte vor allem in großer Seehöhe in den Monaten Dezember bis Februar lassen sich aufgrund der meist durchgehenden Schneedecke erklären. Wichtig ist, dass es sich bei all diesen eingezeichneten Verdunstungen um Prozent der Jahresniederschlagsmenge handelt. In absoluten Werten ist die Verdunstung in einer großen Seehöhe wesentlich geringer als bei kleiner Seehöhe, mehr dazu siehe Kapitel 7.1.1.

#### Abfluss:

In Abbildung 7.12 wird der durchschnittliche Abfluss (Oberflächen- und Grundwasserabfluss zusammenaddiert) im Verlauf eines Jahres, über alle Klimagebiete und Höhenlagen der Alpen verteilt, gezeigt [vgl. Baumgartner et al., 1983]. Grundsätzlich ist der Gesamtabfluss in den Monaten Mai und Juni am größten. Warum das Maximum nicht in der regenreichsten Zeit auftritt, kann mittels der folgenden Fakten erklärt werden:

- Der Niederschlag ist zwar in den Sommermonaten am größten, in den Monaten Juli und August ist aber auch die Verdunstungsrate maximal, weshalb insgesamt weniger Wasser abfließt.
- In den späten Frühlingsmonaten bzw. frühen Sommermonaten wird der Abfluss aufgrund der Schneeschmelze vor allem aus höheren Regionen verstärkt.

Im Winter ist der Abfluss so gering, weil ein Großteil des Niederschlags in Form von Schnee längerfristig gespeichert wird. Vor allem im Hochgebirge bis zu 100 %. Verstärkt wird das Minimum im Winter zusätzlich, weil die Niederschlagsmengen in dieser Jahreszeit am geringsten sind.

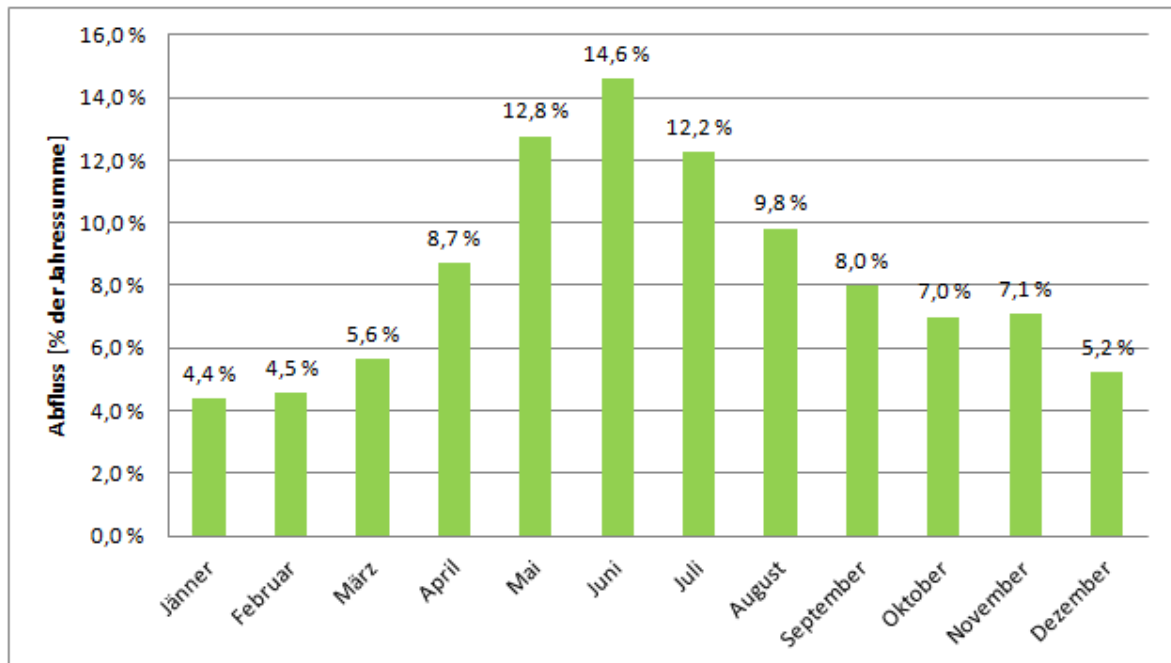


Abbildung 7.12 – Abfluss in Abhängigkeit der Jahreszeit  
[aus: Baumgartner A. et al, 1983]

Abbildung 7.13 und Abbildung 7.14 zeigen in Folge die Abhängigkeit des Abflusses von der Jahreszeit und der Höhenlage des jeweiligen Gebietes.

Bei der Darstellung der Verteilung des Gesamtjahresabflusses über ein Jahr zeigt sich, dass bei geringerer Seehöhe das Maximum im Mai nicht mehr so deutlich erkennbar ist, der Abfluss ist gleichmäßiger über das Jahr verteilt. Aufgrund der geringeren Schneespeicherung und auch auftretenden Plusgraden im Winter ist der Abfluss in dieser Zeit deutlich höher als bei großer Seehöhe. Das lokale Maximum im November bei 850 müA kann auf den zuvor beschriebenen Niederschlagsverlauf zurückgeführt werden.

Bei größerer Seehöhe ist das Maximum im Juni sehr deutlich ausgeprägt, der Anteil am Gesamtabfluss in den Monaten Mai bis August beträgt annähernd 60 %, bei einer durchschnittlichen Höhenlage von 850 müA sind es nur 50 %.

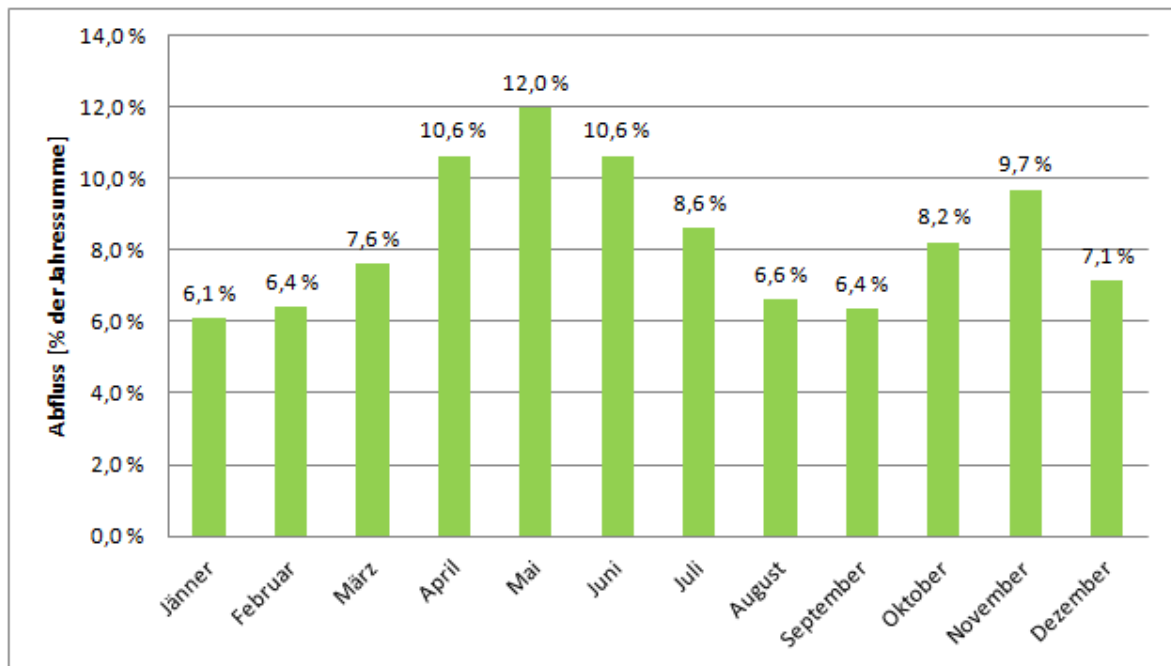


Abbildung 7.13 – Abfluss in Abhängigkeit der Jahreszeit – 850 müA  
[aus: Baumgartner A. et al, 1983]

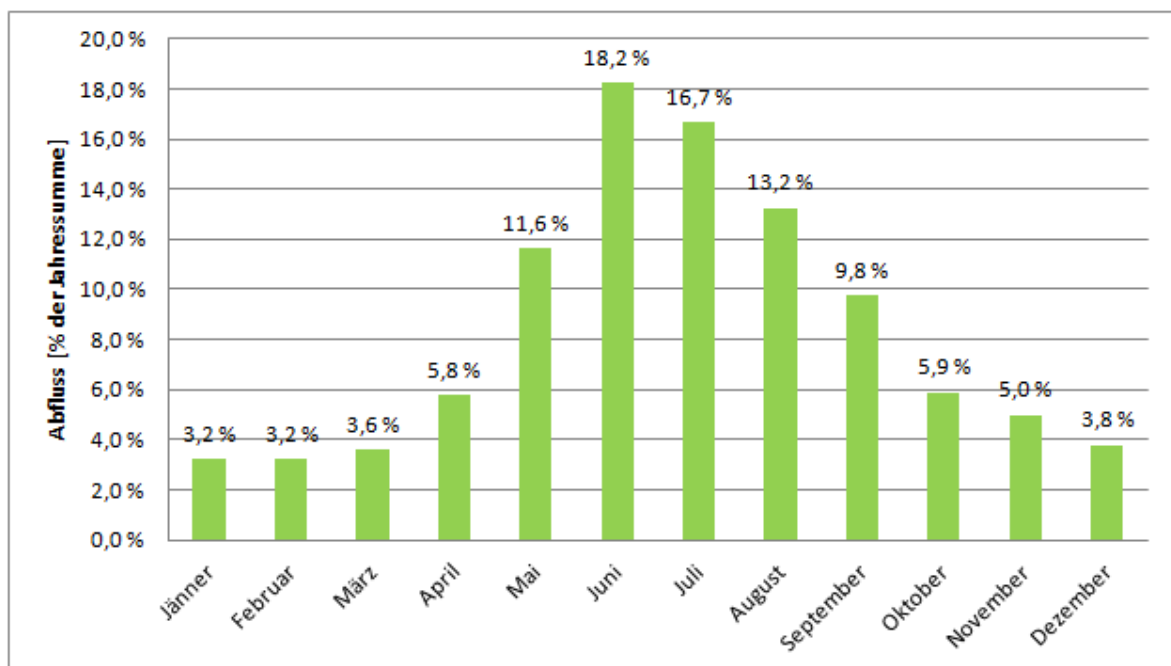


Abbildung 7.14 – Abfluss in Abhängigkeit der Jahreszeit – 1915 müA  
[aus: Baumgartner A. et al, 1983]

### 7.1.3 Ergebnis

In diesem Kapitel werden Kapitel 7.1.1 und 7.1.2 miteinander in Verbindung gebracht. Im erstgenannten Kapitel wurden Zusammenhänge zwischen der Gebietshöhe und den einzelnen Ein- und Ausgangsgrößen des Wasserhaushalts hergestellt. Im zweiten wurde die Jahresverteilung der Gesamtwassermengen der einzelnen Größen aufgezeigt.

Mittels Gleichungen vierten Grades für Verdunstungs- und Abflussverteilung (siehe Gleichung (7-3) und (7-4)) als gute Annäherung der Verläufe in Abbildung 7.4 wurde die Verteilung der drei Input- beziehungsweise Outputwerte in der Wasserhaushaltsgleichung ermittelt.

Gleichung für die Verdunstung abhängig von der Höhenlage:

$$E = 9,656 \cdot 10^{-13} \cdot H^4 - 8,967 \cdot 10^{-9} \cdot H^3 + 3,408 \cdot 10^{-5} \cdot H^2 - 0,07335 \cdot H + 94,36 \quad (7-3)$$

Gleichung für den Abfluss abhängig von der Höhenlage:

$$A = -9,656 \cdot 10^{-13} \cdot H^4 + 8,967 \cdot 10^{-9} \cdot H^3 - 3,408 \cdot 10^{-5} \cdot H^2 + 0,07335 \cdot H + 5,642 \quad (7-4)$$

E Anteil der Verdunstung am Gesamtniederschlag in Prozent

A Anteil des Abflusses am Gesamtniederschlag in Prozent

H Höhenlage in müA

Das folgende Balkendiagramm (Abbildung 7.15) zeigt das Ergebnis:

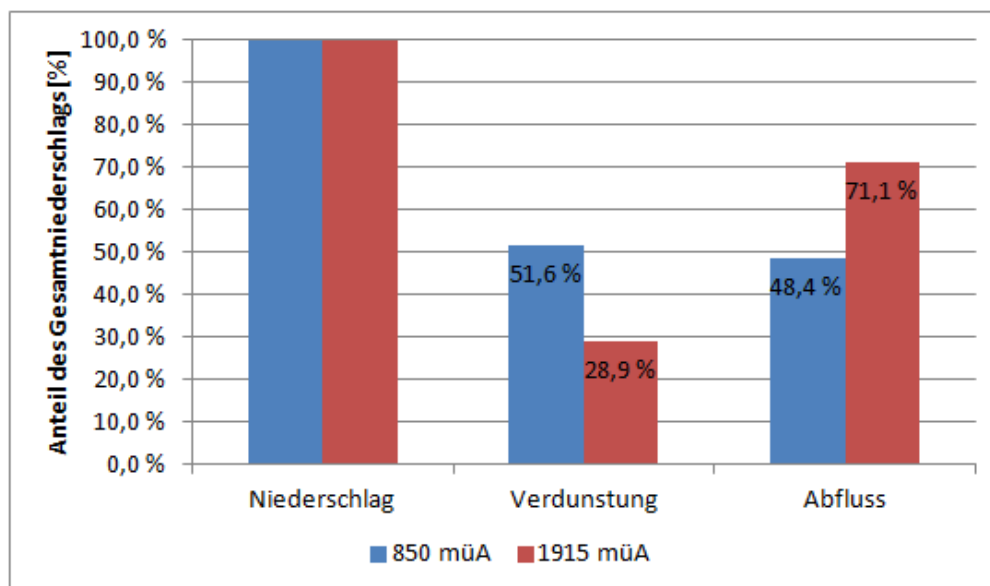


Abbildung 7.15 – Wasserhaushalt in 850 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983]

In der Folge wird die oben gewonnene Information über die Verteilung der Gesamtmenge von Niederschlag, Verdunstung und Gesamtabfluss mit der Jahresverteilung von 7.1.2 kombiniert. Abbildung 7.16 und Abbildung 7.17 zeigen das daraus resultierende Ergebnis.

Abbildung 7.16 zeigt das Ergebnis für den Wasserhaushalt bei einer durchschnittlichen Höhenlage von 850 müA.

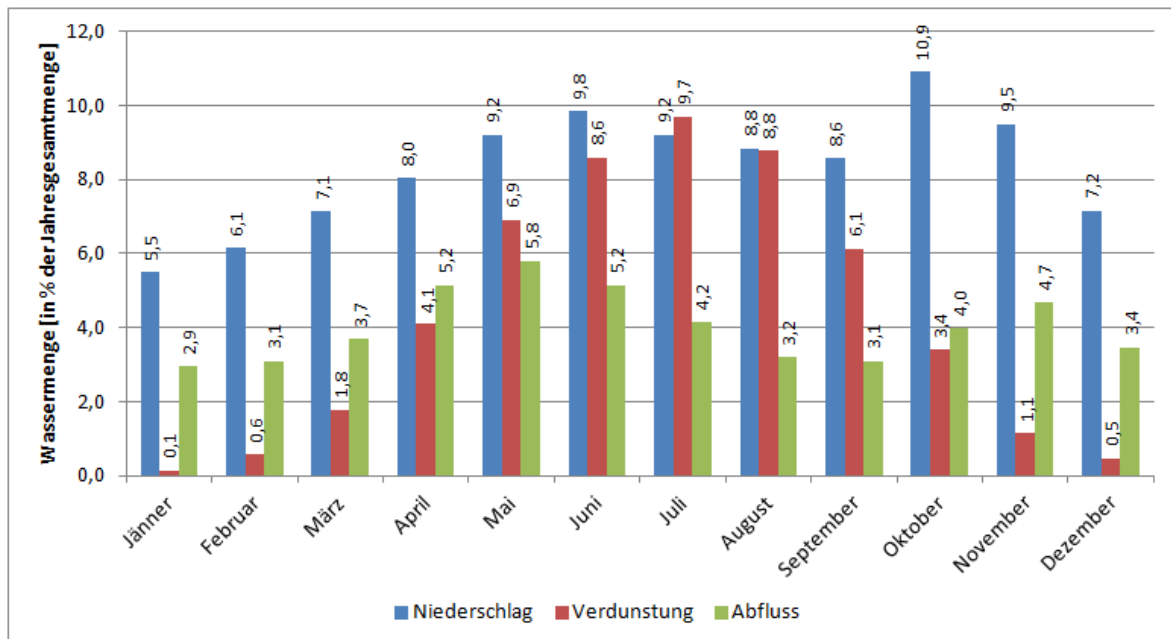


Abbildung 7.16 – Wasserhaushalt in 850 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983]

Die blauen Balken zeigen die monatliche Verteilung des Niederschlags in Prozent vom gesamten Jahresniederschlag, in rot und grün ist die Wassermenge der Verdunstung und des Abflusses ebenfalls in Prozent vom Jahresniederschlag eingezeichnet.

Abbildung 7.17 zeigt den ermittelten Wasserhaushalt in einer durchschnittlichen Höhenlage von 1915 müA.

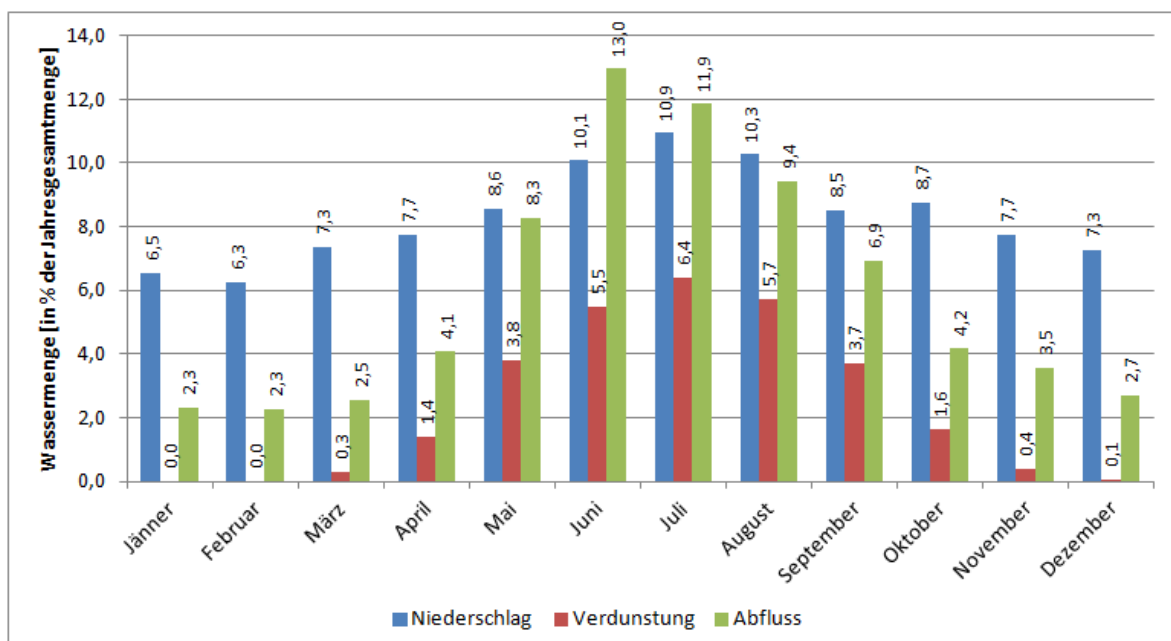


Abbildung 7.17 – Wasserhaushalt in 1915 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983]

Der Abfluss liegt bei niedrigerer Höhenlage zwischen einem Bereich von 2,9 % und 5,8 %, das Minimum tritt im Jänner auf, das Maximum im Mai. In einer Höhe von 1915 müA liegt



der Abfluss zwischen 2,3 % und 13,0 % des durchschnittlichen Jahresgesamtniederschlags. Das Minimum tritt im Jänner bzw. Februar, das Maximum im Juni auf.

Auch wenn für den Einfluss auf den Bergwasserspiegel nur das infiltrierte Wasser entscheidend ist, wird angenommen, dass bei maximalem Gesamtabfluss auch die infiltrierende Wassermenge maximal ist. Bei großer Seehöhe zeigt sich ein deutliches Maximum im Juni, der Abfluss ist fast sechsmal so groß wie im Winter. In den vier Monaten mit den höchsten Abflusswerten (Mai, Juni, Juli und August) treten zumeist auch die größten Verschiebungen von Massenbewegungen in großer Höhenlage auf (siehe Kapitel 5). Eine zeitliche Übereinstimmung liegt vor.

Auch bei niedrigerer Seehöhe tritt das Abflussmaximum in den Sommermonaten auf. Der größte Abfluss wird im Mai verzeichnet, jedoch ist der Wert nur doppelt so hoch wie jener des Monats Jänner, wo der geringste Abfluss ermittelt wurde.

Mit der Annahme, dass der Bergwasserspiegel die entscheidende Einflussgröße für die Bewegungsgeschwindigkeit von Massenbewegungen ist, stellt sich die Frage, warum bei geringer Seehöhe im Winter die größten Geschwindigkeiten gemessen werden, obwohl der maximale Abfluss in den frühen Sommermonaten auftritt. Dazu wird versucht, im darauf folgenden Kapitel 7.2 die Frage zu klären, welcher Anteil des Abflusses jahreszeitabhängig als Sofortabfluss abläuft und welcher in den Untergrund infiltriert (Grundwasserabfluss) und somit den Bergwasserspiegel beeinflussen kann.

## **7.2 Unterteilung in Abflusskomponenten**

Der Durchfluss von Flüssen und Bächen kann in Abflusskomponenten unterteilt werden. In diesem Kapitel wird zwischen dem Direkt- und dem Basisabfluss unterschieden. Der Direktabfluss beinhaltet den Sofortabfluss bei einem Niederschlagsereignis und den Zwischenabfluss, welcher bei großflächiger Bodensättigung entsteht. Dieser wird auch als verzögerter Direktabfluss bezeichnet. Der Basisabfluss stellt den aus dem zumindest zeitweise infiltrierten Wasser stammenden Anteil dar.

Es wird versucht, mittels täglicher Durchflusswerte von Bächen und Flüssen von den Jahren 2006 bis 2010 einen durchschnittlichen Gesamtdurchfluss zu bestimmen und diesen in den Direkt- und Basisabfluss zu unterteilen.

Dazu wurden die Durchflussspitzen und damit der Direktabfluss bei jedem Niederschlagsereignis weggerechnet, um somit den Basisabfluss größtmäßig zu erfassen. Abbildung 7.18 und Abbildung 7.19 zeigen als Beispiele für die Berechnungsmethode den Abfluss der Jessnitz und des Teischnitzbaches im Zeitraum vom 01.10.2007 bis zum 31.05.2009. In grün ist der ermittelte Basisabfluss eingezeichnet. Die

Fläche darunter entspricht dem gesamten Basisabfluss in Liter pro Jahr, die Fläche darüber (zwischen der grünen und blauen Linie) dem Direktabfluss

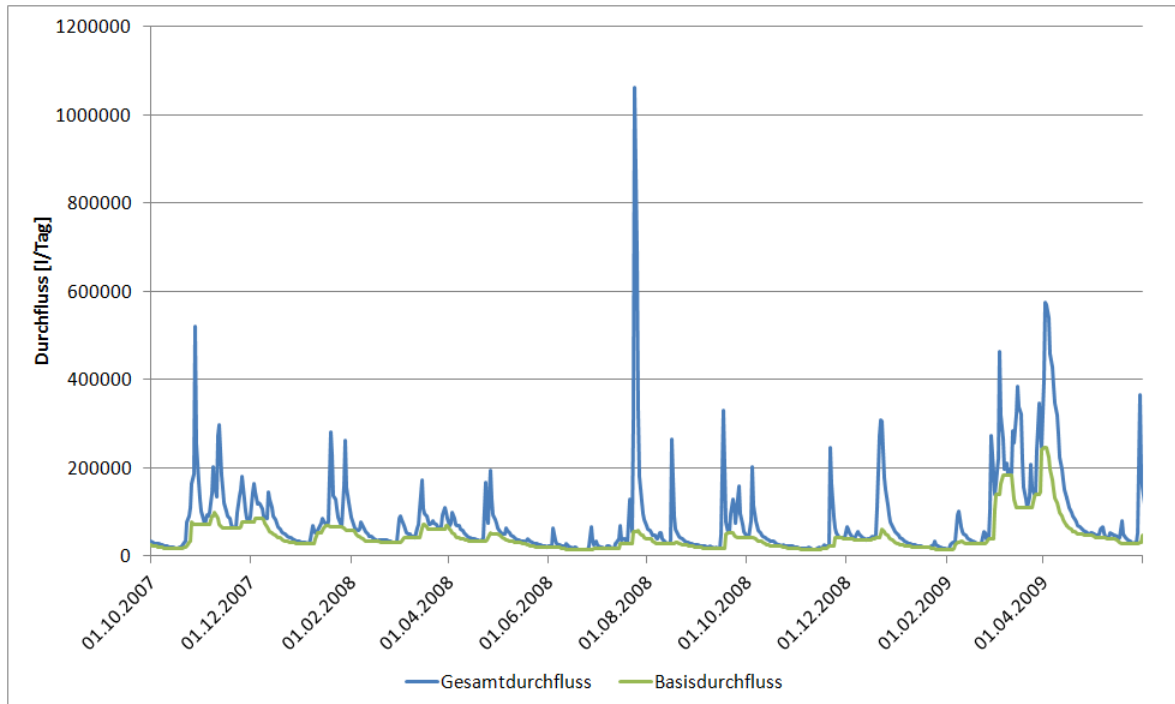


Abbildung 7.18 – Abflussverhalten in geringer Seehöhe - Jessnitz

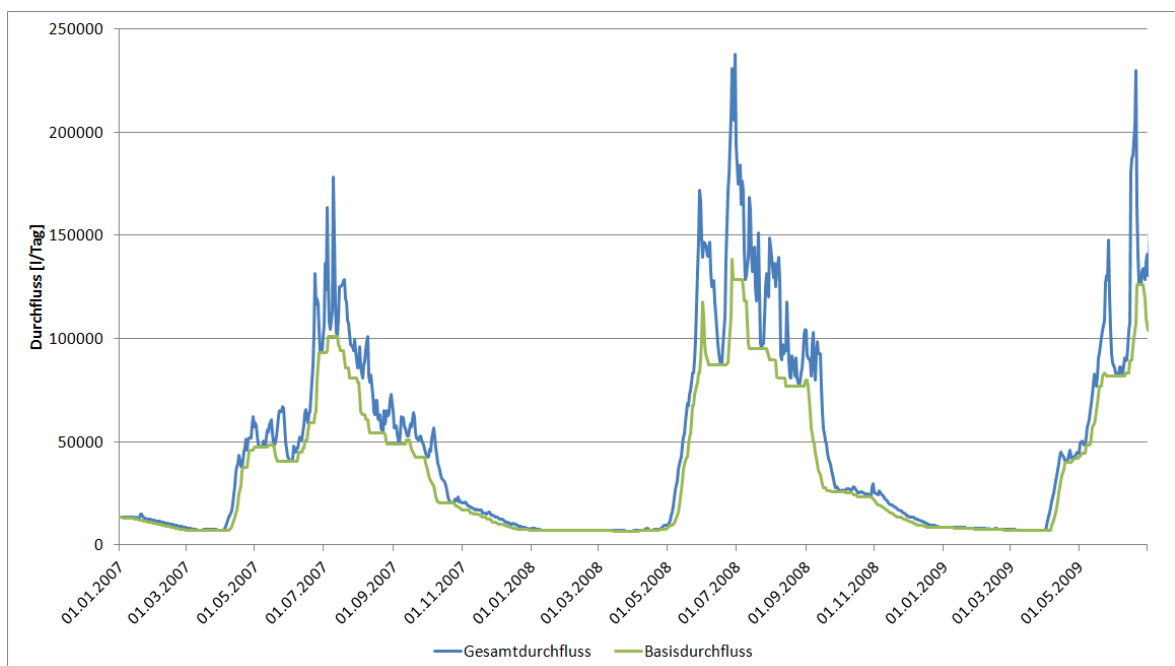


Abbildung 7.19 – Abflussverhalten in großer Seehöhe - Teischnitzbach

Die Daten sind aus eHYD [eHYD, 2013] und somit vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft von der Abteilung für Wasserhaushalt bezogen worden. Für den

Durchfluss sind durchschnittliche Tagesdurchflüsse in  $\text{m}^3/\text{s}$  und für den Niederschlag für die Einzugsgebiete Werte in Millimeter pro Tag bis zum 31.12.2010 verfügbar.

Um einen Vergleich zwischen geringer und großer Seehöhe machen zu können, wurden Flüsse (bzw. Bäche) mit verschiedenen Einzugsgebieten und Charakteristiken gewählt. Bei der Auswahl wurde außerdem darauf geachtet, dass keine großen anthropogenen Eingriffe gemacht wurden, etwa Staustufen oder Wasserfassungen und dass das Einzugsgebiet mittels eHYD eindeutig ermittelbar ist. Aufgrund des recht dünnen Messnetzes (vor allem in größerer Höhenlage) in Österreich sind wegen der oben genannten Anforderungen nicht allzu viele Möglichkeiten vorhanden, weswegen der geographische Abstand zwischen den Gebieten teilweise sehr groß ist. Es wird trotzdem versucht, diese im Anschluss daran miteinander zu vergleichen.

Gewählt wurden:

- **Jessnitz**, Einzugsgebiet  $32,2 \text{ km}^2$ , Höhenlage: ca. 350 – 1130 müA
- **Liesingbach**, Einzugsgebiet  $44,1 \text{ km}^2$ , Höhenlage: ca. 810 – 2420 müA
- **Unterthaler Bach**, Einzugsgebiet:  $65,2 \text{ km}^2$ , Höhenlage: ca. 1020 – 2870 müA
- **Teischnitzbach**, Einzugsgebiet:  $13,9 \text{ km}^2$ , Höhenlage: ca. 1490 – 3798 müA

Die folgenden Ergebnisse sind nur als Richtwerte zu betrachten und haben eine unbestimmte Genauigkeit. Geologische, geomorphologische und vegetationsbedingte Gegebenheiten werden bei der Berechnung vernachlässigt. In der folgenden Übersichtskarte (Abbildung 7.20) sind die Durchflussmessstellen und die ungefähre Lage der Einzugsgebiete eingezeichnet.



Abbildung 7.20 – gewählte Durchflussmessstationen  
[aus: ©OpenStreetMap contributors (<http://www.openstreetmap.org>)]

### 7.2.1 Jessnitz

Die Jessnitz hat bis zur Messstelle Neubruck ein Einzugsgebiet von 32,2 km<sup>2</sup>. Aufgrund der verhältnismäßig zu den anderen Stationen geringen Höhenlage des Gebietes von 350 – 1130 müA wird im Winter eine nicht allzu große Menge an Wasser in Form von Schnee gespeichert. Daher weist die durchschnittliche Durchflusskurve der letzten fünf Jahre keinen so deutlichen Spitzenwert im Frühsommer auf. Somit sind die Winterdurchflüsse im Vergleich mit Bächen mit Einzugsgebieten im Hochgebirge verhältnismäßig groß.

Abbildung 7.21 zeigt den Verlauf des durchschnittlichen Gesamtabflusses und des wie zuvor erläuterten selbst ermittelten Basisabflusses der Jessnitz. In Abbildung 7.22 ist der Anteil des Basis- und des Direktabflusses vom Gesamtdurchfluss ersichtlich.

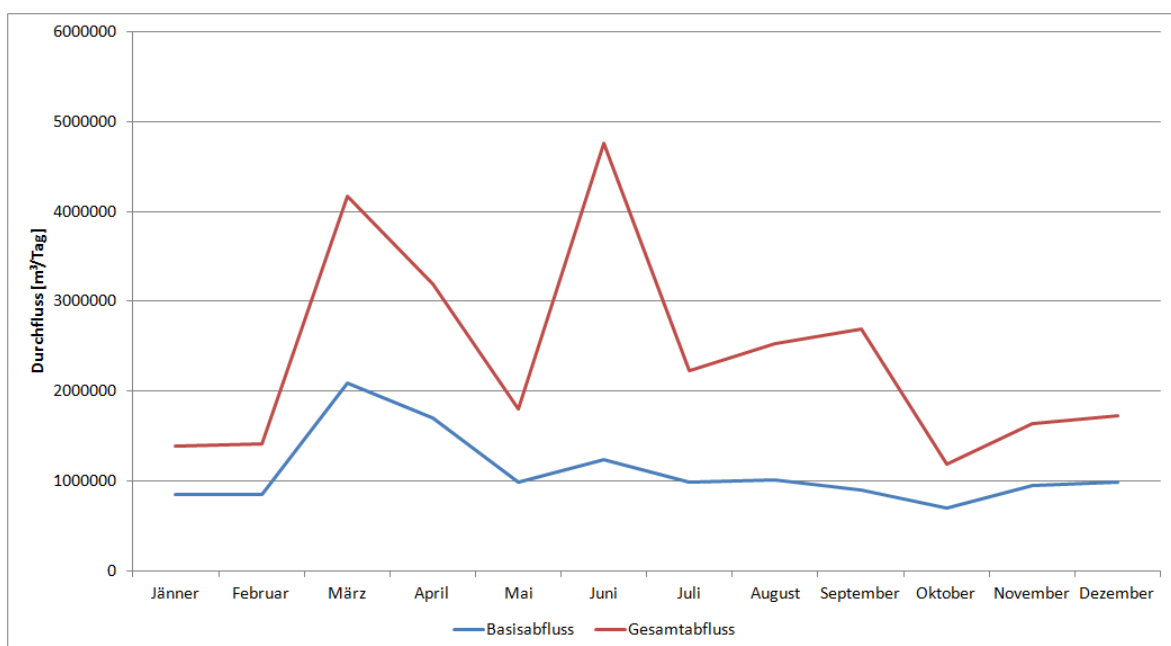


Abbildung 7.21 – durchschnittlicher Durchfluss – Jessnitz

Der absolut maximale Basisabfluss tritt im Monat März auf, im Verhältnis zum Gesamtabfluss jedoch im Monat Jänner mit einem Anteil von 61,2 %.

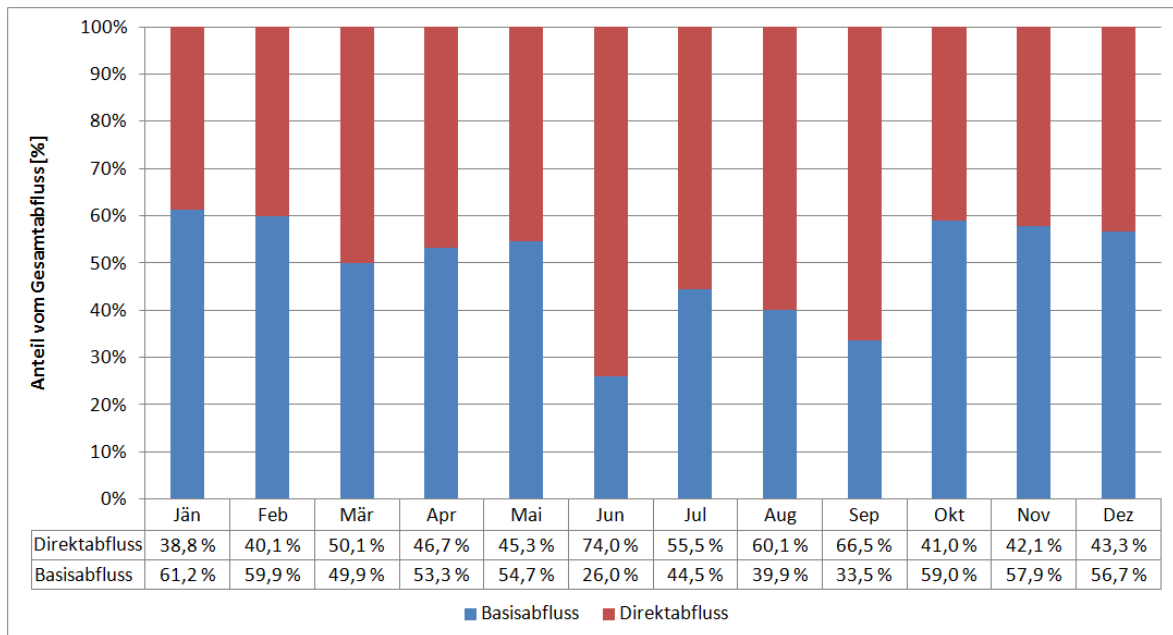


Abbildung 7.22 – Verhältnis Basis-/Direktabfluss - Jessnitz

### 7.2.2 Liesingbach

Der Liesingbach weist bis zur Messstelle ein Einzugsgebiet von 44,1 km<sup>2</sup> auf. Aufgrund einer Höhenlage des Einzugsgebietes von 810 – 2420 müA hat er bereits die typische Charakteristik eines Hochgebirgsbaches. Dies bedeutet, er hat im Winter relativ kleine, in den frühen Sommermonaten die größten Durchflusswerte.

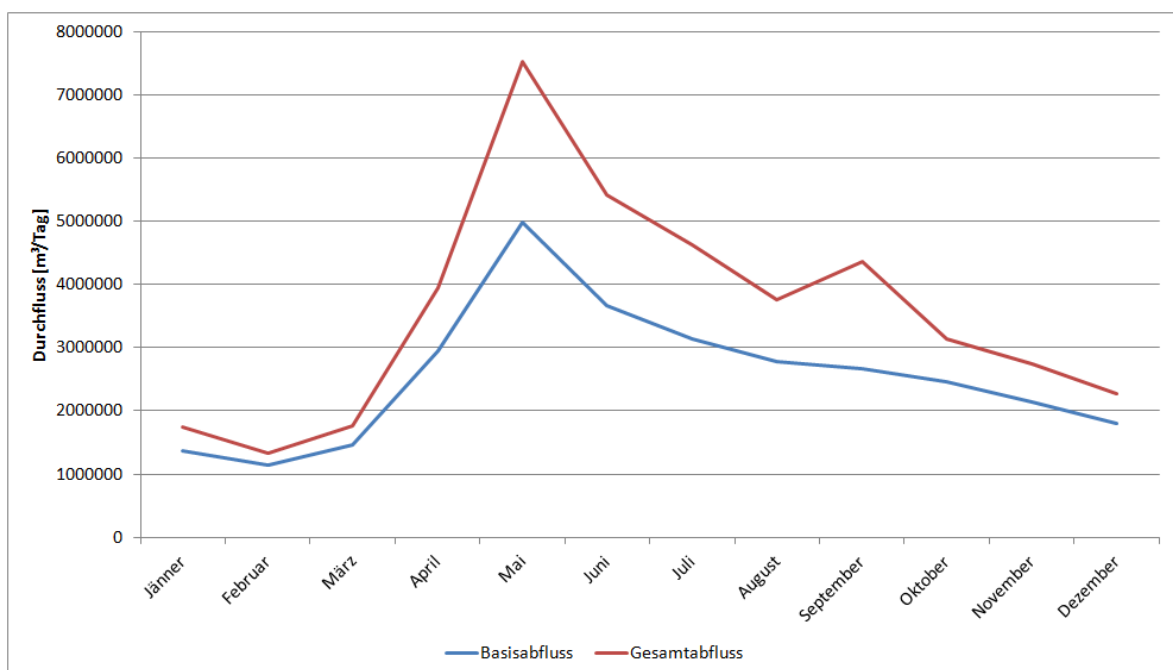


Abbildung 7.23 – durchschnittlicher Durchfluss – Liesingbach

Der absolut maximale Basisabfluss tritt im Monat Mai auf, im Verhältnis zum Gesamtabfluss im Monat Februar mit einem Anteil von 85,8 %.

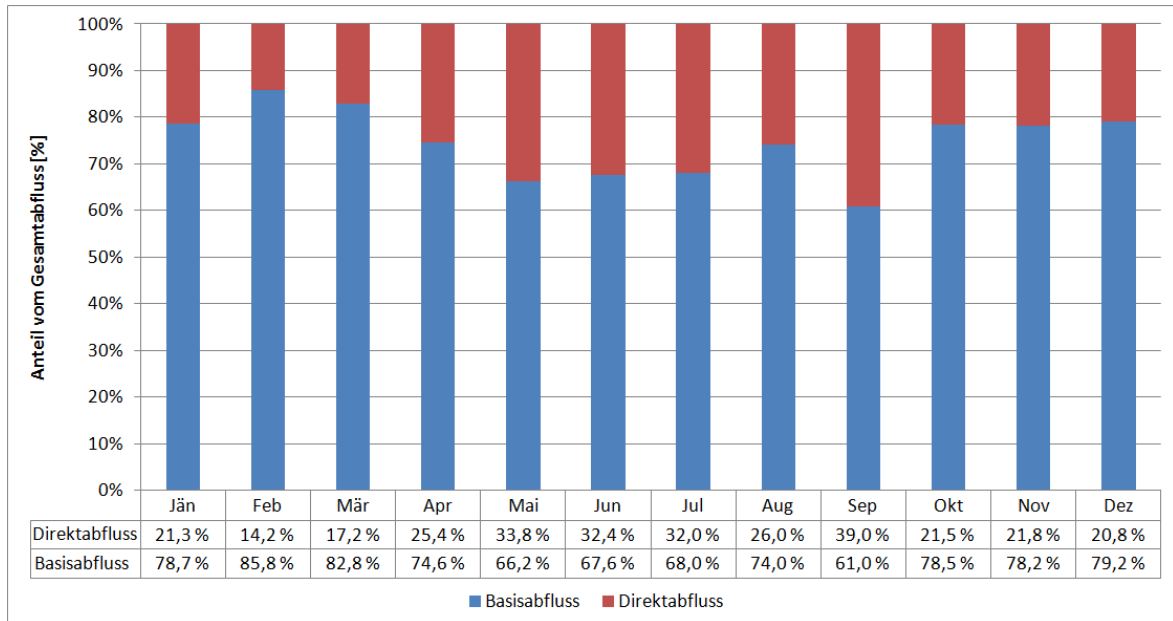


Abbildung 7.24 – Verhältnis Basis-/Direktabfluss - Liesingbach

### 7.2.3 Unterthaler Bach

Der Unterthaler Bach weist bis zur Messstelle ein Einzugsgebiet von 65,2 km<sup>2</sup> auf. Das Einzugsgebiet befindet sich auf einer Seehöhe von 1020 – 2870 müA.

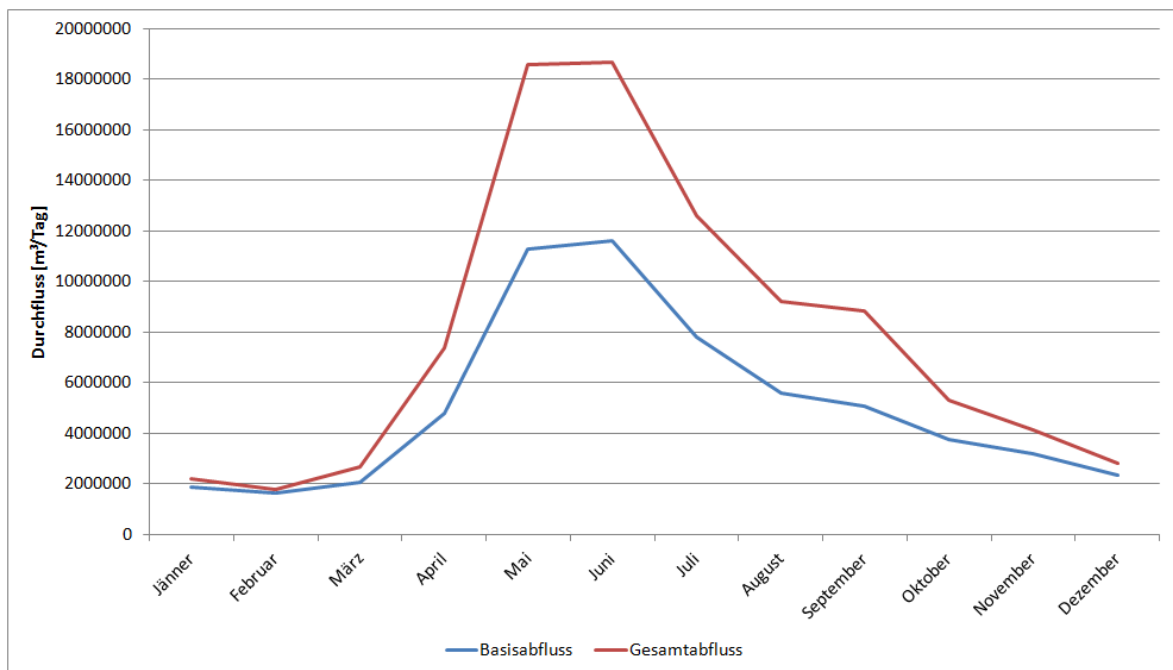


Abbildung 7.25 – durchschnittlicher Durchfluss – Unterthaler Bach

Der absolut maximale Basisabfluss tritt im Monat Juni auf. Das weiter in den Hochsommer rückende Maximum lässt sich durch die in großer Höhe später einsetzende Schneeschmelze begründen. Im Verhältnis zum Gesamtabfluss ist der Basisabfluss im Monat Februar mit einem Anteil von 91,3 % am größten.

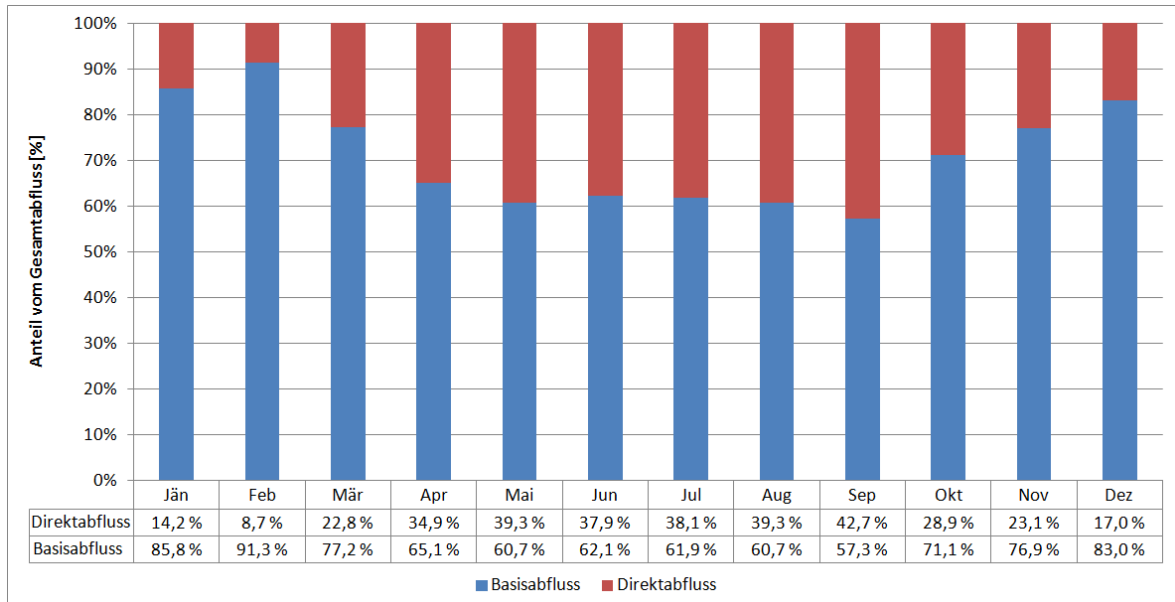


Abbildung 7.26 – Verhältnis Basis-/Direktabfluss - Unterthalerbach

#### 7.2.4 Teischnitzbach

Der Teischnitzbach weist bis zur Messstelle ein Einzugsgebiet von 13,9 km<sup>2</sup> auf. Das Einzugsgebiet befindet sich auf einer Seehöhe von 1490 – 3798 müA. Ein Teil des Großglockners entwässert in dieses Gewässer, womit der Abfluss die typische Charakteristik eines Einzugsgebietes mit Gletscher hat.

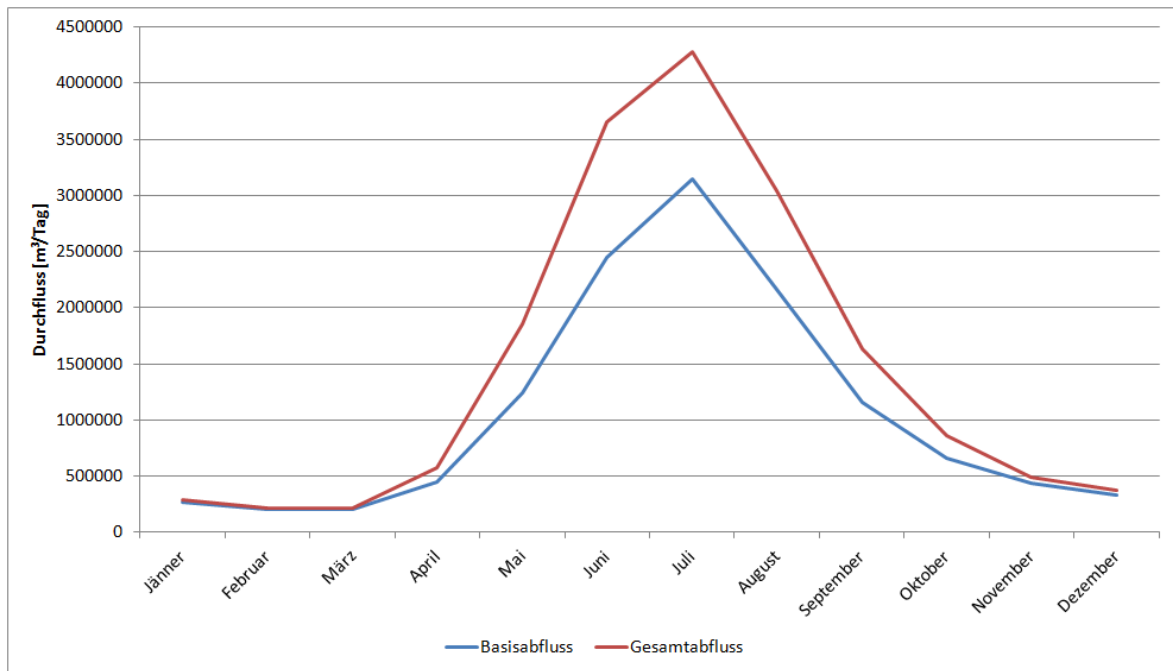


Abbildung 7.27 – durchschnittlicher Durchfluss –Teischnitzbach

Aufgrund des so hoch liegenden Einzugsgebietes tritt der absolut maximale Basisabfluss im Monat Juli, dem durchschnittlich wärmsten Monat, auf. Im Verhältnis zum Gesamtabfluss ist der Basisabfluss im Monat März mit einem Anteil von 95,8 % am größten.

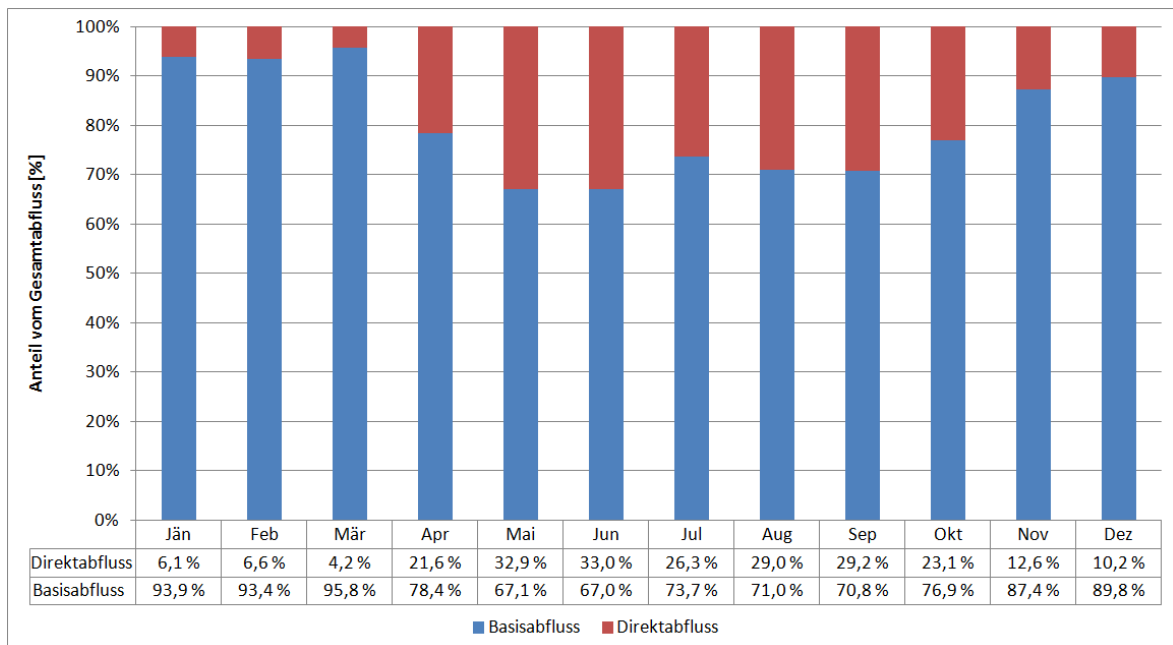


Abbildung 7.28 – Verhältnis Basis-/Direktabfluss - Teischnitzbach

### 7.2.5 Ergebnis

Abbildung 7.29 zeigt das Ergebnis der Analyse bezüglich des Anteils des Basisabflusses am Gesamtabfluss. Die Ergebnisse aus den Punkten 7.2.1 bis 7.2.4 wurden durch Trendlinien



(Polynomfunktion 2. Grades) ersetzt. Diese zeigen den Anteil des Basisabflusses vom gesamten Abfluss in Prozent.

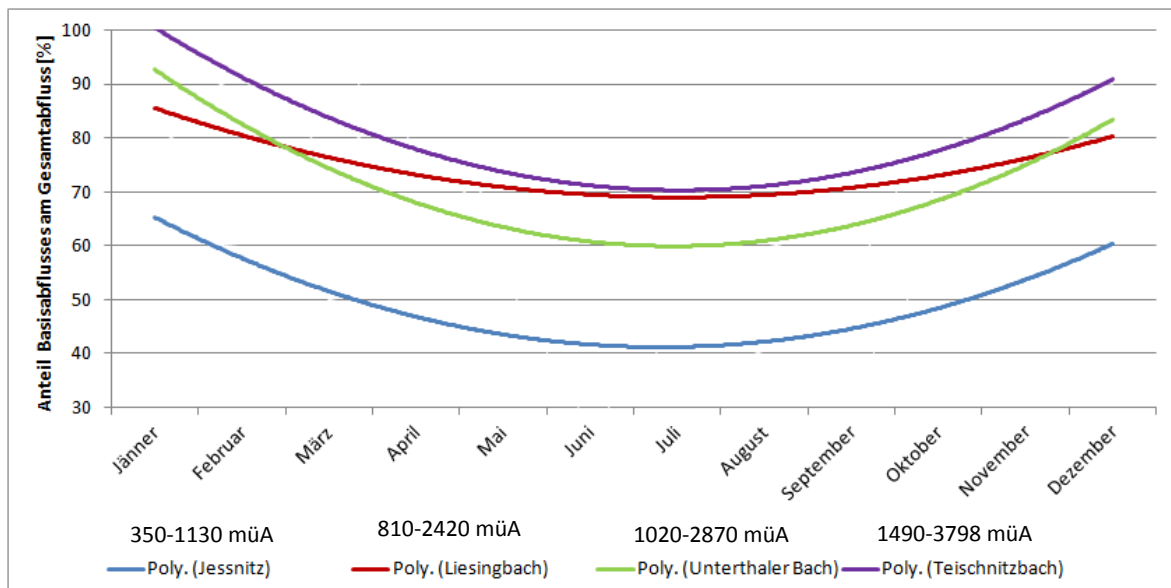


Abbildung 7.29 – Anteil Basisabfluss - Ergebnis

Es ist zu beobachten, dass der Anteil des Basisabflusses am Gesamtabfluss in den Wintermonaten größer als in den Sommermonaten ist. Wichtig ist, dass es sich hierbei nur um den prozentuellen Anteil des Gesamtabflusses handelt, die tatsächlichen Minima und Maxima der Basisabflussmengen können davon zeitlich abweichen.

Über die Änderungen aufgrund der Höhenlage des Gebietes kann erkannt werden, dass je höher das Gebiet liegt, desto höher der Anteil des Basisabflusses wird. Im Winter kann das mit dem hohen Anteil an Schnee begründet werden. Somit fällt kaum Niederschlag in Form von Regen der zu einem Direktabfluss führen würde. In der wärmeren Jahreszeit sind für den hohen Anteil am Basisabfluss die Schneeschmelze und die damit verbundenen langsam abfließenden Wassermassen verantwortlich. Ein hoher Bergwasserspiegel führt somit zu einem höheren Basisabfluss, überlagert von Direktabfluss der einzelnen Niederschlagsereignisse. Für eine weitere Berechnung werden die erhaltenen Werte der Jessnitz (geringe Höhenlage) und des Unterthaler Baches (große Höhenlage) herangezogen.

	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni
<b>350-1130 müA</b>	65,3 %	57,7 %	51,5 %	46,8 %	43,5 %	41,6 %
<b>1020-2870 müA</b>	85,5 %	80,5 %	76,4 %	73,2 %	70,9 %	69,5 %
	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
<b>350-1130 müA</b>	41,2 %	42,2 %	44,6 %	48,4 %	53,6 %	60,3 %
<b>1020-2870 müA</b>	69,0 %	69,4 %	70,8 %	73,0 %	76,2 %	80,3 %

Tabelle 7.3 – Anteil Basisabfluss - Ergebnis

### 7.3 Lösung der Wasserbilanzgleichung mittels einzelnen Niederschlags- und Abflussereignissen aus eHYD

Im diesem Kapitel wird für eine weitere Plausibilitätsprüfung ein Lösungsansatz der Wasserbilanzgleichung verfolgt, indem Abflussdaten von einzelnen Ereignissen von Gebirgsflüssen beziehungsweise -bächen herangezogen und mit den Niederschlagsdaten verglichen werden. Mittels der Abflusskurve kann der Direktabfluss abgeschätzt werden, der Rest der Niederschlagsmenge muss verdunstet sein oder ist zumindest zeitweise in den Untergrund infiltriert. Eine Wasserspeicherung bzw. Änderung kann mengenmäßig an dieser Stelle nicht erfasst werden.

Um einen Vergleich zwischen geringer und großer Seehöhe machen zu können, werden wieder dieselben Flüsse und Bäche wie im Kapitel 7.2 gewählt. Es ist jedoch zusätzlich darauf zu achten, dass in der näheren Umgebung Niederschlagsmessstationen vorhanden sind. Gerade diese Messungen sind im Hochgebirge nur selten vorhanden, womit die Ermittlung der gesamten Niederschlagsmenge womöglich ungenau ist.

Falls in der näheren Umgebung des Einzugsgebietes mehrere Niederschlagsmessstellen vorhanden sind, wird das jeweils zugehörige Gebiet mittels der Thiessen Polygon-Methode bestimmt. Das Einzugsgebiet wird von eHYD übernommen und im Programm AutoCAD 2013 abgebildet. Somit kann die Flächen für die Niederschlagsereignisse und die dazu gehörigen Niederschlagshöhen bestimmt werden.

Die Ergebnisse sind wiederum nur als Richtwerte zu betrachten und haben eine unbestimmte Genauigkeit. Es gelten die gleichen Annahmen wie in Kapitel 7.2.

Folgende Gebiete wurden herangezogen:

- **Jessnitz**, Einzugsgebiet 32,2 km<sup>2</sup>, Höhenlage: ca. 350 – 1130 müA
- **Liesingbach**, Einzugsgebiet 44,1 km<sup>2</sup>, Höhenlage: ca. 810 – 2420 müA
- **Unterthaler Bach**, Einzugsgebiet: 65,2 km<sup>2</sup>, Höhenlage: ca. 1020 – 2870 müA
- **Teischnitzbach**, Einzugsgebiet: 13,9 km<sup>2</sup>, Höhenlage: ca. 1490 – 3798 müA

Für eine Bewertung der Verdunstung in Abhängigkeit von der Seehöhe des Gebietes und der Jahreszeit wird versucht, für jedes Gebiet auswertbare Abflussereignisse zu bestimmten Zeiten zu wählen. Folgende Zeiträume werden dafür ausgewählt:

1. Winterzeit bei großflächigem Schneefall – Dezember bis Februar
2. Winterzeit bei großflächigem Regen – Dezember bis Februar
3. Frühlingszeit (eventuell Beeinflussung durch Schneeschmelze) – März bis Mai
4. Sommerzeit (eventuell Beeinflussung durch Schneeschmelze im Hochgebirge) – Juni bis August
5. Herbstzeit – September bis November

Die Unterscheidung zwischen Zeitraum ein und zwei (Schneefall oder Regen im Winter) erfolgt mittels der durchschnittlichen Temperatur in diesem Zeitraum.

Um die Punktniederschläge in Flächenniederschläge umzurechnen, muss ein Flächenabminderungsfaktor (ARF) herangezogen werden. Dieser Faktor gibt aufgrund von empirischen Werten das Verhältnis von Gebietsniederschlag und Punktniederschlag für eine definierte Flächengröße und einer Ereignisdauer an.

Die folgende Abbildung 7.30 zeigt das Diagramm, mit welchem mittels der oben genannten Eingangsparameter der Abminderungsfaktor zu ermittelt ist. Für ein mittleres Einzugsgebiet von 20 km<sup>2</sup> (dabei handelt es sich um ein beliebiges Beispiel) beträgt der Faktor 0,93. Der gemessene Punktniederschlag multipliziert mit diesem Faktor ergibt den Flächenniederschlag für die Berechnung des Gesamtniederschlags im jeweiligen Einzugsgebiet.

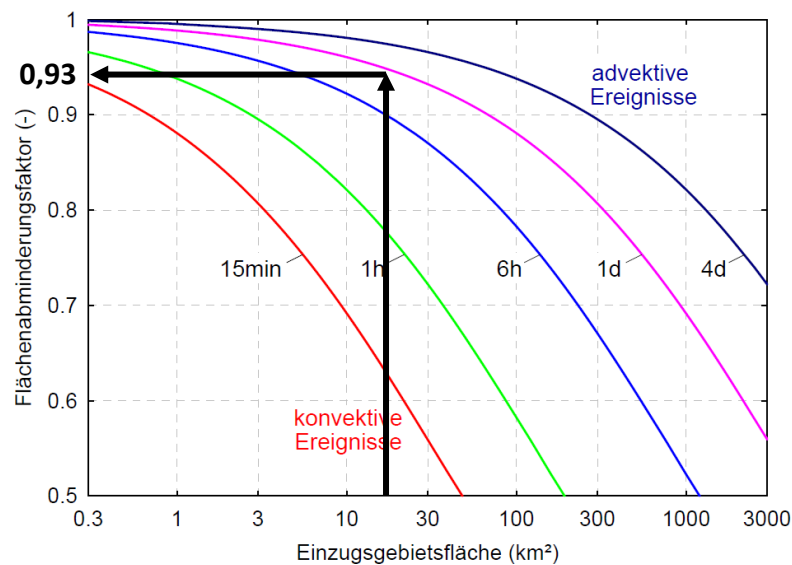


Abbildung 7.30 – Flächenabminderungsfaktor für Flächenniederschlag  
[aus: Blösch, 2010: S. 44]

### Ermittlung der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten:

Als Beispiel wird die Auswertung eines Niederschlagsereignisses im Einzugsgebiet der Jessnitz im folgenden Zeitraum gezeigt:

30.09.2008 – 13.10.2008

Dabei handelt es sich um den Zeitraum 5 (Herbstzeit – September bis November). Abbildung 7.31 zeigt den Verlauf der gefallenen Niederschlagsmenge im Einzugsgebiet und den dazugehörigen Durchfluss der Jessnitz jeweils in m<sup>3</sup>/Tag.

Die in der Abbildung gelb markierte Fläche wird als Direktabfluss angenommen. Die restlichen Wassermassen des Niederschlags (rote Linie) müssen entweder im Gebiet gespeichert, verdunstet oder infiltriert sein. Infiltriertes Wasser bildet teilweise stark verzögert den Basisabfluss.

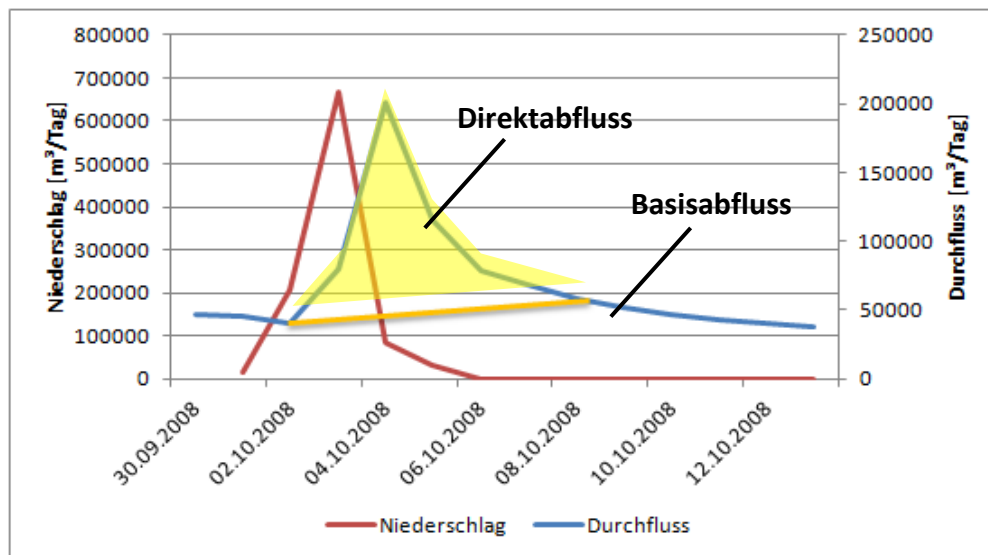


Abbildung 7.31 – Ereignis Jessnitz [aus: eHYD, 2013]

Anschließend werden in der folgenden Tabelle die Messwerte für die Berechnung und das Ergebnis gezeigt. Die Daten stammen aus dem Internetportal eHYD [eHYD, 2013].

	Durchfluss (m <sup>3</sup> /s)	Durchfluss [m <sup>3</sup> /Tag]	Niederschlags- menge [m <sup>3</sup> /Tag]	Sofortabfluss (m <sup>3</sup> /Tag)
30.09.2008	0,535	46224	0,0	0,0
01.10.2008	0,523	45187,2	14805,6	0,0
02.10.2008	0,471	40694,4	208199,1	0,0
03.10.2008	0,926	80006,4	668298,0	37670,4
04.10.2008	2,330	201312	83765,1	157334,4
05.10.2008	1,340	115776	31099,2	70156,8
06.10.2008	0,905	78192	0,0	30931,2
07.10.2008	0,786	67910,4	0,0	19008,0
08.10.2008	0,680	58752	0,0	8208,0
09.10.2008	0,604	52185,6	0,0	0,0
10.10.2008	0,534	46137,6	0,0	0,0
11.10.2008	0,499	43113,6	0,0	0,0
12.10.2008	0,468	40435,2	0,0	0,0
13.10.2008	0,437	37756,8	0,0	0,0
		<b>Summe</b>	<b>1006167,0</b>	<b>323308,8</b>
		<b>Direktabfluss</b>	<b>32,1 %</b>	
		<b>Verdunstet + Grundabfluss</b>	<b>67,9 %</b>	

Tabelle 7.4 – Auswertung Jessnitz

Im Folgenden werden die Ergebnisse der vier Gewässer gezeigt.

- Abfluss Jessnitz, Messstation 207787, Neubruck

Orographisches Einzugsgebiet: 32,2 km<sup>2</sup>

Höhenlage des Einzugsgebietes: 352,92 bis 1130,00 müA

Abbildung 7.32 zeigt das Einzugsgebiet der Jessnitz bis zum gelb markierten Punkt, wo die Durchflussmenge gemessen wird. Drei Niederschlagsmessstellen sind für diesen Bereich relevant, wobei Messstelle 109033 im Gebiet liegt und somit für einen großen Teil der Fläche herangezogen wird.

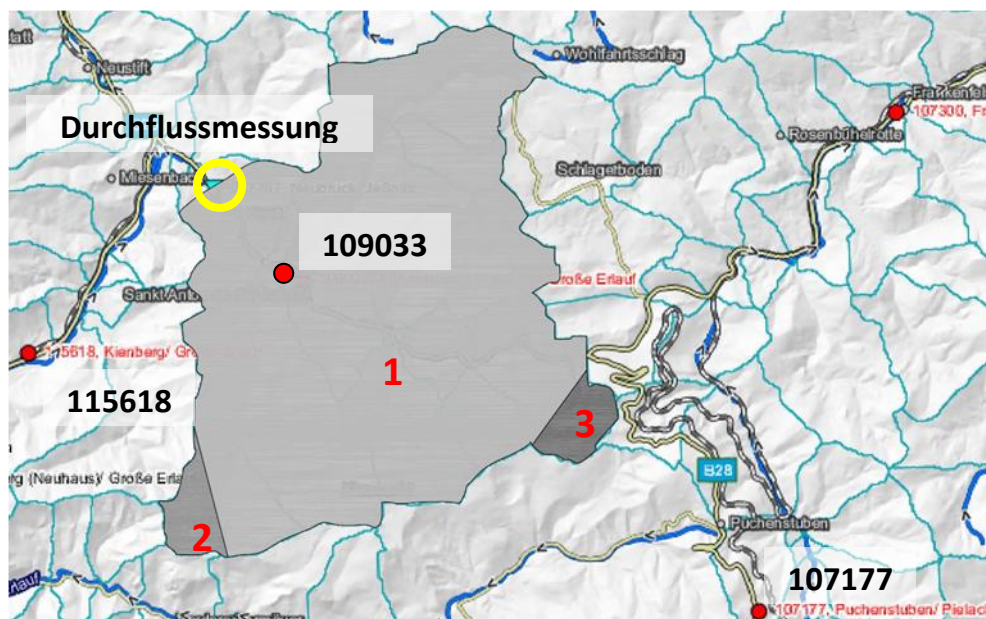


Abbildung 7.32 – Einzugsgebiet Jessnitz [aus: eHYD, 2013]

	Jessnitz		von	bis	Direkt-abfluss [%]	Verdunstung*, Basisabfluss, ... [%]	Durchschnittstemperatur		
	Niederschlag [m <sup>3</sup> ]	Sofortabfluss [m <sup>3</sup> ]					Gresten [°C]	Paal-Strahl [°C]	Patscherk. [°C]
1	1463485,2	57628,8	26.01.2009	06.02.2009	3,9	96,1	-0,8	-2,0	-6,9
2	396812,4	306547,2	20.12.2009	31.12.2009	77,3	22,7	-0,4	-2,9	-6,8
3	1846189,5	660528,0	08.04.2010	30.04.2010	35,8	64,2	9,6	7,2	0,3
4	2571096,6	955584,0	11.06.2010	28.06.2010	37,2	62,8	16,8	14,7	6,1
5	1006167,0	289742,4	30.09.2008	13.10.2008	28,8	71,2	10,7	7,3	3,6

\*Verdunstungsanteil kann auch eine Speicheränderung von Wasser im Einzugsgebiet sein. Mögliche Beispiele dafür sind Wasserspeicher in Form einer Schneedecke oder Wasserverlust aufgrund Abschmelzens der Schneedecke oder des Gletschers.

1	Winter bei Schneefall	2	Winter bei Regen	3	Frühling	4	Sommer	5	Herbst
---	-----------------------	---	------------------	---	----------	---	--------	---	--------

Tabelle 7.5 – Ergebnis Jessnitz

- Abfluss Liesingbach, Messstation 211821, Unterwald

Orographisches Einzugsgebiet: 44,1 km<sup>2</sup>

Höhenlage des Einzugsgebietes: 812,57 bis 2417,00 müA

Abbildung 7.33 zeigt das Einzugsgebiet des Liesingbachs bis zum gelb markierten Punkt, wo die Durchflussmenge gemessen wird. Vier Niederschlagsmessstellen sind für dieses Gebiet relevant und werden somit für die Gesamtmenge herangezogen.

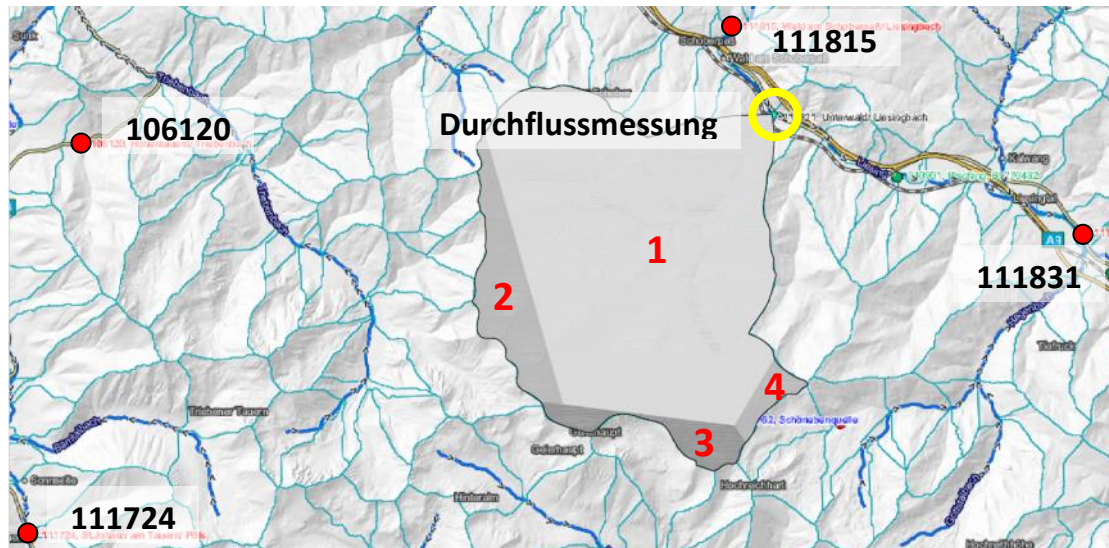


Abbildung 7.33 – Einzugsgebiet Liesingbach [aus: eHYD, 2013]

Liesingbach						Durchschnittstemperatur			
Niederschlag [m <sup>3</sup> ]	Sofortabfluss [m <sup>3</sup> ]	von	bis	Direkt-abfluss [%]	Verdunstung*, Basisabfluss,...	Gresten [°C]	Paal-Stadl [°C]	Patscherk. [°C]	
3 3567173,1	903744,0	03.05.2010	20.05.2010	25,3	74,7	11,3	9,0	-0,5	
4 2692080,3	282528,0	13.08.2008	26.08.2008	10,5	89,5	16,7	13,8	7,7	
5 3111891,6	1192752,0	02.09.2009	01.10.2009	38,3	61,7	15,2	12,2	6,9	
5 1106300,1	107107,2	28.10.2008	05.11.2008	9,7	90,3	9,7	7,7	1,3	

\*Verdunstungsanteil kann auch eine Speicheränderung von Wasser im Einzugsgebiet sein. Mögliche Beispiele dafür sind Wasserspeicher in Form einer Schneedecke oder Wasserverlust aufgrund Abschmelzens der Schneedecke oder des Gletschers.

1  Winter bei Schneefall	2  Winter bei Regen	3  Frühling	4  Sommer	5  Herbst
--------------------------	---------------------	-------------	-----------	-----------

Tabelle 7.6 – Ergebnis Liesingbach

- Abfluss Unterthaler Bach, Messstation 210625, Tetter

Orographisches Einzugsgebiet: 65,2 km<sup>2</sup>

Höhenlage des Einzugsgebietes: 1019,47 bis 2869,00 müA

Abbildung 7.34 zeigt das Einzugsgebiet des Unterthaler Bachs bis zum gelb markierten Punkt, dem Ort der Durchflussmessung. In der umliegenden Umgebung ist lediglich eine Niederschlagsmessung vorhanden, welche für die Gesamtmengen herangezogen werden kann.

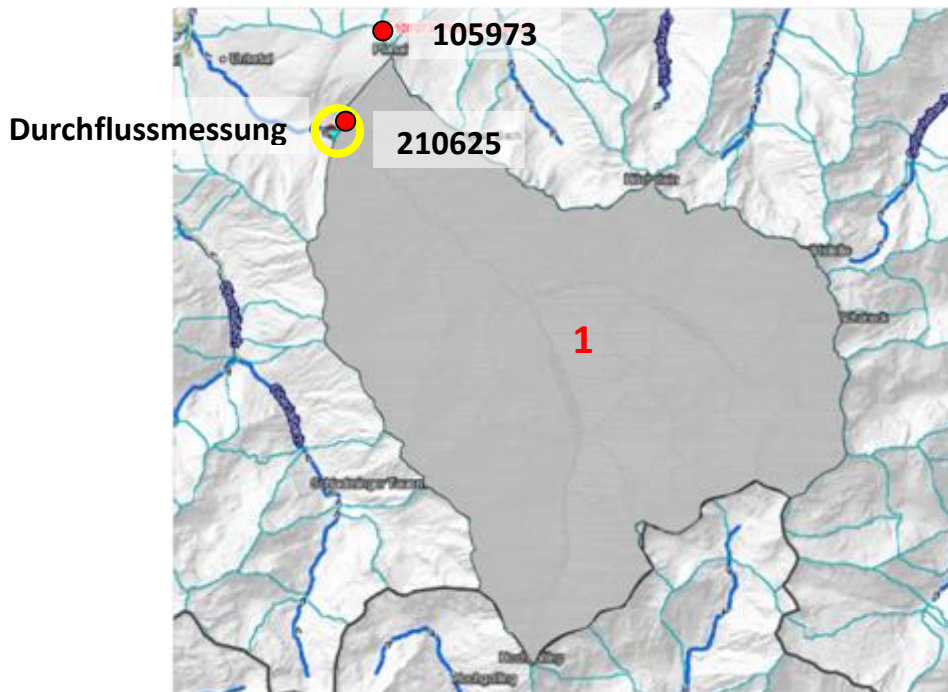


Abbildung 7.34 – Einzugsgebiet Unterthaler Bach [aus: eHYD, 2013]

Unterthaler Bach						Durchschnittstemperatur			
Niederschlag [m³]	Sofortabfluss [m³]	von	bis	Direkt-abfluss [%]	Verdunstung*, Basisabfluss,...	Gresten [°C]	Paal-Statl [°C]	Patscherk. [°C]	
1	2540648,4	60480,0	16.12.2008	27.12.2008	2,4	97,6	2,1	0,5	-5,7
3	988366,8	720144,0	30.04.2010	09.05.2010	72,9	27,1	12,8	10,0	1,9
4	3868576,8	1299456,0	01.07.2010	09.07.2010	33,6	66,4	20,8	17,4	12,1
5	1176338,4	335664,0	23.09.2010	29.09.2010	28,5	71,5	11,9	8,7	1,5

\*Verdunstungsanteil kann auch eine Speicheränderung von Wasser im Einzugsgebiet sein. Mögliche Beispiele dafür sind Wasserspeicher in Form einer Schneedecke oder Wasserverlust aufgrund Abschmelzens der Schneedecke oder des Gletschers.

1	Winter bei Schneefall	2	Winter bei Regen	3	Frühling	4	Sommer	5	Herbst
---	-----------------------	---	------------------	---	----------	---	--------	---	--------

Tabelle 7.7 – Ergebnis Unterthaler Bach

- Abfluss Teischnitzbach, Messstation 212126, Spöttling-Taurer

Orographisches Einzugsgebiet: 13,9 km²

Höhenlage des Einzugsgebietes: 1491,09 bis 3798,00 müA

Abbildung 7.35 zeigt das Einzugsgebiet des Teischnitzbachs, welches bis zum gelb markierten Punkt reicht, wo die Durchflussmenge gemessen wird. Zwei Messstellen für den Niederschlag können für die Ermittlung der Gesamtwassermengen herangezogen werden.

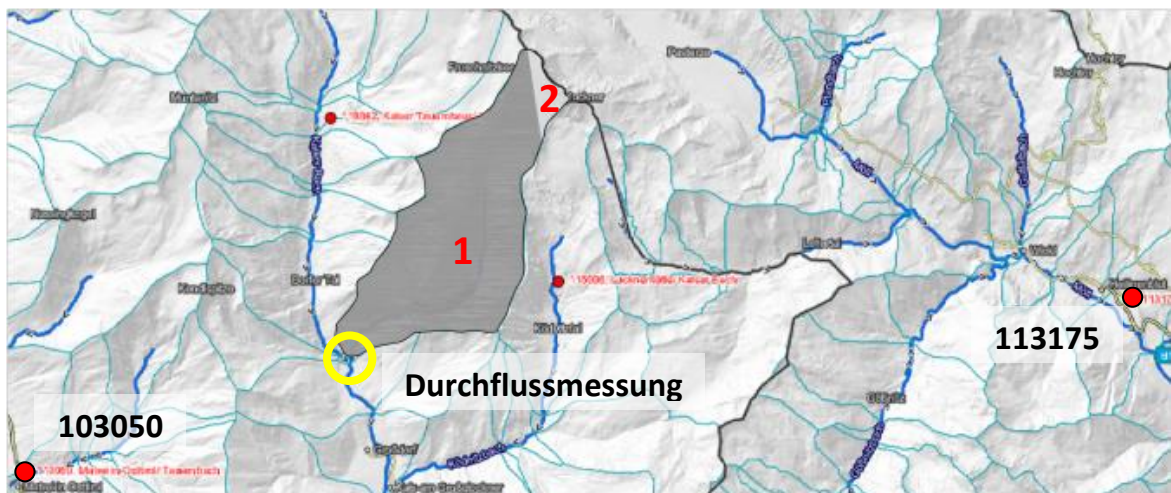


Abbildung 7.35 – Einzugsgebiet Teischnitzbach [aus: eHYD, 2013]

Teischnitzbach						Durchschnittstemperatur			
Niederschlag [m <sup>3</sup> ]	Sofortabfluss [m <sup>3</sup> ]	von	bis	Direkt-abfluss [%]	Verdunstung*, Basisabfluss, ... [%]	Gresten [°C]	Paal-Stadl [°C]	Patscherk. [°C]	
3	237884,7	299808,0	18.05.2009	31.05.2009	126,0	-26,0	16,4	13,4	7,7
4	1011449,4	320544,0	14.07.2009	21.07.2009	31,7	68,3	19,9	16,8	9,8
5	1130312,7	153792,0	31.08.2009	06.09.2009	13,6	86,4	16,4	13,1	7,7

\*Verdunstungsanteil kann auch eine Speicheränderung von Wasser im Einzugsgebiet sein. Mögliche Beispiele dafür sind Wasserspeicher in Form einer Schneedecke oder Wasserverlust aufgrund Abschmelzens der Schneedecke oder des Gletschers.

1	Winter bei Schneefall	2	Winter bei Regen	3	Frühling	4	Sommer	5	Herbst
---	-----------------------	---	------------------	---	----------	---	--------	---	--------

Tabelle 7.8 – Ergebnis Teischnitzbach

### 7.3.1 Ergebnis

Bei dem Versuch die Ergebnisse zu vergleichen, muss erkannt werden, dass bei Ermittlung des Wasserhaushaltes aus einzelnen Niederschlagsereignissen zu viele unbekannte Parameter mit eingehen. Die Werte im Winter sind meist unbrauchbar, da ein Großteil des Niederschlags vor allem in größerer Seehöhe in Form von Schnee fällt und somit auf der Input- und Outputseite der Wasserhaushaltsgleichung nicht erfasst werden kann.

Wie in Abbildung 7.36 ersichtlich ist, sind aufgrund zuvor beschriebener Gründe keine eindeutigen Tendenzen und Regelmäßigkeiten aus den Daten der Niederschlags- und Abflussereignisse abzuleiten. Nur für die Messwerte im Frühling können Begründungen



gefunden werden. Es scheint plausibel zu sein, dass der Sofortabfluss bei einzelnen Niederschlagsereignissen in großer Seehöhe einen größeren Anteil einnimmt als bei geringer Seehöhe. Verantwortlich dafür sind allgemein steilere Hänge, meist undurchlässigere Böden und eine geringere Verdunstung.

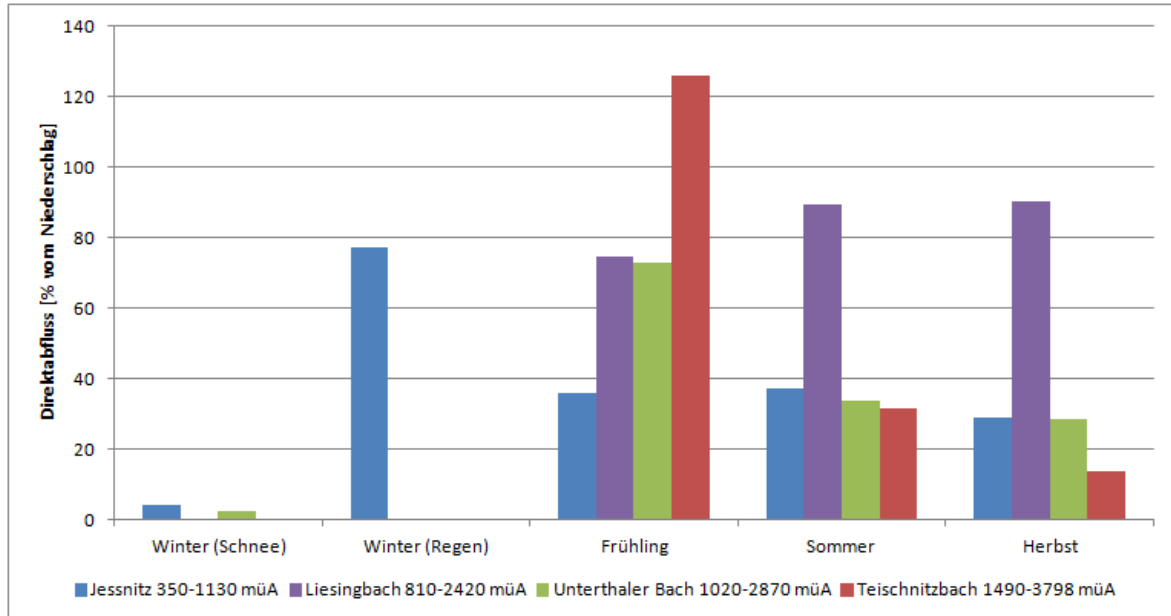


Abbildung 7.36 – Ergebnis Niederschlagsereignisse

Entgegen dazu ist bei langzeitiger Betrachtung von Basis- und Direktabfluss bei großer Höhenlage der Anteil des Basisabflusses größer als bei geringer Höhenlage. Argumente dazu sind in Kapitel 7.2 aufgezählt worden.

#### 7.4 Gesamtergebnis der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten

Abbildung 7.37 zeigt den aus Kapitel 7.1 und 7.2 ermittelten Verlauf des Basisabflusses innerhalb eines Jahres bei einer Höhenlage von 850 müA und einer Höhenlage von 1915 müA. Die Werte sind monatliche Prozentangaben über den Anteil vom Jahresgesamtniederschlag. Für die Ermittlung der Werte wurden die monatlichen Werte der Diagramme über die Verteilung des Abflusses abhängig von der Jahreszeit und der Seehöhe (Abbildung 7.16 und Abbildung 7.17) mit dem Anteil des Basisabflusses aus Abbildung 7.29 multipliziert.

In rot sind die Werte der größeren Höhenlage dargestellt. Die höchsten Basisabflusswerte, und damit jener Anteil des Niederschlags, der den Bergwasserspiegel beeinflusst, treten in den Monaten Mai, Juni, Juli und August auf. Es sind dieselben Monate, in denen bei einer Vielzahl der tiefreichenden Massenbewegungen die größten Verschiebungsgeschwindigkeiten auftreten. Das absolute Minimum tritt im Monat Februar mit 1,8 % auf.

Die in blauer Farbe gehaltenen Balken zeigen den Basisabfluss bei geringer Höhenlage. Die Werte der einzelnen Monate weichen im Vergleich zu denen in großer Höhenlage stark ab. Ein lokales Maximum tritt im Mai und im November mit 2,5 % auf. Das Minimum liegt im Monat August mit einem Prozentsatz von 1,3 %. Im Winter sinkt es auf minimal 1,8 %.

Außerdem ist zu erkennen, dass die Werte bei niedriger Seehöhe in einem wesentlich engeren Bereich liegen als die bei hochliegenden Gebieten. Bei 850 müA liegen die Werte zwischen 1,3 % und 2,5% (1,9-fache), bei 1915 müA zwischen 1,8 % und 9,0 % (5-fache).

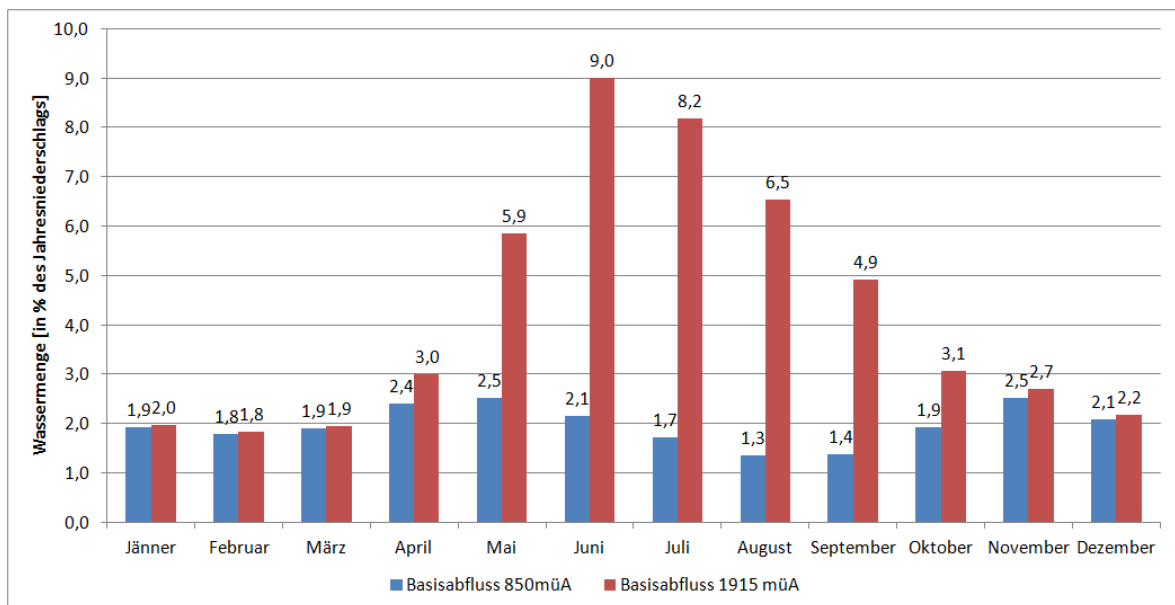


Abbildung 7.37 – Ergebnis Basisabfluss

Obwohl der Basisabfluss bei niedriger Seehöhe im Winter einen im Vergleich zum Sommer großen Anteil des Gesamtniederschlags einnimmt, tritt das absolute Maximum im Mai beziehungsweise November auf. Die größten Verschiebungsraten wurden in Neubruck allerdings in den Wintermonaten von Dezember bis Februar gemessen.

Somit kann der Wasserhaushalt eine Teilbegründung sein, jedoch nicht alleine für das Verschiebungsverhalten von tiefreichenden Massenbewegungen in geringer Seehöhe herangezogen werden.

## 8 HOAL - Hydrological Open Air Laboratory

Das Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt des Bundesamtes für Wasserwirtschaft hat sich als Ziel gesetzt, auch den zukünftigen Generationen genügend sauberes Grund- und Oberflächenwasser in ausreichender Menge zur Verfügung zu stellen. Der Boden wird als Filter und Speicher für Wasser beschrieben, somit ist Bodenschutz gleichzeitig auch Gewässerschutz.

Dabei helfen soll das Projekt „HOAL – Hydrological Open Air Laboratory“ in Petzenkirchen. Hierbei handelt es sich um ein Messgebiet in Niederösterreich in der Nähe von Wieselburg an der Erlauf. Dort wird eine landwirtschaftlich genützte Fläche mit einer Größe von 64 ha messtechnisch überwacht, um ein besseres Verständnis über die Abflussbildung, Abflusskonzentration und auch die Transportprozesse im Einzugsgebiet zu bekommen. Beispiele dafür sind quantitative und qualitative Messungen des Zuflusses zum im Gebiet liegenden Bach, eine genaue Aufzeichnung der meteorologischen Daten, Versickerungserfassung mittels Lysimeter und eine Aufzeichnung der tatsächlichen Verdunstung mit Hilfe der Eddy-Kovarianz-Methode [vgl. HOAL, 2013].

Es ist zu beachten, dass alle Messwerte vom Messgebiet in Petzenkirchen nur bedingt mit den Verhältnissen bei den Massenbewegungen im Gebirge vergleichbar sind. Die Oberflächen sind aufgrund der landwirtschaftlichen Bearbeitung stark beeinflusst, teilweise aufgelockert, aber auch durch schwere Geräte verdichtet. Die vorkommenden Pflanzenkulturen sind zumeist Monokulturen und weichen stark von denen im Gebirge ab. Auch die Hangneigungen und Größendimensionen sind stark unterschiedlich, da das überwachte Gebiet in Petzenkirchen nahezu flach und mit 64 ha relativ kleinflächig ist. Trotzdem wird in der Folge versucht, erste Anhaltspunkte für den herrschenden Wasserhaushalt bei niedriger Seehöhe zu finden. Die Niederschlagsmenge, dessen Aggregatzustand und die Lufttemperatur sind ebenfalls sehr wichtige Einflussfaktoren für Abfluss, Verdunstung und Versickerung. Diese Kennwerte sind beim Laborgelände in Petzenkirchen durchaus mit denen bei den Massenbewegungen in niedriger Seehöhe vergleichbar.

Abbildung 8.1 zeigt Niederschlags-, Verdunstungs- und Versickerungsdaten aus Petzenkirchen. Alle Daten wurden vom Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt von Herrn Alexander Eder und Frau Martine Broer zur Verfügung gestellt.

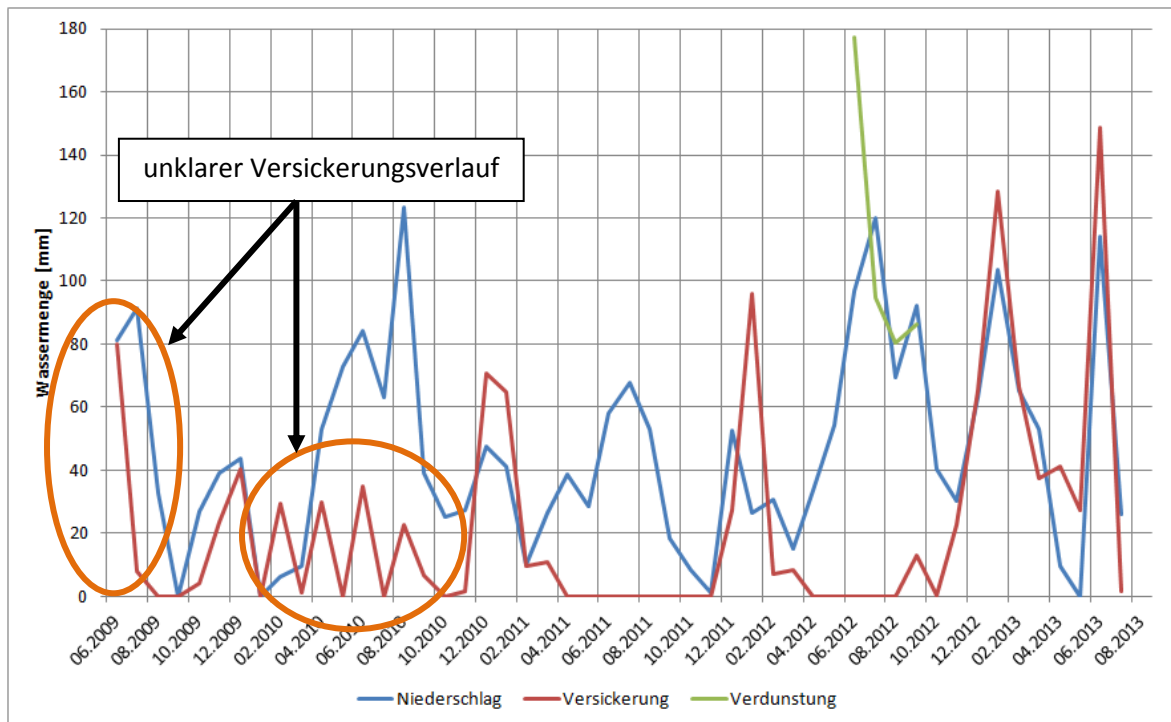


Abbildung 8.1 – Messdaten Petzenkirchen 1

Obwohl Niederschlagsspitzen, wie zu erwarten, immer in den Sommermonaten auftreten, ist die Versickerung in der Winterzeit maximal. Teilweise ist diese sogar deutlich höher als der in diesem Monat auftretende Niederschlag, was auf zeitlich beschränkte Schneespeicherung schließen lässt. Verdunstungsdaten sind nur von Juni bis Oktober 2012 vorhanden. Die hohen Werte in diesem Zeitraum bestätigen aber die Versickerungsmengen im Sommer, die vernachlässigbar klein sind. Die verdunsteten Wassermengen, verursacht durch Transpiration und Evaporation, sind anfänglich größer als die Regenmengen, jedoch ist dies aufgrund einer Speicherung im Untergrund und die erst spätere Verdunstung der Bodenfeuchte durchaus möglich. Insgesamt befindet sich die Verdunstung in einem plausiblen Größenbereich.

Die auffallend großen Versickerungsmengen in den Sommern der Jahre 2009 und 2010 (orange markiert in Abbildung 8.1) können mit dem derzeit vorhandenen Informationsstand nicht erklärt werden.

Für eine sinnvolle Kontrolle der Messdaten, indem man die Summe der Versickerung und der Verdunstung mit dem Niederschlag vergleicht, ist der Zeitraum, in dem alle drei Größen gemessen wurden, zu kurz.

In der Abbildung 8.2 wird mittels Lufttemperatur und Schneehöhe in Wieselburg versucht, die Messdaten in den Jahren 2009 und 2010 zu erklären. Es ist unklar, warum in diesen beiden Jahren im Sommer Versickerung gemessen wurde, im Jahr 2011 und 2012

aber nicht. Von 2009 auf 2010 kann kein außergewöhnlich langer Winter verzeichnet werden, im Vergleich zu den anderen gezeigten Wintern ist er eher kurz und auch nicht schneereich gewesen. Somit kann eine späte Schneeschmelze und die damit verbundene Versickerung ausgeschlossen werden. In Abbildung 8.1 ist auch kein stark auffallendes Niederschlagsereignis zu erkennen, es war zwar ein niederschlagsreiches Jahr, jedoch ähnlich wie im Jahr 2012. In diesem Jahr wurde aber nahezu keine Versickerung im Sommer festgestellt.

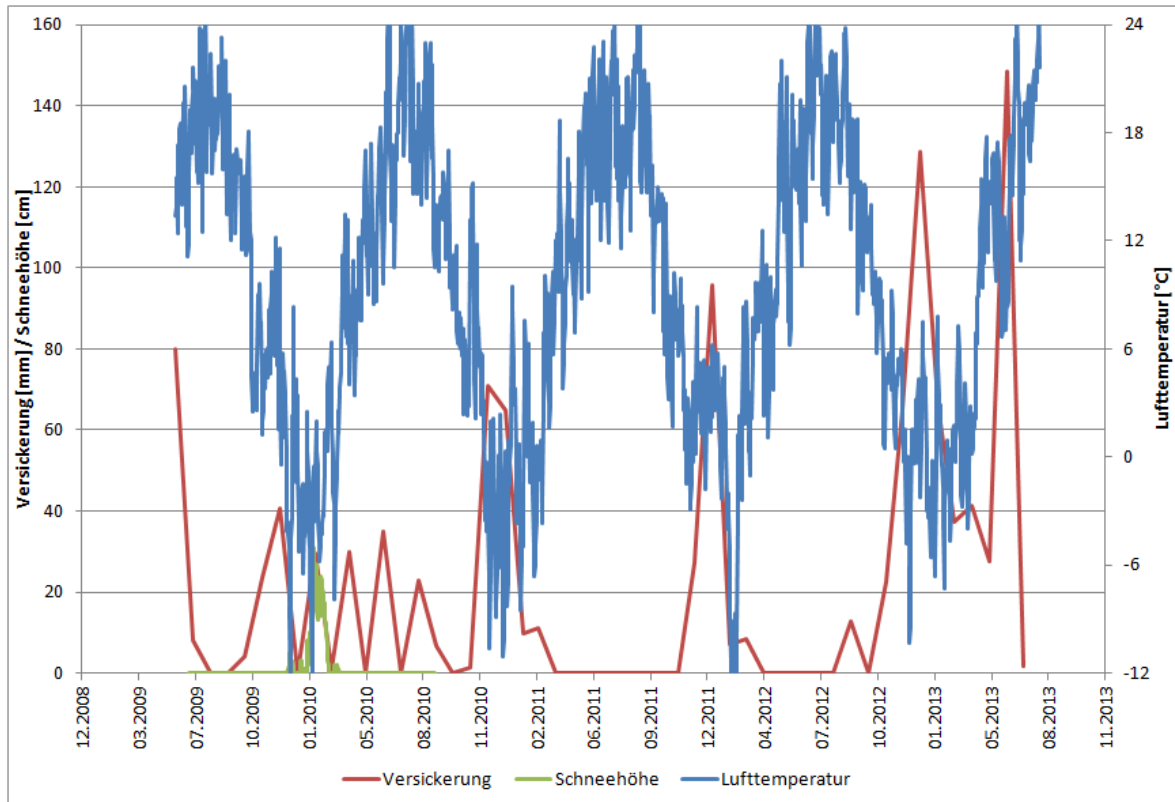


Abbildung 8.2 – Messdaten Petzenkirchen 2

## 9 Interpretation der Untersuchungsergebnisse

### 9.1 Seehöhe größer 1000 müA

Mittels hydrogeologischer Untersuchungen konnte bestätigt werden, dass sich die Schneeschmelze im Frühjahr bei tiefreichenden Massenbewegungen bei einer Seehöhe größer als 1000 müA entscheidend auf den Bergwasserspiegel auswirkt. Nachdem die Höhe des Bergwasserspiegels zumeist der entscheidende Einflussfaktor für tiefreichende Massenbewegungen ist, wirkt sich die Schneeschmelze direkt auf das Verschiebungsverhalten aus.

In Abbildung 9.1 sind die wichtigsten Ergebnisse für Hangbewegungen bei großer Seehöhe dargestellt. Die eingezeichnete schwarze Linie zeigt die Verschiebungsgeschwindigkeit der Massenbewegung Gradenbach im Verlauf eines Jahres. Dabei handelt es sich um die ermittelte Durchschnittsgeschwindigkeit seit Beobachtungsbeginn. Diese Hangbewegung wird als repräsentatives Beispiel für große Seehöhe als sinnvoll betrachtet. Beobachtungen bezüglich der Verschiebungen werden schon seit dem Jahr 1979 aufgezeichnet und der betroffene Hang befindet sich in einem Bereich der sich über eine Höhe von etwa 1200 müA bis 2200 müA erstreckt und liegt somit deutlich höher als 1000 müA.

Die roten Balken zeigen, wie schon in Kapitel 7.4, den in dieser Diplomarbeit ermittelten durchschnittlichen Basisabfluss bei einer Gebietshöhe von 1915 müA.

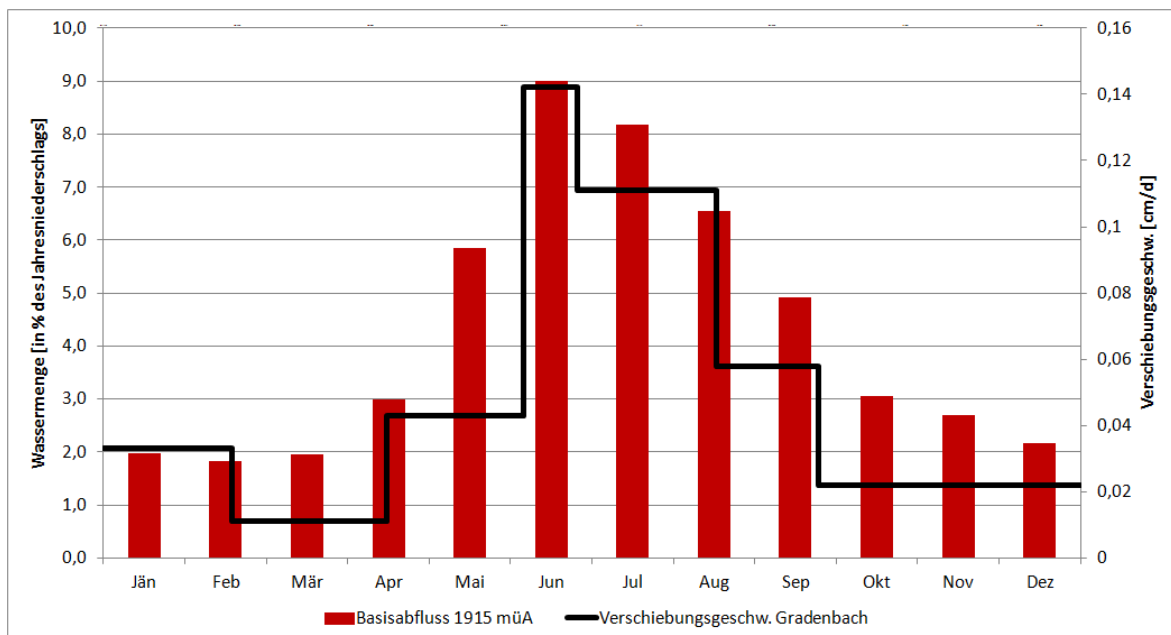


Abbildung 9.1 – Untersuchungsergebnis große Seehöhe

Es wird angenommen, dass der Basisabfluss in einem direkten Zusammenhang mit der Höhe des Bergwasserspiegels steht. Somit muss beim größten Basisabfluss auch die Höhe des Wasserspiegels maximal sein.

Vergleicht man nun die Verschiebungsgeschwindigkeit der Massenbewegung Gradenbach mit dem Basisabfluss bei einer Seehöhe von 1915 müA ist eine gute Übereinstimmung erkennbar. Im Juni wurde der größte durchschnittliche Basisabfluss ermittelt, wobei somit auch der Bergwasserspiegel in dieser Zeit am höchsten angenommen wird. Im gleichen Zeitraum wurde auch die größte Verschiebungsgeschwindigkeit bei der Massenbewegung Gradenbach gemessen. Im Zeitraum von Oktober bis April sind die Basisabflussmengen minimal. Dazu passend weist in diesen Monaten auch die Verschiebungsgeschwindigkeit der langjährigen Messung ein Minimum auf.

Es folgt daraus die Erkenntnis, dass bei tiefreichenden Massenbewegungen in Seehöhen deutlich über 1000 müA die größten Bewegungsgeschwindigkeiten im späten Frühjahr und im Sommer auftreten. Dabei handelt es sich um die Zeit der Schneeschmelze im Gebirge, die den Bergwasserspiegel unmittelbar anhebt. Einzelne Niederschlagsereignisse wirken sich nur selten auf das Verschiebungsverhalten von tiefreichenden Massenbewegungen aus.

Bei der Großhangbewegung Randa in der Schweiz liegt der Bergwasserspiegel mehr als 120 m unter der Geländeoberfläche und kann somit als ausschlaggebender Faktor ausgeschlossen werden. Es wird vermutet, dass der jährliche Temperaturgang die Bewegung verursacht [Löw et al., 2012]. Somit kann gezeigt werden, dass nicht immer die Höhe des Bergwassers die (alleinige) Ursache und der einzige Auslösefaktor für eine Bewegung sein muss.

## 9.2 Seehöhe geringer 1000 müA

Abbildung 9.2 zeigt die Untersuchungsergebnisse für geringe Seehöhe. In schwarz wird die mittels Inklinometer gemessene, durchschnittliche Verschiebungsgeschwindigkeit der Massenbewegung Neubruck im Jahr 2012 gezeigt. Die blauen Balken zeigen den in dieser Diplomarbeit ermittelten durchschnittlichen Basisabfluss bei einer Gebietshöhe von 850 müA.

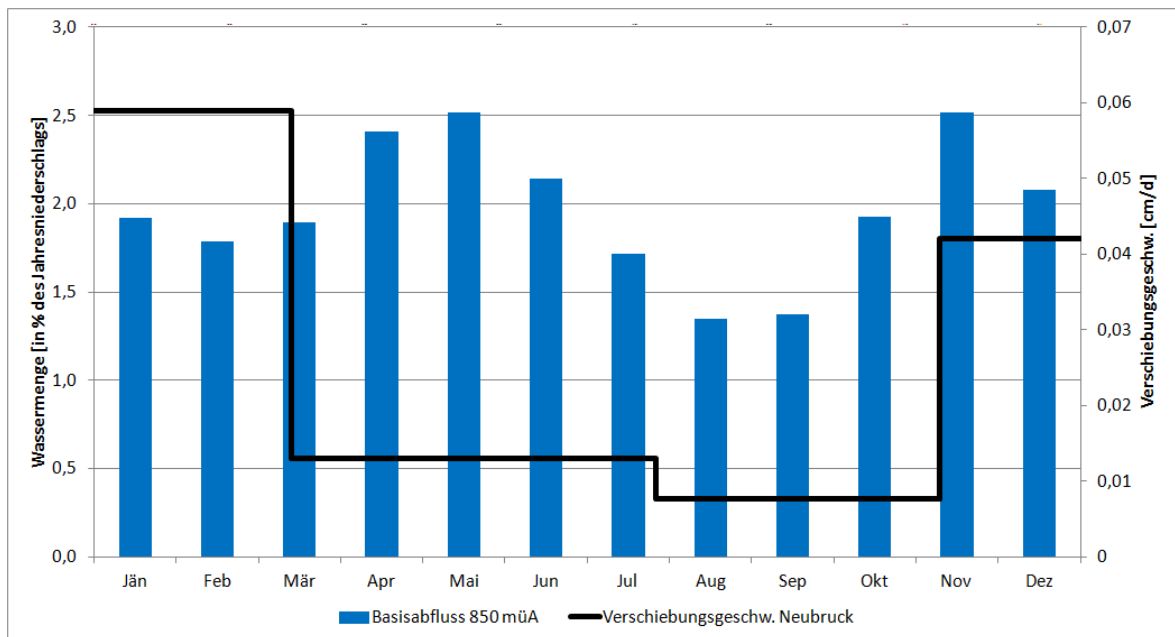


Abbildung 9.2 – Untersuchungsergebnis geringe Seehöhe

Es ist erkennbar, dass der Basisabfluss in geringer Seehöhe kein so ausgeprägtes Maximum wie bei großer Seehöhe aufweist. Er schwankt (verglichen mit großer Seehöhe) in einem relativ engen Bereich von 1,8 bis 2,5 Prozent des Jahresniederschlags pro Monat. Maximal ist er in den Monaten Mai und November, minimal im Monat August.

Die geringste Verschiebungsgeschwindigkeit im Zeitraum Anfang August bis Mitte November stimmt mit dem geringsten Basisabfluss und somit dem niedrigsten Stand des Bergwasserspiegels sehr gut überein. Die Zeit der höchsten Geschwindigkeit von Mitte November bis Mitte März ist zwar in einem Zeitraum mit relativ hohen Basisabflussraten, das Abflussmaximum tritt jedoch im Mai auf. Zu dieser Jahreszeit wurden aber nur geringe Verschiebungsgeschwindigkeiten der Massebewegung aufgezeichnet. Somit kann das Bewegungsverhalten alleine durch den Basisabfluss nicht beschrieben und erklärt werden, ein weiterer Faktor muss mit einbezogen werden.

Aus heutiger Sicht ist es wahrscheinlich, dass der Bergwasserspiegel durch einen zusätzlichen Faktor im Winter entscheidend angehoben wird. Angenommen wird, dass die Hangoberfläche aufgrund der Temperaturen unter dem Gefrierpunkt im Winter



zumindest zeitweise gefriert und somit die hydraulische Durchlässigkeit entscheidend verringert wird. Dadurch ist ein Aufstau des Bergwassers dahinter möglich, der somit die Instabilität des Hanges auslöst.

Infolgedessen konnten im Zuge dieser Diplomarbeit Hinweise für beide, in Kapitel 6 genannten, Hypothesen gefunden werden.

Die großen Verschiebungsgeschwindigkeiten bei der Massenbewegung Neubruck im Frühjahr 2013 können als einziger Fall im Zuge dieser Arbeit in direkter Verbindung mit einem einzelnen Niederschlagsereignis gebracht werden. Aus heutiger Sicht wird vermutet, dass aufgrund der bereits erfolgten Auflockerung durch die Verschiebung und der außergewöhnlich großen Regenmengen der Bergwasserspiegel kurzfristig entscheidend erhöht wurde. Die in Abbildung 4.7 dargestellten Pegelmessungen zeigen einen ähnlichen Pegelstand wie beim Maximalstand im Winter 2011/12.

Warum außergewöhnliche Niederschlagsereignisse in größerer Seehöhe zu keiner unmittelbaren Geschwindigkeitserhöhung der Massenbewegung führen, liegt anscheinend daran, dass der dadurch ausgelöste, gegenüber der Schneeschmelze relativ geringe Wassereintrag nicht ausreicht, größere Verschiebungen auszulösen.

## 10 Zusammenfassung

Aufgrund der sehr unterschiedlichen topografischen, geologischen, hydrologischen, geotechnischen und klimatischen Verhältnisse der einzelnen Großhangbewegungen, handelt es sich bei jeder einzelnen um ein Individuum. Zusätzlich differieren die Monitoring- und Stabilisierungsmaßnahmen stark, auch ist deren Finanzierung meist nur bei Gefährdung von Siedlungsräumen oder von Infrastruktur durch die öffentliche Hand gedeckt und folglich zeitlich beschränkt. Somit gestalten sich der Vergleich von geologischen Massenbewegungen und eine Aufstellung von allgemeingültigen Regeln, die aus diesen Daten resultieren, schwierig.

Längerfristiges Ziel von derartigen Untersuchungen muss es sein, ein Frühwarnsystem für das Verschiebungsverhalten von großen Massenbewegungen zu entwickeln. Wichtig dafür ist es, die entscheidenden Einflussfaktoren für die Massenbewegungen zu finden.

Allgemein zeigt sich, dass sich die Schneeschmelze im Frühjahr bei tiefreichenden Massenbewegungen in einer Höhenlage größer als 1000 müA entscheidend auf den Bergwasserspiegel auswirkt. Da in den meisten Fällen von großen Hangbewegungen der Bergwasserspiegel der entscheidende Faktor ist, sind auch die Verschiebungsgeschwindigkeiten in dieser Zeit am größten.

**Aussage 1:** *Bei Großhangbewegungen in Seehöhen deutlich über 1000 müA treten die größten Verschiebungsgeschwindigkeiten im späten Frühjahr und im Sommer auf. Der Bergwasserspiegel wird durch die Schneeschmelze unmittelbar angehoben und beschleunigt somit die Hangbewegung, Niederschläge wirken sich selten darauf aus.*

Nur einzelne Ausnahmen, wie die Großhangbewegung Randa in der Schweiz, bei der nicht der Bergwasserspiegel entscheidend war, sind zu finden. An dieser Stelle wird ausdrücklich betont, dass nicht immer das Bergwasser die (alleinige) Ursache und der einzige Auslösefaktor für eine Bewegung sein muss.

Bei Massenbewegungen in Höhenlagen unter 1000 müA konnten größere Verschiebungsgeschwindigkeiten hauptsächlich in den Wintermonaten beobachtet werden. Vor allem die Hangbewegung Neubruck weist auf dieses Verhalten hin, obwohl im Raum der Alpen der durchschnittliche Niederschlag im Winter geringer als im Sommer ist.

Die Ergebnisse der Untersuchungen des Wasserhaushaltes zeigen, dass die Verdunstung im Winter vernachlässigbar klein ist, jedoch im Sommer vor allem bei niedriger Seehöhe den größten Anteil des Outputs im Wasserhaushalt einnimmt. Mit Zunahme der Seehöhe

sinkt der Anteil der Verdunstung aufgrund der geringeren Lufttemperaturen. Weiters wurde gezeigt, dass der Anteil des Basisabflusses am Gesamtabfluss im Winter höher ist als im Sommer. Der hohe Anteil des Niederschlags der zu Direktabfluss im Sommer wird, beeinflusst den Bergwasserspiegel nicht.

Unter der Annahme, dass der Basisabfluss in direkter Korrelation mit dem Bergwasserspiegel steht, ergibt sich, dass der Basisabfluss umso höher ist, je höher der Bergwasserspiegel liegt. Somit zeigt Abbildung 7.37, dass der Basisabfluss bei niedriger Seehöhe nicht im Winter maximal ist. Ein lokales Maximum liegt im Mai und November. Alleine dadurch kann die hohe Verschiebungsgeschwindigkeit im Winter aber nicht erklärt werden.

Jedoch ist die Schwankungsbreite des Basisabflusses bei niedriger Seehöhe wesentlich geringer als bei großer Höhenlage. Somit ist es denkbar, dass der Bergwasserspiegel durch einen zusätzlich beeinflussenden Faktor im Winter entscheidend angehoben wird. Angenommen wird, dass aufgrund der tiefen Temperaturen im Winter die Oberfläche zumindest zeitweise gefriert und die Durchlässigkeit der obersten Bodenschicht geringer wird. Dadurch ist ein Anstieg des Bergwassers möglich und könnte somit eine Instabilität des Hanges verursachen. Das tatsächliche Verschiebungsverhalten der Hangbewegungen und ein Vergleich mit der Lufttemperatur (siehe Abbildung 4.4) bestätigen diese Annahme.

**Aussage 2:** *Der Basisabfluss, der in direkter Korrelation zum Bergwasserspiegel steht, hat bei niedriger Seehöhe kein so ausgeprägtes Maximum wie in großer Seehöhe. Nach derzeitigem Stand ist der Wasserhaushalt nicht der alleinige beeinflussende Faktor für das Verschiebungsverhalten in niedriger Seehöhe. Ein Minimum des Basisabflusses ist im Winter nicht vorzufinden. Ein zusätzlicher Rückstau des Bergwasserspiegels aufgrund geringerer Durchlässigkeit der gefrorenen Oberfläche im Winter wird angenommen.*

Weiters konnte beobachtet werden, dass bei der Massenbewegung Neubruck das Niederschlagsereignis im Frühjahr 2013 als einziges Ereignis direkt in Verbindung mit einer Geschwindigkeitserhöhung der Verschiebungen gebracht werden kann. Es wird vermutet, dass aufgrund der bereits erfolgten Auflockerung durch die Verschiebung und der außergewöhnlich großen Regenmengen der Bergwasserspiegel kurzfristig erhöht wurde, was die Pegelmessungen auch bestätigen.

In größerer Seehöhe ist der Wassereintrag aufgrund einzelner Niederschlagsereignisse offensichtlich wesentlich geringer als jener der Schneeschmelze im Frühjahr, weshalb

Niederschlagsereignisse zu keiner deutlichen Erhöhung der Verschiebungsgeschwindigkeiten führen. Bei geringer Seehöhe ist dieses ausgeprägte Maximum des Bergwasserspiegels aufgrund der Schneeschmelze nicht vorhanden.

**Aussage 3:** *Es wird vermutet, dass Niederschlagsereignisse in geringer Seehöhe eher eine Auswirkung auf die Massenbewegungen haben als in großer Seehöhe. Dies ist auf kein deutliches Maximum des Basisabflusses bei niedrigerer Höhenlage zurückzuführen. Bei großer Seehöhe ist der Wassereintrag aufgrund einzelner Niederschlagsereignissen gegenüber der Schneeschmelze relativ gering und reicht nicht aus um größere Verschiebungen auszulösen. Auflockerungen des Untergrunds durch schon vorliegende Rutschungen erleichtern das Eindringen von Niederschlagswasser in den Hang.*

## Quellenverzeichnis

- BARLA, C. / ANTOLINI, F. / BARLA, M. / MENSI, E. / PIOVANO, G. (2010): Monitoring of the Beaugard landslide (Aosta Valley, Italy) using advanced and conventional techniques. *Engineering Geology* 116, pp. 218 – 235, Turin
- BAUMGARTNER, A. / REICHEL, E. / WEBER, G. (1983): Der Wasserhaushalt der Alpen. Niederschlag, Verdunstung, Abfluß und Gletscherspende im Gesamtgebiet der Alpen im Jahresdurchschnitt für die Normalperiode 1931-1960, München; Wien: R. Oldenbourg Verlag
- BERNET, J. (2006): Gravitative Massenbewegungen. Studienarbeit, 1. Auflage, Deutschland: GRIN Verlag GmbH
- BFW - Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft (2013): Monitoring Gradenbach. Online im Internet unter <http://bfw.ac.at/rz/bfwcms2.web?dok=6109>, Stand: 15.08.2013
- BISHOP, A.W. (1955): The use of the slip circle in the stability analysis of earth slopes. *Geotechnique* 5, S. 7-17
- BLÖSCHL, G. (2010): Studienblätter zur Vorlesung Ingenieurhydrologie (223.027). Technische Universität Wien – Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, Stand: SS2010
- CAVERS, D.S. (1981): Simple methods to analyse buckling of rock slopes. *Rock Mechanics* 14, S. 87-104
- CORNFORTH, D. H. (2012): Advances in investigation and analysis für soil landslides: Three selected topics. Proc. of the 11<sup>th</sup> international and 2<sup>nd</sup> North American symposium on landslides and engineered slopes, June 3-8, 2012, Banff Canada
- DIETZEL, M. / KIEFFER, S. / SCHUBERT, W. / SCHWEIGER, H.F. / SEMPRICH, S. (2009): Stabilisierung von Rutschhängen, Böschungen und Einschnitten. Beiträge zum 24. Christian Veder Kolloquium, Heft 35, Technische Universität Graz
- DIN 4049-1: 1992 12 (1992): Hydrologie, Grundbegriffe, Berlin: DIN Deutsches Intitut für Normung e.V.
- DYCK, S. / PESCHKE, G.(1995, 3. Auflage): Grundlagen der Hydrologie. Berlin: Verlag für Bauwesen
- EKHART, E. (1940): Zur Kenntnis der Schneeverhältnisse der Ostalpen. Beitrag zur Geophysik, Gerland

- eHYD – hydrographische Daten im Internet über die WebGIS, Applikation des Lebensministeriums (2013): Online im Internet unter <http://ehyd.gv.at/>, Stand: 16.09.2013
- FABIAN, M. (2004): Statistische Untersuchungen zum Einfluss der Niederschläge auf Massenbewegungen. Diplomarbeit an der Technische Universität Wien – Institut für Geotechnik, Forschungsbereich Ingenieurgeologie,
- GISCHIG, V. / MOORE, J.R. / EVANS, K.F. / AMANN, F. / LÖW, S. (2011): Thermo-mechanical forcing of deep rock slope deformation. Part 1: Conceptual study of a simplified slope, *Journal of Geophysical research* 116 (F04010)
- GOODMAN, R.E. / BRAY, J.W. (1976): Toppling of rock slopes. *Proc. Conf. Rock Engineering for foundations and slopes*, Vol. 2, pp. 201-234
- GOODMAN, R.E. / SHI, G.-H. (2003): *Block theory and its application to rock engineering*. New Jersey, Prentice Hall
- GUSSMANN, P (1988): KEM (Kinematical Element Method) in geomechanics. *Proc. 6<sup>th</sup> Congr. Numerical Methods in Geomechanics*, pp. 823-828, Innsbruck
- GUSSMANN, P. / SCHANZ, T. (1990): Beiträge zur Anwendung der Kem – Erddruck, Grundbruch, Standsicherheit von Böschungen. *Mitteilung 32*, Universität Stuttgart – Institut für Geotechnik Stuttgart
- HERMANN, S. (2004): Geologisch-geotechnische Kartierung des Felssturzes Lärchenberg-Galgenwald (Murau/Steiermark), unveröffentlichter Bericht
- HITTINGER, M. / GOODMAN, R.E. (1978): JTROCK, a computer program for stress analysis of two dimensional, discontinuous rock masses. *Report No. UCB/GT/78-04*, University of California, Berkeley
- HOAL – Hydrological Open Air Laboratory, Projektbeschreibung (2013): Online im Internet unter [http://www.baw-ikt.at/cms/index.php?option=com\\_content&task=view&id=68&Itemid=101&lang=de](http://www.baw-ikt.at/cms/index.php?option=com_content&task=view&id=68&Itemid=101&lang=de), Stand: 16.09.2013
- HÖLTING B. (1996, 5. Auflage): *Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*, Wiesbaden/Mainz: Ferdinand Enke Verlag Stuttgart
- HÖLTING, B. / COLDEWEY, W.G. (2009, 7. Auflage): *Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag
- HUDSON, J.J.A. / HARRISON, J.P. (1997): *Engineering Rock Mechanics, An Introduction to the Principles*. 444 p, Elsevier Science Ltd., Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, London, UK

- HUMMEL, F.M. (2010): Rutschungen in den Nördlichen Kalkalpen. München: GRIN Verlag GmbH
- HUTCHINSON, J.N. / BHANDARI, R.K. (1971): Undrained lading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements. *Geotechnique* 21
- JANBU, N (1954): Stability analysis of slopes with dimensionless parameters. Harvard soil mechanics series No. 46
- KEUSEN, H.R. (2000): Die Rutschung Gryfenbach (Lauterbrunnen, BE) – Ihre dramatische Entwicklung im Jahr 1999. *Bull. Angew. Geol.*
- KIEFFER, D.S. (1998): Rock slumping: A compound failure mode of jointed hard rock slopes. PhD Thesis, University of California, Berkeley
- KLOSE, B. (2008): *Meteorologie, Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre.* Berlin; Heidelberg: Springer Verlag
- KNOBLOCH, A. (2002): Bestimmung der reellen Verdunstung mittels Eddy-Flux-Anlage. Oberseminar TU Bergakademie Freiberg, Technische Universität Bergakademie Freiberg – Institut für Geologie, Stand: 05.12.2002
- KRONFELLNER-KRAUS, G. (1974): Die Wildbacherosion im allgemeinen und der Talzusub im besonderen. 100 Jahre Forstliche Bundesversuchsanstalt, Forstliche Bundesversuchsanstalt, Wien
- LÖW, S. / GISCHIG, V. / MOORE, J.R. / KELLER-SIGNER, A. (2012): Monitoring of potentially catastrophic rockslides. Proc. Of the 11<sup>th</sup> international and 2<sup>nd</sup> North American symposium on landslides and engineered slopes, June 3-8, 2012, Banff Canada
- MANIKA, U. (2005, 5. Auflage): *Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure,* Berlin; Heidelberg: Springer Verlag
- MATTHESS, G. / UBELL, K. (1983): *Allgemeine Hydrogeologie: Grundwasserhaushalt. Lehrbuch der Hydrogeologie Bd. 1,* Berlin; Stuttgart: Gebr. Bornträger
- MEHLHORN, G. (1995): *Der Ingenieurbau – Grundwissen, Hydrotechnik/Geotechnik (2. Band).* Berlin: Verlag Ernst & Sohn
- NACHTNEBEL, H.-P. / HELMUT, H. / JUGOVIC, C.J. (2005): Unterlage zur Vorlesung „Gewässerkunde, Hydrometrie und Hydroinformatik“. Universität für Bodenkultur Wien – Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau
- RAPP, M. (2011): *Monitoring von Massenbewegungen.* Diplomarbeit, Technische Universität Wien – Institut für Geotechnik, Forschungsbereich Ingenieurgeologie

- POISEL, R. / EPPENSTEINER, W. (1988): A contribution to the systematic of rock mass movements. Proc. 5<sup>th</sup> Int.Symp. Landslides, Vol. 2, pp. 1353-1357, Lausanne
- POISEL, R. / PREH, A. (2004a): Rock slope initial failure mechanisms and their mechanical models. Felsbau 22, No. 2, pp. 40 – 45, Vienna University of Technology
- POISEL, R. / ROTH, W. (2004b): Run out models of rock slopes failures. Felsbau 22, No. 2, pp. 46 – 50, Vienna University of Technology
- POISEL, R./ ADELWÖHRER, R. / GILLARDUZZI, K. / KALCHER T. / PÖLLINGER, M. / RAPP, M. (2013): Zum Einfluss des Bergwassers auf Großhangbewegungen. Berichte 9, Österreichische Geotechniktagung am 24. und 25.01.2013 in Wien, S. 337-349
- PREH, A. (2004): Modellierung des Verhaltens von Massenbewegungen bei großen Verschiebungen mit Hilfe des Particle Flow Codes. PhD Thesis, Technische Universität Wien – Institut für Geotechnik, Forschungsbereich Ingenieurgeologie
- SCHACK-KIRCHNER, H. (2005): Unterlagen zur Vorlesung „Bodenschutz – Erosion“. Universität Freiburg – Professur für Bodenökologie
- TENTSCHERT, E. (1998): Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich). Felsbau 16 Nr. 3, S. 194-200, Technische Universität Wien – Institut für Geotechnik, Forschungsbereich Ingenieurgeologie
- TENTSCHERT, E. (2012): Unterlagen zur Vorlesung „Ingenieurgeologie der Massenbewegungen“. Technische Universität Wien – Institut für Geotechnik, Forschungsbereich Ingenieurgeologie
- TERZAGHI, K. (1929): The mechanism of shear failures on clay slopes and the creep of retaining walls. Puplic roads 10
- WEIDNER, S. / MOSER, M./ LANG, E. (2011): Geotechnische und kinematische Analyse des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten/Österreich). Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Band 151, Heft 1 + 2, S. 17-60, Wien
- WITTKÉ, W (1990): Rock Mechanics. Berlin: Springer Verlag
- ZANGERL, C. / PRAGER, C. / BRANDNER, R. / BRÜCKL, E. / EDER, S. / FELLIN, W. / TENTSCHERT, E. / POSCHER, G. / SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. Geo.Alp, Vol. 5, S. 1-51
- ZEPP, H. (2002): Geomorphologie: eine Einführung. Paderborn; München; Wien; Zürich: Schöningh Verlag
- ZIENKIEWICZ, O.C. / HUMPHESON, C. / LEWIS, R.W. (1975): Associated and non-associated viscoplasticity and plasticity in soil mechanics. Geotechnique 25, pp. 671-689



## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1 – Versagensmechanismen im Festgestein– Teil 1 [aus: Poisel, R. et al., 2004a: S. 41].....	7
Abbildung 2.2 – Versagensmechanismen im Festgestein – Teil 2 [aus: Poisel, R. et al., 2004a: S. 41].....	8
Abbildung 2.3 – Versagensmechanismen im Lockergestein [aus Rapp, M., 2011: S. 14]...	10
Abbildung 2.4 – Zeit-Verschiebungsverlauf [aus: Zangerl C. et al., 2008: S. 19].....	11
Abbildung 2.5 – messtechnische Überwachung [aus: Rapp M., 2011, S. 22] .....	13
Abbildung 3.1 – Lage der Messstationen [aus: ©OpenStreetMap contributors - <a href="http://www.openstreetmap.org">http://www.openstreetmap.org</a> ].....	16
Abbildung 3.2 – Lufttemperaturverläufe 2010 [eHYD, 2013] .....	17
Abbildung 3.3 – Lufttemperaturverlauf Gresten 2010.....	18
Abbildung 3.4 – Lufttemperaturverlauf Patscherkofel 2010 .....	19
Abbildung 3.5 – hydrologischer Kreislauf [aus: Blöschl, 2010: S. 16].....	21
Abbildung 3.6 – Abflusskomponenten [aus: Hölting B. et al., 2009] .....	23
Abbildung 3.7 – Ombrometer [aus: Blöschl, 2010: S. 28] .....	25
Abbildung 3.8 – Ombrograph [aus: Blöschl, 2010: S. 30].....	26
Abbildung 3.9 – laserbasierte Messung [aus: Blöschl, 2010: S. 32] .....	26
Abbildung 3.10 – Radar [aus: Blöschl, 2010: S. 33] .....	27
Abbildung 3.11 – Eddy-Kovarianz-Methode [aus: Studienunterlagen Universität Hohenheim - <a href="https://klimawandel.uni-hohenheim.de/eddy_kovarianz">https://klimawandel.uni-hohenheim.de/eddy_kovarianz</a> ] .....	30
Abbildung 3.12 – Abflussereignis [aus: Blöschl, 2010: S. 137] .....	31
Abbildung 3.13 – Lysimetertypen [aus: Hölting B. et al., 2009: S. 15] .....	33
Abbildung 3.14 – Schneehöhe am Jungfraujoch (Schweiz, 1973) [aus: Nachtnebel H., 2005].....	34
Abbildung 3.15 – Hjulström-Diagramm [aus: Freie Universität Berlin - <a href="http://www.cms.fu-berlin.de/geo/fb/e-learning">http://www.cms.fu-berlin.de/geo/fb/e-learning</a> ] .....	36
Abbildung 3.16 – Bewegungsbeginn nach Bangold (1941) [aus: Schack-Kirchner H., 2005, S. 3] .....	37
Abbildung 4.1 – Lage Massenbewegung [aus: © Google Inc., Google Maps, Stand: 10. Juli 2013 - <a href="https://maps.google.at/">https://maps.google.at/</a> ].....	38
Abbildung 4.2 – Luftbild Massenbewegung Neubruck [aus: ©2013 Microsoft Corporation, Bing Maps - <a href="http://www.bing.com/maps/">http://www.bing.com/maps/</a> ] .....	39
Abbildung 4.3 – Inklinometerwerte Neubruck.....	40
Abbildung 4.4 – Neubruck – Inklinometer + Lufttemperatur .....	41
Abbildung 4.5 – Neubruck – Inklinometer + Niederschlag.....	41
Abbildung 4.6 – maximale Niederschlagsmengen .....	42
Abbildung 4.7 – Neubruck – Niederschlag + Pegel.....	43
Abbildung 4.8 – Neubruck – Inklinometer + Versickerung .....	43
Abbildung 4.9 – Schnitt Rutschmasse Depoe Bay [aus: Cornforth D.H., 2012: S. 69].....	44

Abbildung 4.10 – Verschiebungen Rutschmasse Depoe Bay [aus: Cornforth D.H., 2012: S. 70].....	44
Abbildung 4.11 – Klimadaten Depoe Bay .....	45
Abbildung 5.1 – Verschiebungen Rutschmasse Gradenbach [aus: BFW, 2013] .....	48
Abbildung 5.2 – Hydrologie Gradenbach .....	49
Abbildung 5.3 – durchschnittliches jahreszeitliches Bewegungsverhalten an der Talzuschubsstirn [aus: Weidner S. et al., 2011: S. 45].....	49
Abbildung 5.4 – Hangbewegung Lärchberg bei Murau [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 3] ...	51
Abbildung 5.5 – Zeitlicher Verlauf der mittels Seilextensometer 10 beobachteten Öffnungsweiten der Hauptabrissspalte [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 4] .....	52
Abbildung 5.6 – Niederschlag/Verlängerung Seil 10 [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 5] .....	53
Abbildung 5.7 – Niederschlag (Jänner bis April)/Verlängerung Seil 10 [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 5] .....	53
Abbildung 5.8 – Vergleich der gemittelten Temperaturdifferenzen im ersten und im zweiten Halbjahr mit den Verschiebungen [aus: Poisel R. et al., 2013: S. 7].....	54
Abbildung 5.9 – Verschiebung und Schneehöhe Rutschmasse Beauregard [aus: Barla G., 2010] .....	57
Abbildung 5.10 – Verschiebung Rutschmasse Gryfenbach [aus: Keusen H. R., 2000: S. 78] .....	58
Abbildung 7.1 –Niederschlag in Abhängigkeit von der Höhenlage.....	64
Abbildung 7.2 – Verdunstung in Abhängigkeit von der Höhenlage .....	65
Abbildung 7.3 – Wasserhaushalt in Abhängigkeit der Höhenlage .....	67
Abbildung 7.4 – Wasserhaushalt in Abhängigkeit der Höhenlage (in %).....	67
Abbildung 7.5 – Niederschlag in Abhängigkeit der Jahreszeit [aus: Baumgartner et al, 1983].....	68
Abbildung 7.6 – Niederschlag in Abhängigkeit der Jahreszeit und Höhenlage [aus: Baumgartner et al, 1983].....	69
Abbildung 7.7 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit [aus: Baumgartner A. et al, 1983].....	70
Abbildung 7.8 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit [aus: Baumgartner A. et al, 1983].....	71
Abbildung 7.9 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit – 850 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983].....	72
Abbildung 7.10 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit – 1915 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983].....	72
Abbildung 7.11 – Verdunstung in Abhängigkeit der Jahreszeit – Vergleich der Normalverteilungen.....	73
Abbildung 7.12 – Abfluss in Abhängigkeit der Jahreszeit [aus: Baumgartner A. et al, 1983] .....	74
Abbildung 7.13 – Abfluss in Abhängigkeit der Jahreszeit – 850 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983].....	75

Abbildung 7.14 – Abfluss in Abhängigkeit der Jahreszeit – 1915 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983].....	75
Abbildung 7.15 – Wasserhaushalt in 850 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983] .....	76
Abbildung 7.16 – Wasserhaushalt in 850 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983].....	77
Abbildung 7.17 – Wasserhaushalt in 1915 müA [aus: Baumgartner A. et al, 1983].....	77
Abbildung 7.18 – Abflussverhalten in geringer Seehöhe - Jessnitz.....	79
Abbildung 7.19 – Abflussverhalten in großer Seehöhe - Teischnitzbach.....	79
Abbildung 7.20 – gewählte Durchflussmessstationen [aus: ©OpenStreetMap contributors ( <a href="http://www.openstreetmap.org">http://www.openstreetmap.org</a> )] .....	80
Abbildung 7.21 – durchschnittlicher Durchfluss – Jessnitz .....	81
Abbildung 7.22 – Verhältnis Basis-/Direktabfluss - Jessnitz.....	82
Abbildung 7.23 – durchschnittlicher Durchfluss – Liesingbach.....	82
Abbildung 7.24 – Verhältnis Basis-/Direktabfluss - Liesingbach .....	83
Abbildung 7.25 – durchschnittlicher Durchfluss – Unterthaler Bach.....	83
Abbildung 7.26 – Verhältnis Basis-/Direktabfluss - Unterthalerbach .....	84
Abbildung 7.27 – durchschnittlicher Durchfluss –Teischnitzbach .....	85
Abbildung 7.28 – Verhältnis Basis-/Direktabfluss - Teischnitzbach .....	85
Abbildung 7.29 – Anteil Basisabfluss - Ergebnis.....	86
Abbildung 7.30 – Flächenabminderungsfaktor für Flächenniederschlag [aus: Blöschl, 2010: S. 44] .....	88
Abbildung 7.31 – Ereignis Jessnitz [aus: eHYD, 2013] .....	89
Abbildung 7.32 – Einzugsgebiet Jessnitz [aus: eHYD, 2013] .....	90
Abbildung 7.33 – Einzugsgebiet Liesingbach [aus: eHYD, 2013].....	91
Abbildung 7.34 – Einzugsgebiet Unterthaler Bach [aus: eHYD, 2013].....	92
Abbildung 7.35 – Einzugsgebiet Teischnitzbach [aus: eHYD, 2013].....	93
Abbildung 7.36 – Ergebnis Niederschlagsereignisse .....	94
Abbildung 7.37 – Ergebnis Basisabfluss .....	95
Abbildung 8.1 – Messdaten Petzenkirchen 1 .....	97
Abbildung 8.2 – Messdaten Petzenkirchen 2 .....	98
Abbildung 9.1 – Untersuchungsergebnis große Seehöhe .....	99
Abbildung 9.2 – Untersuchungsergebnis geringe Seehöhe .....	101

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 3.1 – Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Seehöhe [aus: Baumgartner A. et al., 1983: S. 52].....	18
Tabelle 3.2 – globaler Wasserkreislauf [aus: Matthess G. et al., 1983] .....	22
Tabelle 4.1 – Klimadaten Depoe Bay [aus: <a href="http://www.zoover.at/usa/oregon/depoe-bay/wetter">http://www.zoover.at/usa/oregon/depoe-bay/wetter</a> ].....	45
Tabelle 7.1 – Niederschlagsmenge in Abhängigkeit von der Höhenlage [aus: eHYD, 2013] .....	63
Tabelle 7.2 –Lufttemperatur, Seehöhe und Verdunstungshöhe [aus: Baumgartner et al., 1983: S. 54] .....	65
Tabelle 7.3 – Anteil Basisabfluss - Ergebnis.....	86
Tabelle 7.4 – Auswertung Jessnitz.....	89
Tabelle 7.5 – Ergebnis Jessnitz .....	90
Tabelle 7.6 – Ergebnis Liesingbach .....	91
Tabelle 7.7 – Ergebnis Unterthaler Bach .....	92
Tabelle 7.8 – Ergebnis Teischnitzbach.....	93