

GEO 511: Masterarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich

Hydrologische Interaktionen im Kontext der Murgangauslösung

Prozessanalyse am Beispiel des Spreitgrabens bei Guttannen, BE



Daniel Eberhard, 05-714-472

Betreuung

PD Dr. Christian Huggel, Geographisches Institut der Universität Zürich

Prof. Dr. Jan Seibert, Geographisches Institut der Universität Zürich

Florian Frank, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, WSL

Dr. Brian McArdeil, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, WSL

Fakultätsvertretung

Prof. Dr. Jan Seibert, Geographisches Institut der Universität Zürich

30. September 2013



**Universität
Zürich**^{UZH}

**Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft, WSL**



Titelbild: Einzugsgebiet des Spreitgrabens mit dem auserodierten, inneren Graben im Vordergrund und den steilen Felsflanken im Hintergrund. Fotografiert vom Standpunkt Sattel. (Foto: Daniel Eberhard, 11.09.2012).

Autor

Daniel Eberhard
Bueheggstrasse 88
CH-8057 Zürich
daniebi@gmx.net

Betreuung

PD Dr. Christian Huggel
Glaziologie und Geomorphodynamik
Abteilung Physische Geographie
Geographisches Institut der Universität Zürich
Winterthurerstrasse 190
CH-8057 Zürich
christian.huggel@geo.uzh.ch

Prof. Dr. Jan Seibert
Hydrologie und Klima
Abteilung Physische Geographie
Geographisches Institut der Universität Zürich
Winterthurerstrasse 190
CH-8057 Zürich
jan.seibert@geo.uzh.ch

Florian Frank
Massenbewegungen
Abteilung Gebirgshydrologie und Massenbewegungen
Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, WSL
Zürcherstrasse 111
CH-8903 Birmensdorf
florian.frank@wsl.ch

Dr. Brian McArdell
Massenbewegungen
Abteilung Gebirgshydrologie und Massenbewegungen
Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, WSL
Zürcherstrasse 111
CH-8903 Birmensdorf
brian.mcardell@wsl.ch

Fakultätsvertretung

Prof. Dr. Jan Seibert
Hydrologie und Klima
Abteilung Physische Geographie
Geographisches Institut der Universität Zürich
Winterthurerstrasse 190
CH-8057 Zürich
jan.seibert@geo.uzh.ch

Danksagung

Von der Konzeptplanung über die Feldmessungen und Datenauswertungen bis hin zur Schlussfassung meiner Masterarbeit durfte ich auf die Unterstützung sehr vieler Personen zählen, ohne die das Erstellen dieser Arbeit kaum möglich gewesen wäre. An dieser Stelle möchte ich ein grosses Dankeschön an alle im Prozess involvierten Personen aussprechen.

Florian Frank von der WSL sowie Christian Huggel und Jan Seibert vom Geographischen Institut der Universität Zürich begleiteten mich mit grossem Interesse, wertvollen Inputs und konstruktiven Diskussionen durch den gesamten Arbeitsprozess. Auch durfte ich bei anstehenden Problemen auf ihre grosse, fachliche Kompetenz zählen und bekam bei Zwischenresultaten stets wichtige und nützliche Rückmeldungen. Entscheidende Erklärungen erhielt ich zudem von Brian McArdell von der WSL in Bezug auf die Datenauswertung von Abflussmessungen und die Strömungsmechanismen in offenen Gerinnen. Nans Addor vom Geographischen Institut der Universität Zürich war mir eine grosse Hilfe beim Aufsetzen des hydrologischen HBV-Modells. Ich schätzte diese Unterstützung aller erwähnten Personen sehr und möchte mich an dieser Stelle nochmals herzlich dafür bedanken.

Sowohl bei der Installation der Messvorrichtung als auch bei den Messkampagnen im Spreitgraben durfte ich auf tatkräftige Unterstützung zählen. Mylène Jaquemart, Florian Frank, Andri Moll, Thomas Knecht, Giuliano Krättli und Silvan Rusch verbreiteten beste Laune bei der Feldarbeit und waren mit verantwortlich, dass die Feldmessungen effizient durchgeführt werden konnten. Walter Brog vom Bauplanungsunternehmen Esotec in Innertkirchen und Eric Meyer vom Bauunternehmen Maurer+RAZ AG in Innertkirchen stellten mir wichtige Bauwerkzeuge zur Installation der Messvorrichtung zur Verfügung, und Alex Schläppi war eine wichtige Ansprechperson für die Nutzung der Infrastruktur und für sicherheitstechnische Fragen im Spreitgraben. Zudem war mir Erich Eberhard mit seinem grossen, handwerklichen Geschick eine riesige Hilfe bei der Erstellung der Messvorrichtung. All diesen Personen möchte ich ein grosses Dankeschön aussprechen.

Für das Bereitstellen bestehender Messdaten möchte ich mich zudem bei Daniel Tobler und Isabelle Kull von der Geotest AG, Lorenz Meier von der Geopraevent AG, Lorenzo Clementi von der MeteoSchweiz, Joachim Schug von der Meteomedia AG und Peter Burkhardt von der OTT Hydrometrie AG herzlich bedanken.

Zuletzt ist auch ein gebührender Dank an Matthias Amschwand, Philipp Marty und Reto Oberholzer für die graphische Unterstützung und an Andreas Hasler, Jan Hosmann und Sascha Schmocker für das Lektorieren auszusprechen.

Zusammenfassung

Eine weit verbreitete Naturgefahr im alpinen Raum sind Murgänge, deren Zerstörungspotential in besiedelten Räumen spürbar ist. Zukünftig wird von einer Zunahme der Ereignisse ausgegangen, doch die Abschätzung von Frequenzen und Grössenordnungen der Murgangereignisse im Kontext des aktuellen Klimawandels erfordert ein grösseres Prozessverständnis. Bei Guttannen im Berner Oberland befindet sich mit dem Spreitgraben ein Einzugsgebiet mit sehr hoher Murgangaktivität seit 2009. Aufgrund der resultierenden Gefährdung ziviler Infrastrukturen wurde ein breit angelegtes Überwachungs- und Beobachtungssystem eingerichtet. Zusätzlich zur Alarmierung im Ereignisfall ermöglichen diese Einrichtungen das weitere Erforschen von Murgängen, sowohl in Bezug auf spezifische Ereignisse im Spreitgraben als auch für ein allgemein erweitertes Verständnis der komplexen Prozessinteraktionen. Der Fokus dieser Arbeit bezieht sich auf hydrologisch bedingte Auslösemechanismen von Murgängen am Beispiel des Spreitgrabens. Prozessinteraktionen zwischen Temperaturbedingungen, Niederschlagsverhältnissen, Schneedeckeneinfluss und der Zusammensetzung der Geschiebeherde steuern das Abflussverhalten in einem Einzugsgebiet. Deshalb war in der angewandten Methodik das Ableiten von Abflussmengen aus permanenten Pegelmessungen von Juni bis November 2012 mit einem senkrecht in das Bachbett eingebohrten Drucksensor zentral. Durch die hohe Murgangaktivität musste diese Messvorrichtung murgangresistent sein. Ergänzend zu den Abflussmessungen wurden Temperatur- und Niederschlagsmessungen für den Zeitraum Juni 2010 bis Dezember 2012 ausgewertet. Dies ermöglichte Abfluss- und Schneedeckensimulationen mit dem hydrologischen HBV-Modell und eine ereignisspezifische Analyse der hydrologischen Auslösemechanismen vergangener Murgänge aus dem Spreitgraben. Für Abflussmessungen in steilen Gebirgsgerinnen wie dem Spreitgraben war die Genauigkeit der Messmethode limitiert, und aufgrund ausbleibender Murgangereignisse konnte deren Murgangresistenz nicht getestet werden. Die Kalibrierung des HBV-Modells wurde sowohl durch die Abflussbedingungen als auch durch die kurze Messperiode erschwert, Zeitpunkte der Spitzenabflüsse konnten jedoch realistisch simuliert werden und zeigten eine sehr schnelle Reaktion auf Niederschlagsereignisse. In Bezug auf die simulierten Spitzenabflussmengen waren lediglich Abschätzungen der Grössenordnungen möglich. Aus den ereignisspezifischen Analysen resultierte, dass vergangene Murgänge im Spreitgraben meistens mit zeitlich kurzer Verzögerung auf die höchsten Niederschlagsintensitäten und auf länger andauernde Warmphasen folgten. Zusätzlich konnte eine Grenzwertfunktion zur potentiellen Murgangauslösung zwischen Niederschlagsintensität und Niederschlagsdauer für den Spreitgraben berechnet werden. Nach höheren Vorfeuchten reagierte das Einzugsgebiet mit maximalen Abflussspitzen, die Korrelation von Vorfeuchten mit Murgangereignissen war jedoch gering. Ein Grund dafür ist die limitierte Schneedeckensimulation durch fehlende Umverteilungsprozesse mit dem HBV-Modell. Durch

Weiterverwendung der Messvorrichtung könnte die Murgangresistenz getestet und zukünftige Murgänge in Bezug auf Zusammensetzung, Grössenordnung und Reaktionszeiten auf Niederschlagseinträge analysiert werden. Um den effektiven Einfluss der Vorfeuchten auf die Auslösemechanismen in den Gefahrenzonen zu untersuchen, wären zusätzlich kleinräumliche Untersuchungen der hydrologisch wichtigen Parameter in den potentiellen Anrissbereichen notwendig.

Abkürzungen

ARA	Abwasserreinigungsanlage
ArcGIS	Geographisches Informations System von ESRI (<i>Environmental Systems Research Institute</i>).
d; h; min; s	Zeitanangaben für Tag [d]; Stunden [h]; Minuten [min]; Sekunden [s]
DHM25	Digitales Höhenmodell mit 25 Meter Auflösung.
Differential-GPS	Differentielles Global Positioning System , welches durch eine zusätzliche Referenzstation die Daten der Messstation differenziell berechnet und somit die Genauigkeit des Messstandortes verbessert.
HBV	Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning : Ein in Schweden entwickeltes Niederschlags-Abfluss-Modell mit konzeptuell numerische Beschreibungen von hydrologischen Prozessen in Einzugsgebieten.
KWO	Kraftwerke Oberhasli AG
Leica	Schweizer Firma, welche auf die Entwicklung und Herstellung von Vermessungsinstrumenten spezialisiert ist.
PE-Rohr	Kunststoff-Rohr aus kettenpolymerisiertem Ethen [CH ₂].
PREVAH	PRE ecipitation-Runoff- EVA potranspiration- HRU : Ein von der ETH Zürich, der Universität Bern und der WSL entwickeltes, hydrologisches Modell, welches die Prozesse im Einzugsgebiet durch hydrologische Reaktionseinheiten auf Basis von GIS-Datenebenen teilt.
RAMMS	RA pid M ass M ovement S imulation: Ein Modellierungssystem für Massenbewegungen im dreidimensionalen alpinen Gelände.
vgl.	„vergleiche!“ oder „betrachte!“.
Solinst	Kanadische Firma, welche Instrumente zur Beobachtung und Messung von Grund- und Oberflächenwasser entwickelt und herstellt.
WSL	Eidgenössische Forschungsanstalt für W ald, S chnee und L andschaft mit Hauptsitz in Birmensdorf, welche der ETH angehört.
WTW	W issenschaftlich- T echnische W erkstätten GmbH. Deutsche Firma, welche Produkte für die Wasseranalytik entwickelt und herstellt.

Inhalt

1	Einleitung	1
1.1	Der Spreitgraben bei Guttannen (BE) - ein Gebiet mit folgeschweren Auswirkungen durch Murgangereignisse.....	2
1.2	Beobachtungsnetzwerk und Murgangforschung im Spreitgraben	4
1.3	Hypothesenstellung	5
1.4	Aufbau der Arbeit	6
2	Stand der Forschung und Grundlagen	7
2.1	Allgemeine Murgangforschung.....	7
2.2	Einbettung des methodischen Ansatzes zur Abflussmessung	8
2.3	Grundlagen zur Abflussabschätzung aus Pegelmessungen	9
2.4	Hydrologische Modellierungen.....	11
2.5	Entscheidende Prozessinteraktionen für die Murgangauslösung	12
3	Das Einzugsgebiet des Spreitgrabens.....	15
3.1	Klimatologische Verhältnisse im alpinen Bereich des Spreitgrabens	16
3.2	Geologische und geomorphologische Gegebenheiten	17
3.3	Permafrost im Gipfelbereich	18
3.4	Lockermaterial, Bodenzusammensetzung, Vegetation	19
3.5	Gebietsentwässerung, Gerinnenetzwerk, Gerinnemorphologie	20
3.6	Vergangene Murgänge im Spreitgraben.....	21
4	Datengrundlagen	23
4.1	Topographische Kartengrundlagen	23
4.2	Meteodaten - Niederschlag und Temperatur	24
4.3	Fernerkundung mittels Kamerabilddaten	25
5	Methodik	27
5.1	Definition des Einzugsgebietes	28
5.2	Auswertung der Meteodaten	28
5.2.1	Temperaturauswertung durch Höhenregression und räumliche Interpolation	29
5.2.2	Niederschlagsauswertung durch räumliche Interpolation	30

5.2.3	Berechnung des Schneewasseräquivalents.....	31
5.3	Abflussmessungen im Spreitgraben	32
5.3.1	Permanente Pegelmessungen mit einem Drucksensor	32
5.3.2	Vermessung der Gerinnegeometrie.....	35
5.3.3	Auswertung und Datenbereinigung der Pegelmessungen	37
5.3.4	Manuelle Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren	38
5.3.5	Anwendung und Auswertung der Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren	39
5.3.6	Abflussberechnung mit der Fliessformel nach Manning	40
5.4	Anwendung des hydrologischen HBV-Modells.....	42
5.4.1	Prozesse und Inputparameter	42
5.4.2	Modelleinstellungen für den Spreitgraben	44
5.4.3	Modellkalibrierung und Simulation	45
5.5	Analyse vergangener Murgangereignisse	46
6	Resultate.....	47
6.1	Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im Spreitgraben von Juni 2010 bis Dezember 2012	47
6.2	Das Abflussregime im Spreitgraben während der Murgangssaison 2012	52
6.2.1	Sensitivitätsanalyse der Messmethode nach dem Verdünnungsverfahren.....	52
6.2.2	Abflussverhalten aus den Messungen nach dem Verdünnungsverfahren während der Murgangssaison 2012	54
6.2.3	Sensitivitätstest des Leveloggers.....	56
6.2.4	Abflussberechnungen aus den Pegelmessungen am Standort Galerie	57
6.2.5	Gemessene Abflussreaktion am Standort Galerie während der Murgangssaison 2012	62
6.3	Hydrologische Abflusssimulation mit dem HBV-Modell.....	65
6.3.1	Modellkalibrierung.....	66
6.3.2	Simulierte Abflussreaktion am Standort Galerie während der Murgangssaison 2011	67
6.4	Ereignisanalyse vergangener Murgänge und vergangener, potentieller Murgangsfahren	70

6.4.1	Niederschlagsbedingungen während Murgangereignissen in den Saisons 2010 und 2011	71
6.4.2	Niederschlagsbedingungen während potentieller Murgangefahren in der Saison 2012	72
6.4.3	Temperaturbedingungen und Schneeverhältnisse	74
6.4.4	Abflussmengen und Reaktionszeiten der Spitzenabflüsse	76
7	Diskussion	79
7.1	Unsicherheiten in den Messdaten von Temperatur und Niederschlag	79
7.2	Abflussmessung und Abflussberechnung	81
7.2.1	Evaluierung zur Eignung der Fliessformel nach Manning	81
7.2.2	Unsicherheiten in den Pegelmessungen	82
7.3	Erkenntnisse aus den Abflusssimulationen	83
7.4	Grenzwerte der Niederschlagsbedingungen	86
7.5	Einfluss der Temperaturbedingungen und der Schneesituation auf den Abfluss und die Murgangaktivität	89
7.6	Das Abflussverhalten zu Ereigniszeitpunkten	91
7.7	Murgangauslösung als multifaktorielle Prozesskette	94
8	Schlussfolgerungen	97
Literatur	101

1 Einleitung

Naturgefahren stellen in erschlossenen Gebieten mit Siedlungsraum zunehmend erhebliche Probleme dar und können hohe Kosten aufgrund von Schutzbauten zur Gefahreneindämmung sowie von Beobachtungs- und Alarmierungsinstallationen verursachen. Als Folge der potentiellen Gefahren müssen in Extremfällen sogar Verkehrswege und Werkleitungen umgeleitet und Siedlungsräume und Kulturlandschaften verlagert werden. Solchen Naturgefahren sind auch Murgänge anzugliedern, welche in Gebirgsregionen durch ihre potentiell grosse Zerstörungskraft schwerwiegende Schäden an ziviler Infrastruktur verursachen können. Immer wieder wird allgemein von einer Zunahme von Ereignissen im Kontext mit dem Klimawandel berichtet. Solche Aussagen müssen jedoch mit Vorsicht betrachtet werden, da Massenbewegungen in Hochgebirgsregionen ein komplexes System stark aneinander gekoppelter Prozesse darstellen (Stoffel and Huggel, 2012). Murgänge sind per Definition schnelle Massenbewegungen von durchmischem Boden- und Gesteinsmaterial unterschiedlicher Korngrößenverteilung und Wasser (McArdell et al., 2007). Das Fliessverhalten dieser durchmischten „Schlamm- und Schuttströme“ kann zwischen demjenigen von Sediment transportierenden Fluten und von Erdbeben eingeeordnet werden (Major et al., 2005; Vallance, 2005). Vereinfacht und verallgemeinert wird die Prozesskette von Murgängen in die drei Stufen Auslösung, Transport und Ablagerung eingeteilt. In den steilen **Anrisszonen** werden Schuttablagerungen durch einen hohen Sättigungsgrad an Wasser mobilisiert und verflüssigt. Mit zunehmender Geschwindigkeit bewegen sich die mobilisierten Massen talwärts und reichern sich durch die erosive Wirkung in den **Abflussgerinnen** mit zusätzlichem Schuttmaterial an. Bei verringerter Neigung verlangsamt sich die Geschwindigkeit und lagert das mobilisierte Schuttmaterial in den **Ablagerungszonen** als Schuttkegel ab (Iverson et al., 1997; Bacchini and Zannoni, 2003; Gabet and Mudd, 2006).

Murgangereignisse sind an spezifische Umweltbedingungen im Bereich der Anrisszone gekoppelt. Dabei spielen die klimatischen Bedingungen, die Verfügbarkeit von Schuttmaterial, die durchschnittliche Korngrößenverteilung, die Hangneigung, die geometrischen und morphologischen Eigenschaften des Gebietes und die hydrologischen Bedingungen bezüglich der Niederschlagsmengen und -intensitäten, des Speichervolumens der Schuttablagerungen und des Abflusses eine zentrale Rolle (Gregoretti and Dalla Fontana, 2008; Stoffel and Huggel, 2012). Diese zahlreichen Faktoren weisen auf komplexe und variabel gekoppelte Prozesse hin, welche zur Murgangauslösung führen. Im Kontext der aktuellen Klimaänderungen werden zunehmende mittlere, minimale und maximale Lufttemperaturen prognostiziert. In Bezug auf die Niederschläge wird an vielen Orten von einer steigenden Anzahl an Starkniederschlägen ausgegangen (IPCC, 2007), allerdings ist für die Schweizer Alpen eine klare Tendenz schwer auszumachen (Fischer et al., 2011). Trotz einigen Unsicherheiten wird aktuell eine Zunahme

von Felssturzereignissen durch Permafrostdegradation infolge Klimaveränderungen erwartet (Harris et al., 2009). Auch die aktuell zu beobachtenden Gletscherrückgänge werden den offensichtlichen Konsequenzen des Klimawandels zugeschrieben (Paul and Haeberli, 2008; Diolaiuti et al., 2011; Linsbauer et al., 2013). Daher ist in diesem Kontext von einer zunehmenden Schuttverfügbarkeit aus instabilen Felsflanken respektive aus freigelegten Ablagerungen infolge des Gletscherrückzugs auszugehen. Für eine effektive Mobilisierung muss das Schuttmaterial instabilen Ablagerungscharakter zeigen. Diese instabilen Verhältnisse sind durch Ablagerungen an Hanglagen oder in Schutthalden (Rickenmann and Zimmermann 1993; Huggel et al. 2012), in steilen, abflusszentrierenden Gerinnesohlen (Gregoretto and Dalla Fontana, 2008) oder auf perennierenden Schneefeldern und Lawinenschneeablagerungen (Geotest AG, 2010a; Hählen, 2010; Huggel et al., 2012a) vorzufinden. Bei gegebenen, instabilen Verhältnissen beeinflussen starke Niederschläge und teilweise zusätzliche Schmelzwassereinträge die Infiltrationsraten und den Porenwasserdruck in den Schutt-
ablagerungen und können damit die Auslösung eines Murganges induzieren (Huggel et al., 2012a). Ein Gebiet mit sehr hoher Murgangaktivität in den letzten Jahren, welches in der Vergangenheit sowohl die komplexen Prozessketten als auch die negativen Auswirkungen von Murgängen zeigte, befindet sich im zentral-westlichen Alpenraum der Schweiz bei Guttannen im Haslital, Berner Oberland.

1.1 Der Spreitgraben bei Guttannen (BE) - ein Gebiet mit folgeschweren Auswirkungen durch Murgangereignisse

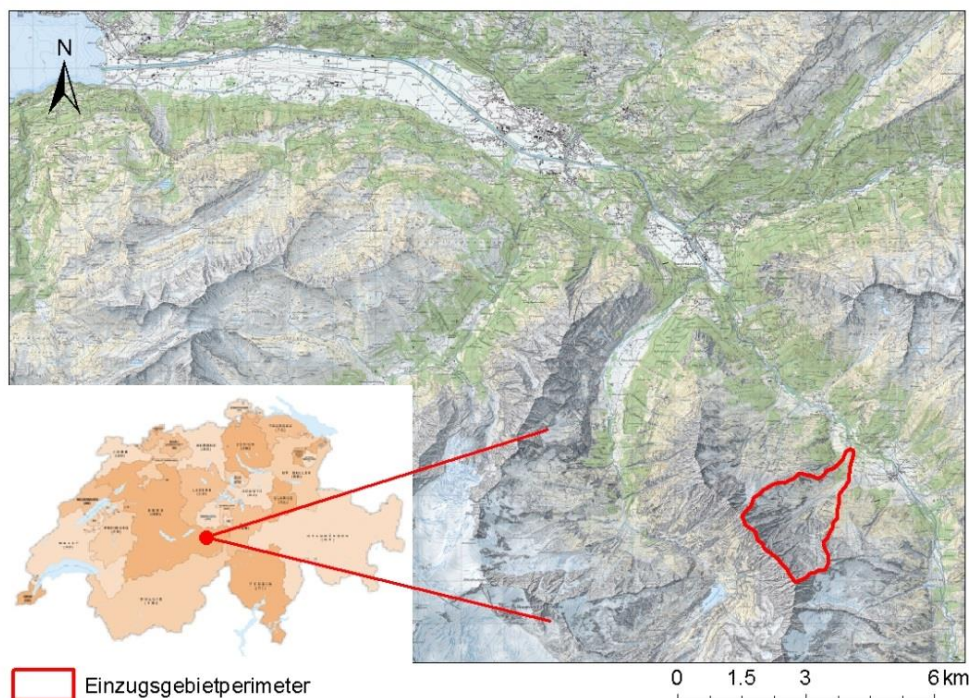


Abbildung 2: Standort des Einzugsgebietes Spreitgraben. Kartengrundlage (Swisstopo, 2012).

In einem nordöstlich exponierten Seitental des Aaretals, dem Spreitgraben, ereigneten sich ab Juli 2009 bis Oktober 2011 jährlich mehrere Murgänge unterschiedlicher Grössenordnung. Im Jahr 2012 blieben die Ereignisse aus. Die Murgangaktivität fand ihren Anfang am 17. Juli 2009 durch einen Felssturz aus der Nordostflanke des Ritzlihorn, welcher ungefähr 50'000 m³ Gesteinsmaterial löste und unterhalb der Felsflanke ablagerte. Der mächtigste Murgang verfrachtete schätzungsweise bis zu 190'000 m³ Schuttmaterial zur Talsohle und erreichte Fronthöhen bis zu 12 Meter. Dadurch fanden im Abflussgerinne starke Sohlen- und Böschungserosionen statt, welche das Gerinne von anfänglich 18 Metern bis auf über 40 Meter verbreiterten. Sowohl die gesamtjährlich als auch die ereignisspezifisch mobilisierten Schuttkubaturen nahmen von Jahr zu Jahr zu (Geotest AG, 2010b, Hählen, 2010; Geotest AG, 2012; Geotest AG, 2013).

Murgänge von dieser Grössenordnung können enorme Auswirkungen auf zivile Einrichtungen haben, was im Falle des Spreitgrabens in der Vergangenheit mehrfach eintraf. Innerhalb des Einzugsgebietes befinden sich keine Infrastrukturen und Bauwerke. Allerdings liegen grenznah dazu einige wichtige Objekte im Gefahrenperimeter von Murgängen aus dem Spreitgraben (vgl. Abbildung 3). Die Grimselpassstrasse zwischen Innertkirchen und Guttannen kreuzt den Spreitgraben kurz vor der Einmündung in die Aare unterirdisch in einer Strassengalerie, welche zum Lawinenschutz gebaut wurde. Grosse, durch die Murgangereignisse im Jahre 2010 verfrachtete Gesteinsblöcke prallten auf diese Galerie, was folglich zu Schäden am Galeriedach und zur kurzzeitigen Strassensperrung der Grimselpassstrasse führte. 10 Meter unterhalb dieser Galerie verlief parallel dazu bis im Frühjahr 2011 eine 48 Zoll-Gasleitung der Transigas AG, welche die nördliche Zulieferung nach Italien bereitstellte. Diese Leitung wurde durch die erosive Wirkung der Murgangereignisse im Jahr 2009 freigelegt. In der Folge musste die Zulieferung mehrfach unterbrochen werden, was zu Engpässen der Gasversorgung Norditaliens führte. Deshalb wurde die Leitung durch ein kostspieliges Bauunterfangen auf die gegenüberliegende Talseite der Aare verlegt. Seit Frühjahr 2011 ist der neue Leitungsabschnitt zur Umgehung des Spreitgrabens in Betrieb. Durch die massiven Geschiebeverfrachtungen fanden bei der Einmündung des Spreitgrabens in die Aare zudem Auflandungsprozesse statt, welche die Gewässerbreite und die Sohlenhöhe der Aare vergrösserten. In diesem Bereich liegen die ARA Guttannen, die Wohnsiedlung „Boden“ und eine Hochspannungsleitung der KWO. Diese zivilen Einrichtungen sind aufgrund zunehmender Auflandungsprozesse durch weitere Murgangereignisse und folglich potentieller Überschwemmungsgefahr gefährdet. Um die ARA Guttannen vor dieser Überschwemmungsgefahr zu schützen, wurde bereits ein grosser Damm aufgeschüttet. Zusätzlich verursachen die Auflandungsprozesse durch Geschiebeverfrachtungen in der Aare vor der Gemeinde Innertkirchen sieben Kilometer unterhalb der Einmündung des Spreitgrabens ähnliche Probleme. Hauptgrund für die dortigen Ablagerungen ist die Gefälleverringerung der Aare von durchschnittlich 5.6% bei der Einmündung auf 0.7% bei Innertkirchen (Geotest AG, 2010a; Hählen, 2010).

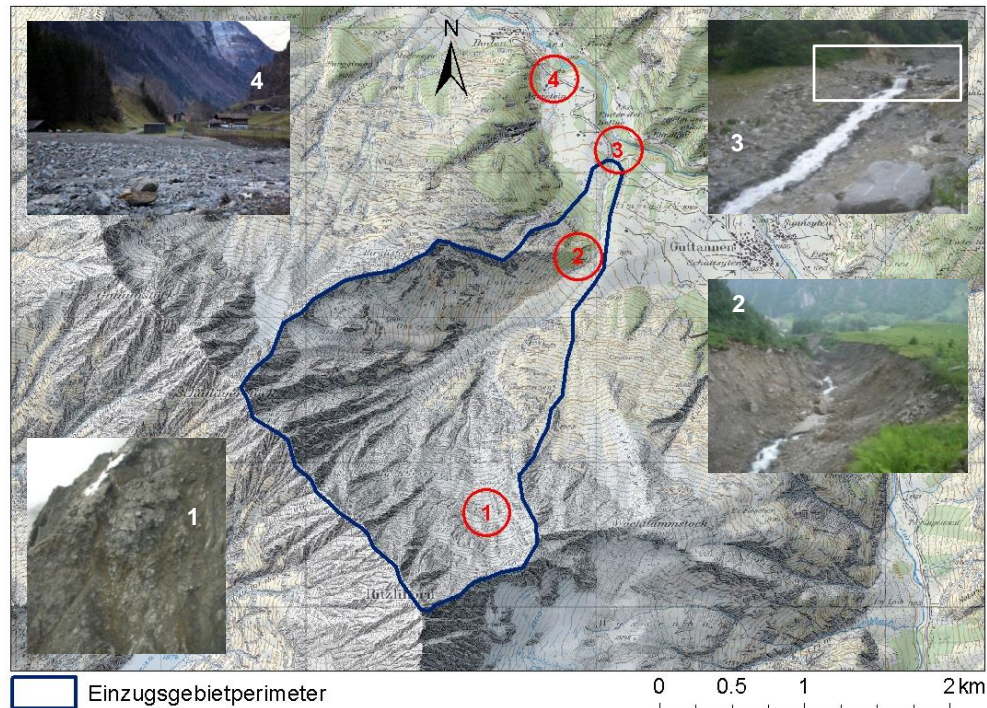


Abbildung 3: Prozesskette und Auswirkungen der Murgänge im Spreitgraben:

1. Felssturz aus der Nordostflanke des Ritzlihorn mit anschliessenden Ablagerungen.
 2. Starke Sohlen- und Böschungserosion im Abflussgerinne.
 3. Überlauf des Gerinnes beim Galeriedach und ehemaligen Standort der Gasleitung (weisser Rahmen).
 4. Auflandung der Aare durch Geschiebeablagerungen von Murgängen aus dem Spreitgraben. Die ARA Guttannen ist links im Vordergrund und der Weiler „Boden“ im Hintergrund zu sehen.
- Kartengrundlage (Swisstopo, 2012). (Fotos: Nr. 1: Geotest AG, 25.07.2009; Nr. 2-3: Daniel Eberhard, 12.06.2012; Nr. 4: Daniel Eberhard, 21.11.2012).

1.2 Beobachtungsnetzwerk und Murgangforschung im Spreitgraben

Aufgrund des grossen Gefahrenpotentials der Murgänge im Spreitgraben auf die Anwohner und zivile Infrastrukturen richtete der Kanton Bern in Zusammenarbeit mit Geotest AG und deren Tochterfirma Geopraevent AG ein Beobachtungs-, Überwachungs- und Alarmsystem ein. Hauptbestandteile davon sind MSR-Radargeräte¹ und Kameras, womit aktive Hangbewegungen und Veränderungen der Schuttablagerungen in der Nordflanke sowie im Kegelbereich des Ritzlihorn erkannt werden können. Im Zusammenhang mit Niederschlagsmessungen werden damit potentielle Murganggefahren abgeschätzt. Im Falle eines Ereignisses lösen beim Standort Sattel (Nr. 2 aus Abbildung 3) mehrere Reissdrähte, und im Bedarfsfall auch Erschütterungsmessungen mittels Geophonen, sowie Distanzradare, welche abrupte Abflussanstiege im Graben identifizieren, automatisch Alarm aus. Darauf wird die Grimselpasstrasse mittels Ampeln und Barrieren sofort gesperrt (Geotest AG, 2010a; Hählen, 2010). Ähnliche Anlagen sind in der Schweiz auch bei Bondasca im Bergell (Geopraevent AG), beim Illgraben und beim Dorfbach Randa im Wallis und beim Riale Riasco im Tessin (alle drei WSL) in Betrieb. Solche

¹ Movement and Surveying Radar. Radarmessgerät zur Beobachtung von Bewegungen.

Beobachtungsnetzwerke sind für die Frühwarnung von Murgangereignissen wichtig und bieten zusätzlich den Vorteil, die Daten für wissenschaftliche Zwecke weiter verfügbar zu machen. Dabei liegt der Schwerpunkt bei der Murgangforschung in einem verbesserten Verständnis der spezifischen Prozesse, welche in unterschiedlicher Wechselwirkung und im Kontext der klimatischen Veränderungen zu Murgangereignissen führen (Stoffel and Huggel, 2012).

Die Geotest AG verfasste regelmässig Berichte mit Ereignisanalysen, worin sie die Witterungsverhältnisse, die Geschiebeherde im Kontext mit Felsstürzen und Permafrostdegradation und den Einfluss von Firm und Schnee ereignisspezifisch untersuchten. Davon abgeleitet wurden kritische Schwellenwerte von Vorfeuchten, Niederschlagsintensitäten und Temperaturen sowie Sohlen- und Böschungserosionen und mobilisierte Geschiebemengen abgeschätzt (Geotest AG, 2010b, Geotest AG, 2012; Geotest AG, 2013). Zur Ergänzung dieser Berichte erstellte die WSL eine Zweitmeinung, welche die Analysen der Geotest AG im erweiterten Kontext anderer Forschungsarbeiten betrachtete (Graf und Bartelt, 2010). Im Rahmen einer Dissertation von Florian Frank begann die WSL ab dem Sommer 2012 zudem mit einer wissenschaftlichen Prozessanalyse von Murgängen im Spreitgraben. Der Forschungsschwerpunkt liegt auf der Untersuchung der Anrisszonen, des Fliessverhaltens und des Erosionspotentials von Murgängen, welche unter Einbezug des numerischen Simulationsprogrammes RAMMS aufgezeigt werden sollen (Florian Frank, pers. Mitteilung 2012). Im Auftrag der Transitgas AG analysierten Gabella et al. 2012 von der MeteoSchweiz die Niederschlagsverhältnisse während zwei Murgangereignissen im Sommer 2010. Dazu verglichen sie Daten von drei Niederschlagsmessgeräten im Einzugsgebiet mit Radarmessungen von Niederschlägen auf zeitliche und räumliche Variabilität, um einerseits die Niederschlagsmessungen zu evaluieren und andererseits, um die Möglichkeiten zur Integration von Radarmessungen in das Alarmsystem zu testen (Gabella et al., 2012).

1.3 Hypothesenstellung

Wenig Beachtung geschenkt wurde bisher den hydrologischen Grundbedingungen im Spreitgraben nach einem Niederschlagsinput in das System. Die Abflussreaktionen auf Niederschlagsereignisse sowie die Abflüsse vor, während und nach einem Murgangereignis spielen dabei eine zentrale Rolle. Diese Abflüsse resultieren aus den Niederschlagsmengen und -intensitäten, der Verweildauer des Wassers im System und der Schneeschmelze (Bacchini and Zannoni, 2003; Gregoretto and Dalla Fontana, 2008; Huggel et al., 2012a; Stoffel and Huggel, 2012). Deshalb steht eine solche Analyse in engem Zusammenhang mit den klimatologischen und geomorphologischen Verhältnissen. Die vorliegende Arbeit soll Lücken des hydrologischen Prozessverständnisses im Anrissbereich des Spreitgrabens schliessen und Beobachtungen im Kontext bestehender Forschungsergebnisse analysieren. Das Ziel dieser Untersuchungen ist ein erweitertes Prozessverständnis von Murgängen, womit das Abschätzen der kritischen

Auslösefaktoren und der Wechselwirkungen in den Prozessketten verbessert werden soll. Der methodische Fokus wurde auf Abflussmessungen und hydrologische Modellierungen gesetzt, wobei folgende Hypothesen getestet werden:

- A *Mit einer geeigneten, murgangresistenten Messvorrichtung können Basisabflüsse und spezifische Abflussspitzen zu Ereigniszeitpunkten permanent gemessen werden. Im Falle eines Murganges besteht dadurch die Möglichkeit, Zusammensetzung und Grössenordnung von Murenfrachten und Zeitpunkte von Murgangereignissen abzuschätzen.*
- B *Ein hydrologisches Modell kann durch den Kalibrierungsvorgang zusätzliches Verständnis über die hydrologischen Bedingungen im Einzugsgebiet erbringen. Zudem können mit einem kalibrierten Modell Abflussspitzen während vergangener Ereignisse abgeschätzt und im Kontext der Niederschlagsbedingungen betrachtet werden.*

Mit den erwarteten Resultaten aus den Hypothesenstellungen A und B kann durch Bearbeitung von zwei weiteren Hypothesen ein besseres, hydrologisches Prozessverständnis im Spreitgraben im Kontext vergangener Ereignisanalysen erlangt werden:

- C *Im Spreitgraben existieren Grenzwerte von Niederschlagsbedingungen, welche im Zusammenhang mit der vorgängigen Temperaturentwicklung, Schneesituation und Schuttverfügbarkeit zu Murgangauslösungen führen.*
- D *Das Abflussverhalten zu Ereigniszeitpunkten von Murgängen zeigt generell ein ähnliches Reaktionsmuster, lässt jedoch aufgrund spezifischer Unterschiede Rückschlüsse auf die hydrologischen Bedingungen im Anrissbereich vor einem Ereignis ziehen.*

1.4 Aufbau der Arbeit

In einem ersten Teil werden Grundlagen und die wissenschaftliche Einbettung dieser Arbeit aufgrund bestehender Forschungsarbeiten erläutert (Kapitel 2). Danach folgt eine spezifische Beschreibung des Einzugsgebietes (Kapitel 3) und eine Darlegung der bestehenden Daten, welche für die hydrologischen Analysen relevant sind (Kapitel 4). Diese drei Kapitel dienen im Kontext der in der Einleitung beschriebenen Prozessketten von Murgängen als Grundlage für die Erarbeitung der hydrologisch relevanten Prozesse. Die konzeptuelle Erarbeitung des methodischen Ansatzes zur empirischen Datenerhebung und Datenauswertung liegt einerseits diesen Entscheidungen und andererseits den Ansätzen bestehender Forschungsarbeiten zugrunde (Kapitel 5). Anschliessend werden die Resultate detailliert präsentiert und beschrieben (Kapitel 6). Dabei wird die Umsetzung des methodischen Vorgehens zum besseren Verständnis teilweise ergänzt. In der abschliessenden, kritischen Diskussion werden die Hypothesen wieder aufgegriffen und aufgrund der Resultate getestet (Kapitel 7).

2 Stand der Forschung und Grundlagen

Die Murgangforschung ist aufgrund der komplexen Zusammenhänge ein sehr breit gestreutes Forschungsfeld und stark interdisziplinär geprägt (Vandine and Bovis, 2002). Die folgenden Ausführungen über den Forschungsstand und die Grundlagen beziehen sich deshalb besonders auf die relevanten Bereiche aus den Hypothesenstellungen.

2.1 Allgemeine Murgangforschung

Die Murgangforschung hat national und international seit 1980 stark an Bedeutung gewonnen (Rickenmann et al., 2001; Vandine and Bovis, 2002). Ausschlaggebend für die zunehmenden Untersuchungen in der Schweiz waren die Unwetter im Jahre 1987, welche die Auswirkungen dieser Massenbewegungsprozesse verdeutlicht haben. Ganz allgemein lässt sich die Murgangforschung in die drei methodischen Schwerpunkte Feldbeobachtungen, Laboruntersuchungen, und Simulationsmodellierungen einteilen (Rickenmann et al., 2001).

Unterschiedliche Ansätze werden diesen methodischen Schwerpunkten zugeteilt. Dabei bezieht sich die Forschung kleinmasstäblich auf das grundsätzliche Prozessverständnis von Murgängen anhand von Analysen der Auslösemechanismen, Erosions- und Ablagerungsprozesse und der Beziehung zwischen Frequenzen und Grössenordnungen von Murgangereignissen (Vandine and Bovis, 2002). Dieses Prozessverständnis wird regional durch systematische Murganganalysen in diversen Einzugsgebieten angewendet und verbessert (Bacchini and Zannoni, 2003; Gregoretti and Dalla Fontana, 2008; Geotest AG, 2012; Geotest AG, 2013). Gemäss Kapitel 1.2 erfolgen die Datenerhebung und erwähnte Analysen wenn möglich in Zusammenhang mit installierten Alarmsystemen. Das Testen und Kalibrieren von rheologischen Murgangmodellen² kann als wichtiges Instrument fungieren und ermöglicht zusätzliche Gefahren- und Risikoabschätzungen (Luna et al., 2012). Mit GIS-basierten Ansätzen dienen Fliessmodelle der Simulation von Auslaufdistanzen und Gefahrenpotentialen von Murgängen (Huggel et al., 2003; Scheuner et al., 2009). Global richtet sich der Forschungsschwerpunkt auf mögliche Vorhersagen natürlich und anthropogen forcierter Initiierungsbedingungen von Murgängen (Vandine and Bovis, 2002). Daher ist es unumgänglich, zukünftige Forschungsarbeiten im Kontext des aktuellen Klimawandels zu betrachten (Huggel et al., 2012a). Huggel et al. (2012) und Stoffel and Huggel (2012) zeigten, dass ein Zusammenhang der Klimaveränderungen (extremere Niederschlagsereignisse, zunehmende Temperaturen) mit einer zunehmenden Aktivität von Murgangereignissen bestehen kann, aufgrund von komplexen Interaktionen vieler Prozesse jedoch vorsichtig betrachtet werden muss.

² Modelle zur Untersuchung des Fliess- und Deformationsverhaltens von Murgängen.

Aufgrund dieser komplexen Interaktionen wird das Entwickeln und Verbessern von Methoden zur Murganguntersuchung auch zukünftig einen fortlaufenden Forschungsprozess bilden (Vandine and Bovis, 2002). In Bezug auf diese Erläuterungen über die allgemeine Murgangforschung kann die vorliegende Untersuchung dem methodischen Schwerpunkt von Feldbeobachtungen mit einem einfachen Simulationsansatz auf regionaler Massstabsebene zugeteilt werden, welcher auf ein verbessertes Prozessverständnis von hydrologischen Auslösemechanismen der Murgangereignisse im Spreitgraben abzielt.

2.2 Einbettung des methodischen Ansatzes zur Abflussmessung

Der erste Teil des methodischen Ansatzes bezieht sich auf hydrologische Abflussmessungen in einem Murganggerinne, wobei die Messinstallation resistent gegenüber Murgangereignissen sein sollte. Dieser Ansatz richtet sich nach der Studie von Kean et al. (2012) mit einer Analyse der Spitzenabflüsse von Murgängen. Dabei wurden vor allem die Zeitpunkte und Grössenordnungen von Murgängen gemessen. Die Studie analysierte diese beiden Faktoren anhand von Drucksensoren auf Druckunterschiede und Fliesshöhen. Absolute, hydrologische Abflusswerte wurden dabei nicht betrachtet, könnten jedoch durch das Äquivalent von Wasserdruckhöhe zur Fliesshöhe mit einem geeigneten Fliessmodell indirekt abgeschätzt werden (Kean et al., 2012). In diesem Zusammenhang verwendeten Rennermalm et al. (2011) Drucksensoren, welche am Rand des Gerinnes in das Fliessgewässer eingetaucht Wasserpegelmessungen ermöglichten. Allerdings bestand an diesen Messstandorten keine Murganggefahr und somit musste auf die Resistenzproblematik keine Rücksicht genommen werden. Direkte Abflussmessungen zur Kalibrierung der Pegelmessungen erfolgten mittels Fliessgeschwindigkeitsmessungen, woraus durch Ausmessung des Gerinnequerschnitts die Abflussmengen abgeschätzt werden konnten (Rennermalm et al., 2011). Als weitere Methoden zur Abflussabschätzung können das Verdünnungsverfahren mit Tracereinspeisung oder Ultraschall-Messungen angewendet werden. Das Verdünnungsverfahren ist bei turbulentem Fliessverhalten mit unbekanntem Gerinnequerschnitt eine geeignete Möglichkeit, um Abflussmengen aus der Durchgangskurve des Tracers abzuschätzen (Gordon et al., 2004; Moore, 2005). Bei Ultraschall-Messungen werden Abflussgeschwindigkeiten aus Zeitdifferenzen der Laufzeiten gegen und mit der Strömungsrichtung abgeleitet und die Abflussmengen anhand des bekannten Gerinnequerschnitts abgeschätzt (Simpson, 2001).

Hydrologische Analysen im Anrissgebiet mit eingebohrten Druckmessensoren unter den Geschiebeherden wurden in einer Studie von Berti and Simoni (2005) durchgeführt. Daraus konnte für ein spezifisches Anrissgebiet der zunehmende Porenwasserdruck im Schuttmaterial während Niederschlagsereignissen gemessen werden. Dies ermöglichte eine Abschätzung der Infiltrationskapazität in den Schuttablagerungen und daraus abgeleitet Vorhersagen von kritischen Abflüssen zur Schuttmobilisierung, was das Prozessverständnis der Abflussbildung

im Anrissbereich verbesserte (Berti and Simoni, 2005). In Anlehnung an die Studien von Kean et al. (2012) und Rennermalm et al. (2011) wurde eine eigene Messmethodik entwickelt und die notwendigen Grundlagen dazu erarbeitet.

2.3 Grundlagen zur Abflussabschätzung aus Pegelmessungen

Abflussmengen Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] können aus Pegelmessungen über die Durchflussfläche A [m^2] und die Fließgeschwindigkeit v [m s^{-1}] berechnet werden (Bollrich, 2013).

$$Q = vA \quad (2.1)$$

Sind die Fließgeschwindigkeiten nicht bekannt, müssen sie geeignet substituiert werden. Eine verbreitete Technik dazu ist die „slope-area“-Methode, welche auf einer konstanten Fließformel basiert (Dalrymple and Benson, 1967; Gordon et al., 2004). Dazu können Fließgesetze nach Brahms und de Chézy, nach Gauckler-Manning-Strickler (abgekürzt: Manning) oder nach Darcy-Weisbach angewendet werden (Bollrich, 2013). Zur Berechnung der Abflüsse im Spreitgraben wurde die Fließformel nach Manning verwendet, welche den Zusammenhang zwischen steigenden Fließhöhen und folglich grösseren Abflüssen mittels eines empirischen Koeffizienten analytisch betrachtet. Dabei ist der Abfluss Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] als Funktion der geometrischen Gerinneigenschaften (Durchflussfläche A [m^2], hydraulischer Radius R [m]³ und Wasseroberflächenneigung S [-]) und eines empirisch ermittelten Rauigkeitskoeffizienten n [$\text{m}^{-1/3} \text{s}$] definiert (Dalrymple and Benson, 1967; Gioia and Bombardelli, 2001; Gordon et al., 2004; Bollrich, 2013).

$$Q = \frac{1}{n} AR^{2/3} S^{1/2} \quad (2.2)$$

Bei geringen Fließhöhen sind die Fließgeschwindigkeiten gering, bei grösseren Fließhöhen vergrössern sie sich. Die Raten der Abflusszunahmen sind im Vergleich zu denjenigen der Fließhöhen grösser, was die Fließformel nach Manning berücksichtigt. Diese Beziehung kann durch eine Bezugskurve zwischen Abfluss und Pegelstand hergestellt werden und sollte gemäss den Zunahmeraten einer Form mit exponentiellem Wachstum entsprechen (Gordon et al., 2004; Leon et al., 2006).

Eine einfache Methode, gerinnespezifische Rauigkeitskoeffizienten abzuschätzen, ist zum Beispiel die Cowan's Methode, welche sich insbesondere für kleine und mittlere Gerinne mit maximalen hydraulischen Radien von fünf Metern eignet (Gordon et al., 2004). Dabei werden die Effekte verschiedener, geschätzter Rauigkeitskomponenten wie die Oberflächenzusammen-

³ Der hydraulische Radius ist der Quotient aus der Durchflussfläche und dem benetzten Umfang.

setzung n_0 , Unregelmässigkeiten der Oberfläche n_1 , Turbulenzen auslösende Unregelmässigkeiten im Gerinnequerschnitt n_2 , Effekte durch Hindernisse n_3 , die Vegetation im Gerinne n_4 (alle n in $[\text{m}^{-1/3} \text{ s}]$) und das Ausmass an Mäandrierung m [-] mit einbezogen (Cowan 1956; Jarrett 1985).

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) m \quad (2.3)$$

Allerdings sollten gemäss Chow (1959) beim Anwenden der Fliessformel nach Manning die Höhen in den Rauigkeitsunregelmässigkeiten kleiner als ein Drittel des Wasserpegels sein. Zudem müssen das Bachbett mit dem Sohlengefüge, die Fliessgeschwindigkeit und die Abflusstiefe im Messabschnitt während einer Messung konstant bleiben. Bei konstantem Fliessverhalten verlaufen das Gefälle der Wasseroberfläche und das Energiegefälle der Fliesslinien parallel zum Sohlengefälle (Dalrymple and Benson 1967; Gordon et al. 2004; Bollrich 2013). Als weitere Grundbedingung wird turbulentes Fliessverhalten und superkritische oder schiessende Wasserströmung am Messstandort vorausgesetzt (Gioia and Bombardelli, 2001; Gordon et al., 2004). Turbulentes Fliessverhalten bedeutet, dass die Geschwindigkeitsvektoren über die gesamte Gerinnebreite und Wassertiefe gleich gross sind (Gordon et al., 2004; Bollrich, 2013). Eine schiessende Wasserströmung gibt eine einseitig gerichtete Energieverteilung entlang der gravitativen Strömungskräfte wieder (Huang et al., 2004; Magirl et al., 2009). Zwei wichtige Grössen dazu sind die Reynolds-Zahlen und die Froude-Zahlen. Zur Berechnung der Reynolds-Zahl Re [-] wird die mittlere Fliessgeschwindigkeit \bar{v} $[\text{m s}^{-1}]$ mit dem hydraulischen Radius R [m] multipliziert und durch die kinematische Viskosität ν $[\text{m}^2 \text{ s}^{-1}]$ ⁴ des Wassers geteilt.

$$Re = \frac{\bar{v}R}{\nu} \quad (2.4)$$

Der Übergang von laminarem zu turbulentem Fliessen findet bei einer kritischen Reynolds-Zahl von ungefähr 2000 statt (turbulentes Fliessen bei $Re > 2000$) (Chow, 1959; Gordon et al., 2004; Bollrich, 2013).

⁴ Die kinematische Viskosität ist der Quotient aus der Zähflüssigkeit eines Fluids und seiner Dichte.

Die Froude-Zahl Fr [-] wird aus dem Quotienten der mittleren Fließgeschwindigkeit \bar{v} [m s^{-1}] und der Wurzel, aus gravitativer Beschleunigung g [m s^{-2}] mit der durchschnittlichen Wassertiefe D [m] multipliziert, berechnet.

$$Fr = \frac{\bar{v}}{\sqrt{gD}} \quad (2.5)$$

Superkritische oder schießende Wasserströmung wird bei einer Froude Zahl über 1 erreicht ($Fr > 1$) (Gordon et al., 2004; Magirl et al., 2009; Bollrich, 2013).

2.4 Hydrologische Modellierungen

Hydrologische Modelle werden angewendet, um den hydrologischen Kreislauf in der Gegenwart und in Bezug auf zukünftige Veränderungen zu analysieren (Viviroli et al., 2009; Beven, 2012). Dabei muss beachtet werden, dass Modelle nur eine vereinfachte Darstellung der Wirklichkeit ermöglichen (Silberstein, 2006). Der Hauptgrund für das Anwenden hydrologischer Modelle beruht auf limitierenden Faktoren der Messtechniken und des Messbereichs. Messtechniken sind teuer und zeitintensiv und der Messbereich ist oftmals räumlich und zeitlich limitiert. Durch Extrapolieren der Messungen kann der hydrologische Kreislauf jedoch mit einem geeigneten Modell besser verstanden und analysiert werden (Beven, 2012). Zudem bieten solche Modelle durch den Kalibrierungsvorgang Möglichkeiten, das hydrologische Prozessverständnis in einem Einzugsgebiet zu erweitern.

Durch ein angemessenes Modell soll gemäß dem zweiten methodischen Ansatz ein zusätzliches Prozessverständnis der hydrologischen Bedingungen im Einzugsgebiet des Spreitgrabens gewonnen und Ereignisse der Vorjahre durch eine Vergangenheitsmodellierung in Bezug auf die Abflussreaktionen analysiert werden. In der Vergangenheit wurde eine grosse Anzahl an Modellen entwickelt und ständig verbessert (Viviroli et al., 2009; Beven, 2012; Seibert and Vis, 2012). Eine Übersicht dazu ist zum Beispiel in Viviroli et al. (2009) oder in Beven (2012) dargestellt. Zwei bekannte Modelle zur möglichen Modellierung im Spreitgraben werden im Folgenden kurz erläutert: Das HBV-Modell, ein teilgegliedertes Modell, welches in seiner ersten Version vom SMHI (**S**wedish **M**eteorological and **H**ydrological **I**nstitute) entwickelt wurde (Lindström et al., 1997), und das PREVAH-Modell, ebenfalls ein teilgegliedertes Modell, welches an der HBV-Modellstruktur anschliesst (Viviroli et al., 2009). Die beiden Modelle unterscheiden sich hauptsächlich durch verstärkte Prozessformulierungen des PREVAH-Modells. Dabei werden hydrologische Reaktionseinheiten HRU (**H**ydrological **R**esponse **U**nits) auf Basis von GIS-Datenebenen implementiert (Viviroli et al., 2009), während im HBV-Modell die potentielle Evaporation abgeschätzt und das Bodenwasser mit einer statistischen Verteilung der Speicherkapazitäten angenommen wird (Seibert, 1997).

Hydrologische Abflussregimes in einem Einzugsgebiet sind an komplexe Prozessketten geknüpft. Die Genauigkeit eines Modells hängt jedoch nicht zwingend von seiner Komplexität ab (Beven 2012). Allerdings müssen die Modelle aufgrund der Parameterunsicherheiten und Limitierungen mit beobachteten Abflüssen zwingend kalibriert und verifiziert werden (Seibert, 1997; Viviroli et al., 2009). Viele Beobachtungswerte können den Kalibrierungsvorgang verbessern. Aber auch mit geringen Datenmengen an gemessenen Abflüssen lassen sich Modelle kalibrieren (Seibert and Beven, 2009). Die Datenzuverlässigkeit ausserhalb der zur Kalibrierung verwendeten Abflussvariationsspanne nimmt jedoch ab (Seibert, 2003). Die Integration von qualitativem Wissen über die hydrologischen Prozesse im Einzugsgebiet kann bei der Parameterabschätzung einen zusätzlichen Vorteil bringen (Seibert and McDonnell, 2002). Eine Verbesserung der Genauigkeit von Parameterabschätzungen ist auch mit statistischen Methoden nach iterativem Vorgehen wie zum Beispiel mit Monte-Carlo-Simulationen⁵ möglich (Seibert, 1997).

2.5 Entscheidende Prozessinteraktionen für die Murgangauslösung

Entscheidende Faktoren für die Auslösemechanismen werden durch die hydrologischen Bedingungen, insbesondere durch die Niederschlagsverhältnisse als Input in den Anrissbereich, bestimmt. Im Zusammenhang mit den Temperaturverhältnissen steuern die Niederschläge auch die Schneedeckenentwicklung, welche die Geschiebeherde gegen Temperatur- und Niederschlagseinträge isoliert. Zudem wird das Schuttmaterial während der Wintermonate durch kühle Temperaturen stabilisiert und während der Sommermonate durch warme Temperaturen destabilisiert (Geotest AG, 2013). Aus diesem Grund sind möglichst genaue Abschätzungen der flächenhaften Niederschlagsverteilung und Temperaturbedingungen in einem Einzugsgebiet anzustreben. Dies führt besonders in Gebirgsregionen mit grosser lokaler Variabilität und einer geringen Anzahl an Messstationen zu Unsicherheiten in den flächenhaften Abschätzungen (Rolland, 2003; Gabella et al., 2012). Zur räumlichen Interpolation von punktuellen Messungen unterschiedlich verteilter Messstationen existieren verschiedene Verfahren unterschiedlicher Komplexität. Die einfachste Methode ist eine simple Mittelwertbildung über das Einzugsgebiet (Beven, 2012). Mit den Ansätzen der Thiessen-Polygone oder der inversen Distanzgewichtung kann der Einfluss der punktuellen Messungen über den Flächenanteil oder die Distanz gewichtet werden (Spreafico and Weingartner, 2005; Beven, 2012).

⁵ Auf der Wahrscheinlichkeitstheorie basierender Ansatz, um aus Zufallsexperimenten (zufällige Parameterwahl) die passendste Parameterkonstellation zu extrahieren.

Komplexer in der Anwendung sind statistisch basierte Ansätze wie das Kriging⁶ oder lokale und regionale Regressionsmodelle (Daly, 2006). Mit Fernerkundungsmethoden wie Radarmessungen oder Satellitenmessungen können Niederschlagsverteilungen flächendeckend beobachtet werden. Unter Einbezug solcher Messungen ist eine zusätzliche Kalibrierung der punktuellen Niederschlagsmessungen möglich (Nešpor and Sevruc, 1999; Beven, 2012; Gabella et al., 2012). Die Wahl des Verfahrens hängt von den vorhandenen Datenmengen der Messstationen und deren Verteilung im Einzugsgebiet sowie von der Topographie ab (Spreafico and Weingartner, 2005; Daly, 2006).

Es existieren diverse Studien, welche hydrologische Grenzbedingungen für Murgangauslösungen analysierten. Der Porenwasserdruck im Anrissgebiet erhöht sich mit zunehmender Wassersättigung des mobilisierbaren Materials (Gregoretto and Dalla Fontana, 2008). Somit spielt sowohl die Vorfeuchte aus den Niederschlags-, Schmelzwasser- und Abflusseinträgen in den Geschiebeherd als auch die Korngrößenverteilung im Geschiebeherd, welche die Infiltrationskapazität beeinflussen, eine entscheidende Rolle (Geotest AG, 2012; Geotest AG, 2013). Überschreitet der Wasserzufluss die Infiltrationskapazität in den Geschiebeherden, läuft das Wasser als Oberflächenabfluss ab (Berti and Simoni, 2005). Daher besteht ein Zusammenhang zwischen der Vorfeuchte als Wasseranteil in den Geschiebeherden und dem Abfluss in einem Gerinne. Gregoretto and Dalla Fontana (2008) verwendeten ein kinematisch gegliedertes Modell, um den Oberflächenabfluss anhand gemessener Niederschlagswerte zu simulieren und Schwellenwerte kritischer Abflüsse zu generieren. Einen ähnlichen Ansatz wählten Berti and Simoni (2005), welche die Abflussreaktion auf Niederschläge mit variabler Intensität und Dauer im Anrissbereich untersuchten und daraus Zusammenhänge zwischen Infiltrationskapazitäten, Abflussreaktionen und Murganganrissen ableiteten.

Kritische Vorfeuchteanalysen wurden auch im Spreitgraben bereits gemacht (Geotest AG, 2012, Geotest AG, 2013). Zudem wurde in der Vergangenheit versucht, Vorfeuchten im Zusammenhang mit den Niederschlagseinträgen zu modellieren und durch Zusammenspiel dieser beiden Faktoren kritische Niederschlagseinträge für spezifische Vorfeuchten zu extrahieren (Terlien, 1998; Crozier, 1999). Kritische Niederschlagsbedingungen wurden auch in Abhängigkeit von Niederschlagsintensität und Niederschlagssumme untersucht, um aus diesem Zusammenhang Grenzwertfunktionen zur Murgangauslösung zu ermitteln (Caine, 1980; Bacchini and Zannoni, 2003; Guzzetti et al., 2007; Guzzetti et al., 2008). Zimmermann et al. (1997) definierten für die inneralpinen Zonen eine allgemeine Grenzwertfunktion für die Beziehung zwischen durchschnittlicher Niederschlagsintensität I [mm h^{-1}] und Niederschlagsdauer D [h]:

$$I = 21 * D^{-0.72} \quad (2.6)$$

⁶ Geostatistisches Verfahren, um fehlende Messwerte durch umliegende Messwerte zu interpolieren oder anzunähern.

Daraus lässt sich ableiten, dass bei kurzen Niederschlagsereignissen viel stärkere Niederschlagsintensitäten zur Murgangauslösung notwendig sind als bei lang andauernden Niederschlagsereignissen. Allerdings sind für unterschiedliche Einzugsgebiete stark abweichende Grenzwertfunktionen zu erwarten (Badoux et al., 2008).

3 Das Einzugsgebiet des Spreitgrabens

Das Einzugsgebiet des Spreitgrabens befindet sich im Haslital (Berner Oberland) südwestlich von Guttannen. Es umfasst eine Fläche von etwas über vier Quadratkilometern mit nordöstlicher Exposition. Kurz vor dem Weiler „Boden“ mündet der Spreitgraben auf einer Höhe von 950 m ü.M. in die Aare, wo der Abflusspunkt des Spreitgrabens liegt. Durch die steile Flanke westlich und den breiten Geländerücken östlich des Grabens wird das Gebiet im unteren Bereich zu einer schmalen Form begrenzt und öffnet sich auf einer Höhe von 1300 m ü.M. zu einem breiten, steilen Talkessel. Dieser wird durch den Birglistock (2194 m ü.M.) nördlich, die Schaflägerstöck (2855 m ü.M.) westlich und das Ritzlihorn (3263 m ü.M.) als höchstem Punkt südlich begrenzt und macht den grössten Teil der Einzugsgebietsfläche aus. Durch die steilen Felsformationen dieser Berggipfel wird der grösste Teil des Höhenunterschiedes in der oberen Hälfte des Einzugsgebietes überwunden. Somit befindet sich dieses Einzugsgebiet im alpinen und hochalpinen Raum.

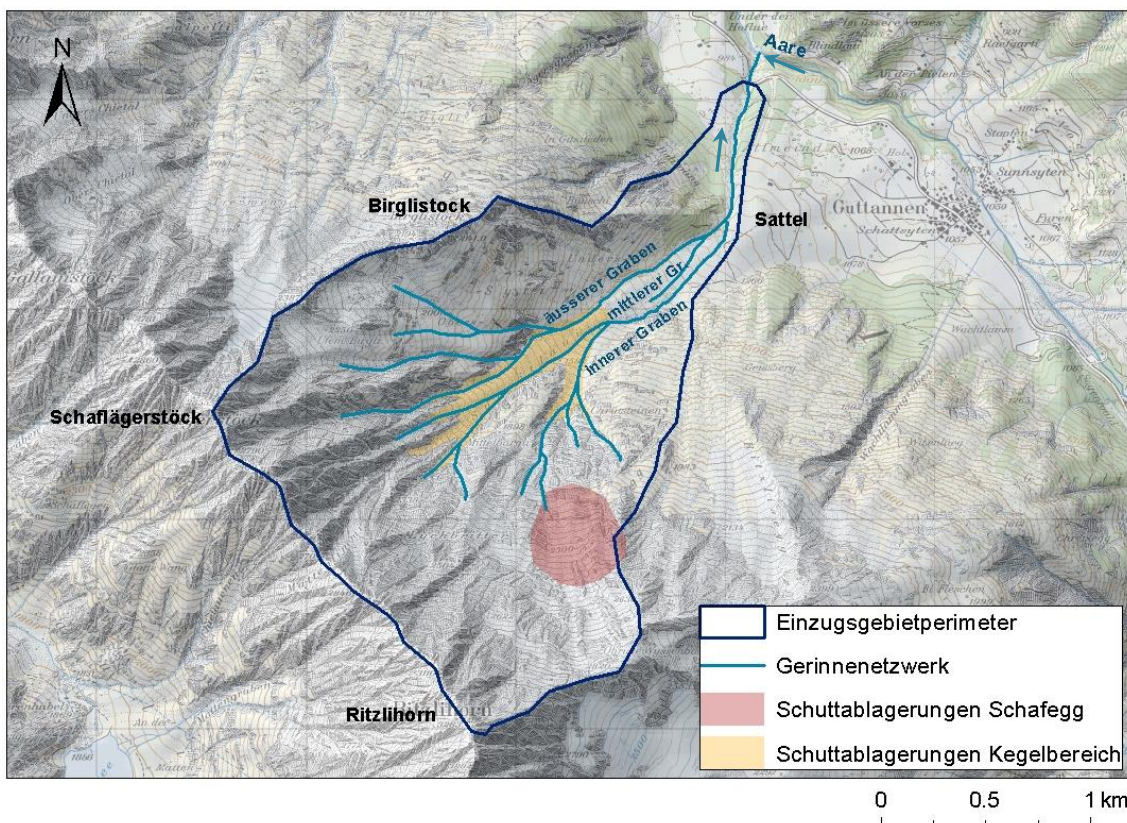


Abbildung 4: Das Einzugsgebiet des Spreitgrabens mit den umgebenden Berggipfel, den drei Teilerinnen und den in den letzten drei Jahren aktuellen Schuttablagerungsbereichen. Kartengrundlage (Swisstopo, 2012).

3.1 Klimatologische Verhältnisse im alpinen Bereich des Spreitgrabens

Das Klima in den Schweizer Alpen wird durch die komplexe Topographie entscheidend beeinflusst (OcCC, 2008). Bei den Temperaturen ist die Höhendifferenz durch Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe ein entscheidender Faktor. Zusätzlich beeinflussen bei kleinmassstäblichen Betrachtungen geländespezifische Parameter wie Neigung oder Exposition die räumliche Temperaturverteilung (Daly, 2006; Stahl et al., 2006). Die Niederschlagsprozesse zeigen häufig komplexere Muster infolge der Gebirgslage, lokaler Niederschlagsgradienten mit der Höhe, Einflüssen von Luv- und Leelage sowie von lokalen Windeffekten (Spreafico und Weingartner, 2005; Daly, 2006). Da die Lage des Spreitgrabens inneralpin lokalisiert und die Höhendifferenz mit über 2300 Metern beträchtlich ist, sollte daher eine starke Variation der Temperatur- und Niederschlagsverteilung zu erwarten sein. Das Einzugsgebiet befindet sich im niederschlagsreichsten Bereich der Schweizer Alpen. Saisonal betrachtet ist zwar in der ganzen Schweiz im Sommer am meisten und im Winter am wenigsten Niederschlag zu erwarten. Durch die vorherrschende Grosswetterlage mit Westströmungen während der Wintermonate wird jedoch den westlichen Alpengebieten, insbesondere im Bereich des Einzugsgebietes Spreitgraben, auch zu dieser Zeit viel Niederschlag zugeführt (Schwarb et al., 2001; Spreafico und Weingartner, 2005).

Die Temperatur- und Niederschlagsverteilung kann anhand von Klimadiagrammen der Messstationen Meiringen (655'843/175'919, 589 m ü.M.) und Grimsel, Hospiz (668'589/158'212, 1980 m ü.M.) der MeteoSchweiz, welche ca. zwölf Kilometer nordwestlich (Meiringen) respektive ca. zehn Kilometer südöstlich (Grimsel, Hospiz) des Einzugsgebietes liegen, mit monatlichen Mittelwerten zwischen 1981-2010 aufgezeigt werden (Abbildung 5). Die Station Meiringen in der Talsohle des Haslitals zeigte in den vergangenen dreissig Jahren ein durchschnittliches Jahrestemperaturmittel von 8.4°C mit dem höchsten, durchschnittlichen Monatstmittel im Juli/August von 17.7°C/17°C und den tiefsten im Januar von -1.4°C auf. Die in den westlichen Zentralalpen gelegene Station Grimsel, Hospiz registrierte - bedingt durch die höhere Lage - deutlich tiefere Werte mit einem durchschnittlichen Jahrestemperaturmittel von 1.9°C, dem höchsten, durchschnittlichen Monatsmittel im Juli/August von 10°C und dem tiefsten im Januar/Februar von -5°C/-5.4°C. Die jährliche Niederschlagsverteilung wies in den letzten dreissig Jahren deutlich grössere Variabilität aus. So verzeichnete die Station Meiringen die grössten, durchschnittlichen Monatsniederschlagssummen von Juni bis August mit einer durchschnittlichen Jahressumme von 1375 Millimeter, während beim Grimsel, Hospiz die grössten, durchschnittlichen Monatsniederschlagssummen von November bis März fielen und eine durchschnittliche Jahressumme von 1856mm aufgezeichnet wurde.

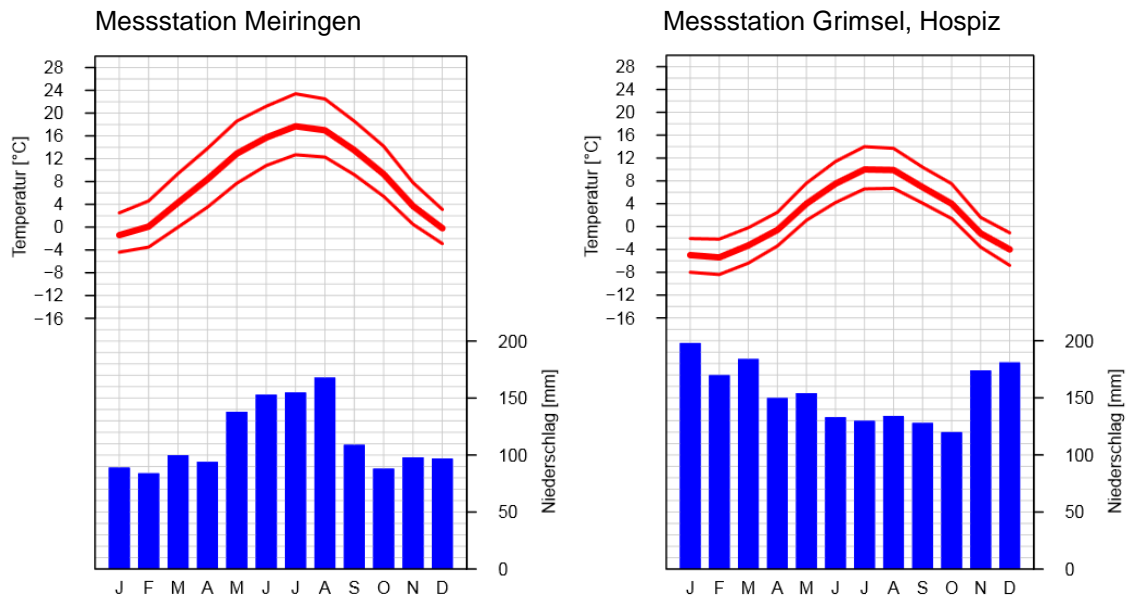


Abbildung 5: Klimatische Verhältnisse im Haslital aus den Daten der beiden Messstationen Meiringen und Grimsel, Hospiz (aus MeteoSchweiz, 2013b).

Im Kontext der zukünftigen Klimaentwicklung könnten die Temperaturen bis 2060 in den Schweizer Alpen um 1.4°C bis 3.8°C zunehmen, wobei im Sommer von einem stärkeren Trend ausgegangen wird. Die zukünftigen Niederschlagszenarien, insbesondere in Bezug auf Starkniederschläge, sind noch sehr unsicher, zeigen jedoch Trends von abnehmenden Niederschlagsmengen im Sommer und zunehmenden Niederschlagsmengen im Winter. Zudem wird von zunehmenden Starkniederschlägen in allen Jahreszeiten und zunehmenden Trockenperioden während der Sommermonate ausgegangen, wobei das Prozessverständnis für diese Änderungen noch immer gering ist (OcCC, 2008; MeteoSchweiz, 2013a).

3.2 Geologische und geomorphologische Gegebenheiten

Das Einzugsgebiet des Spreitgrabens liegt geologisch in der Guttannen Einheit, welche dem Kristallin des zentralen Aarmassivs angehört (Abbildung 6). Dabei sind die steilen Felsflanken im oberen Bereich aus stark verschieferten Biotit-Plagioklas-Gneisen aufgebaut. Die Zusammensetzung dieser kristallinen Gesteine besteht zu einem grossen Teil aus Schichtsilikaten, was erste Analysen mit bis zu 30% Schichtsilikatgehalt im Feinanteil zeigten. Diese Minerale können leicht in Suspension gebracht und gehalten werden, womit in Zusammenhang mit der steilstehenden Schieferstruktur des Gebirges besonders verwitterungsanfällige Voraussetzungen gegeben sind (Geotest AG, 2010b)

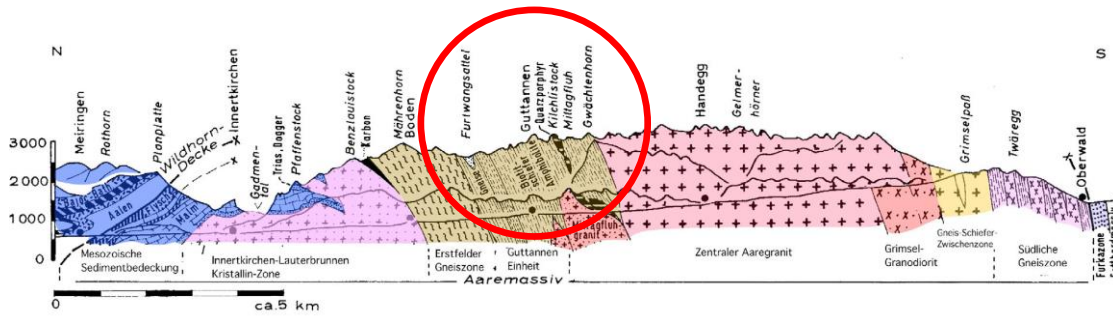


Abbildung 6: Geologisches Profil zwischen Meiringen und Oberwald. Das Einzugsgebiet liegt in der Guttannen Einheit (roter Kreis), welche vorwiegend aus stark verschieferten Biotit-Plagioklas-Gneisen besteht. (aus Geotest AG, 2010, modifiziert nach Gwinner, 1978).

Unterhalb des pyramidenförmigen Ritzlihorn sind in nördlicher Richtung stark verwitterte Felsformationen mit steilstehenden Runsen und Kluftscharen vorhanden, welche in einen flacheren Bereich bei der Schafegg auslaufen. Die steilen Felsflanken zwischen Ritzlihorn und Schaflägerstöck sind durch viele, grössere Felscouloirs zerfurcht (vgl. Abbildung 4). Unterhalb dieser Felsflanke läuft ein markanter Felsrücken (Mittelbärgli) in den abflachenden Kegelhals aus. Dieser Kegelhals wird seitlich durch steile Flanken verengt und begrenzt somit den Talkessel im oberen Bereich des Einzugsgebietes (Geotest AG, 2010b).

3.3 Permafrost im Gipfelbereich

Auf der Felsflanke zwischen Ritzlihorn und Schaflägerstöck ist gemäss der Hinweiskarte zur potentiellen Permafrostverbreitung in der Schweiz (Abbildung 7) fleckenhaftes Permafrostvorkommen möglich. In der Nordflanke des Ritzlihorn über 2700 Meter über Meer ist flächenhaftes Permafrostvorkommen wahrscheinlich (BAFU, 2005). Permafrost ist definiert als Lithosphärenmaterial, welches während mindestens zwei aufeinanderfolgenden Jahren Temperaturen von 0°C nicht übersteigt (Washburn, 1979; Noetzli and Gruber, 2009). Unter den steilen Blockschutthalden der Ritzlihorn-Nordflanke wurden sowohl ausgedehnte Eislagen, als auch durch den Permafrost gefrorenes Feinmaterial beobachtet, was die Felsformationen vor Erosion schützt. Punktuelle Eislinsen sind zudem auch unter dem Schutt im Kegelbereich zu erwarten (Abbildung 7) (Geotest AG, 2010b). Auftauendes Eis und auftauender Permafrost während den erhöhten Sommertemperaturen können die stabilisierende Wirkung des Bodeneises und Bodenfrostes jedoch aufheben und somit zu erhöhter Felssturzaktivität führen (Noetzli et al., 2007; Noetzli and Gruber, 2009; Geotest AG, 2010b). Feldbeobachtungen am Ritzlihorn bestätigen diesen Auftauprozess aufgrund „aufklaffender Hohlräume im feinen Blockschuttgefüge, austretendem Wasser aus den Permafrostkörpern sowie in sich zusammenfallender Schuttkompimente“ (zitiert: Geotest AG, 2010b). Als Folge davon wird die Schuttverfügbarkeit in den potentiellen Anrisszonen erhöht. Im Kontext des Klimawandels

ist deshalb aufgrund der steigenden Jahresmitteltemperaturen von einer Zunahme der Felssturzereignisse und der Schuttverfügbarkeit auszugehen (Gruber and Haerberli, 2007; Hasler et al., 2012; Huggel et al., 2012b).

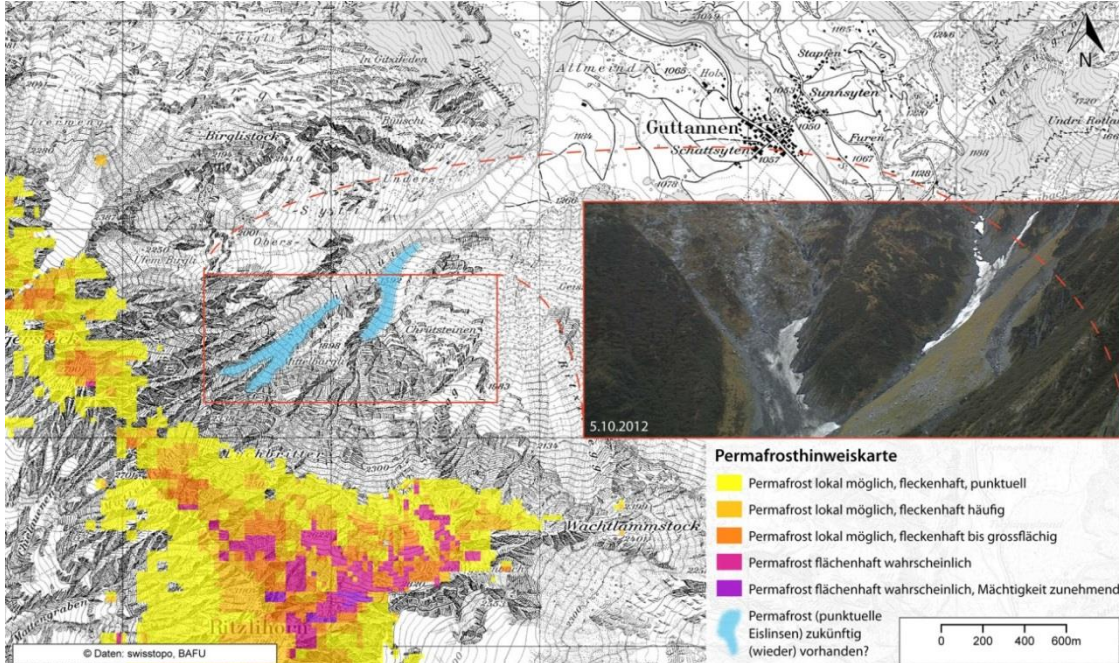


Abbildung 7: Potentielles Permafrost- und Eislinsenvorkommen im oberen Bereich des Einzugsgebietes. Auf dem Foto sind Schuttablagerungen im Kegelbereich des inneren Grabens abgebildet, welche potentielles Eislinsenvorkommen aufweisen könnten. Daten- und Kartengrundlage (BAFU, 2005; Swisstopo, 2012, modifiziert durch WSL, 2012).

3.4 Lockermaterial, Bodenzusammensetzung, Vegetation

Im obersten Bereich des Einzugsgebietes sind vorwiegend Felswände und abgelagertes Schuttmaterial vorhanden. Im Bereich unterhalb des Ritzlihorn entstand durch das abgeflachte Relief auf der Schafegg ein Schuttdepot (vgl. Abbildung 4), welches nach den Ereignissen im Sommer 2010 noch immer eine geschätzte Kubatur von rund $100 \cdot 000 \text{ m}^3$ Lockergesteinsmaterial aufwies. Unterhalb der Nordwestflanke zwischen Ritzlihorn und Schaflägerstöck sind keine ähnlichen Zwischendepots vorhanden, womit Schuttmaterial in den Kegelbereichen unterhalb der Felscouloirs abgelagert wird (vgl. Abbildung 4) (Geotest AG, 2010b). Aufgrund von Schneelawinen, Felsstürzen und Steinschlägen wird sowohl dem erwähnten Schuttdepot auf der Schafegg als auch den Felscouloirs mit den zugehörigen Kegeln ständig Gesteinsschutt zugeführt. Untersuchungen von Korngrössenverteilungen der Geotest AG zeigten in den meisten Bereichen der Schuttablagerungen einen dominierenden Anteil an groben, kiesigen Komponenten. Ablagerungen im nordwestlichen Bereich unterhalb der Schaflägerstöck wiesen jedoch einen wesentlich höheren Anteil an Feinmaterial (Ton und Silt) von bis zu 30% auf

(Geotest AG, 2010b). Durch die Felsstürze und Steinschläge aus der Ritzlihornflanke und aus den Felsflanken zwischen Ritzlihorn und Schaflägerstöck wurden auch hohe Anteile an Feinmaterial in den Schuttablagerungen deponiert. Allerdings scheinen diese Feianteile durch die vergangenen Murgangereignisse insbesondere im Kegelhals unterhalb des Ritzlihorns vermutlich bereits ausgeschwemmt worden zu sein (Geotest AG, 2013).

Drei eigenständig untersuchte Bodenprofile im Bereich des Kegelhalses zwischen innerem und äusserem Graben zeigten geringfügig entwickelte Böden, welche durch ständige Steinschläge mit viel Gesteinsmaterial durchmischt sind. Da das Ausgangsgestein stark silikathaltig ist und eine zehn bis zwanzig Zentimeter dicke, organische Auflage über dem wenig verwitterten, unsortierten Gesteinsschutt liegt, ist der Boden zwischen Kegelhals und Sattel als rohhumoser Silikatgesteinsboden mit perkolierendem Wasserhaushalt zu klassifizieren (Brunner et al., 2002). Es ist davon auszugehen, dass ähnliche Bodenstrukturen auch an den östlichen und westlichen Flanken beim Kegelhals zwischen den Felsformationen vorzufinden sind. Die Vegetation in diesen Bereichen besteht vor allem aus alpinen Rasen, welche teilweise von Strauchgesellschaften und in geringem Masse von einzelnen, kleinwüchsigen Nadelbäumen überwachsen werden. Der untere Teil des Einzugsgebietes vom Bereich Sattel talwärts ist vorwiegend mit von Nadelbäumen dominiertem Mischwald, einzelnen Strauchgesellschaften und geringfügig mit Weidewiesen bedeckt. Wie ein Bodenprofil in Galerienähe zeigte, ist die Bodenbildung im obersten Horizont erwartungsgemäss weiter fortgeschritten, im Untergrund jedoch noch immer durch sehr schuttreiches, unsortiertes Gefüge geprägt.

3.5 Gebietsentwässerung, Gerinnenetzwerk, Gerinnemorphologie

Das ganze Gebiet zeigt ein dendritisches⁷ Gerinnenetzwerk auf, was typisch für Gebiete mit einigermassen homogenen, geologischen Strukturen ist (Gordon et al., 2004). Im oberen Bereich der steilen Felsformationen ist in den vielen Gerinnen und Furchen vorwiegend erosiver Charakter vorherrschend. Der grosse Talkessel wird im Bereich des Kegelhalses durch drei Gerinne (innerer, mittlerer und äusserer Graben) entwässert, welche sich im Bereich Sattel zu einem Hauptgerinne zusammenschliessen (Abbildung 4). Dieses fliesst mit ziemlich gleichmässigem Gefälle bis zur Mündung in die Aare ab. Stark erosive Murgangaktivitäten sind nur im inneren und äusseren Graben zu erwarten, da der mittlere Graben dem abgeflachten, durch geringmächtige Vegetationsüberdeckung stabilisierten Bereich unterhalb der Kegelhalse entspringt, sehr wenig mobilisierbare Schuttmengen enthält und keine prägenden Erosionsmerkmale vergangener Murgänge aufweist. Diese Merkmale sind insbesondere im inneren Graben und im Hauptgerinne ersichtlich, welche sich V-förmig in die Landschaft einschneiden und talwärts zunehmend vertiefen. Dadurch entstanden steile, instabile Böschungen, welche

⁷ Verzweigt, verästelt.

zum Wechsellvorgang von Ablagerung und Erosion führen. Die laterale Erosion an den Böschungen lagert Schutt im Bachbett ab und die longitudinale Erosion erodiert bei grösserem Abfluss diesen Schutt weg und lagert ihn wiederum an flacheren Stellen ab. Kurz vor dem Zusammenfluss der drei Gerinne ist die Gerinnesohle des äusseren Grabens fluvial komplett erodiert worden und bringt ein Felsband zum Vorschein. In diesem Bereich ist die Gerinnesohle nochmals sehr steil. Das Hauptgerinne flacht etwa 500 Meter vor der Einmündung in die Aare ab und weist eine zunehmende Sohlenbreite auf, wo durch Murgänge und grosse Abflüsse verlagertes Gesteinsmaterial abgelagert wurde. Diese Wechselwirkungen hinterlassen in den Gerinnen vom Bereich Kegelhals talwärts ein unsortiertes Gefüge stark variierender Gesteinsgrössen.

3.6 Vergangene Murgänge im Spreitgraben

Die erhöhte Murgangaktivität im Spreitgraben begann am 17. Juli 2009, als sich aus der Nordostflanke des Ritzlihorn ein Felssturz von ungefähr $50'000\text{m}^3$ löste. Dieser Felssturz wurde vermutlich durch auftauenden Permafrost und schmelzendes Felsklufteis induziert. Das Gesteinsmaterial lagerte sich im flacheren Bereich der Schafegg unterhalb der Felsflanke auf bereits bestehenden Schutthalden ab und vergrösserte das Schuttdepot um einen zusätzlichen Teil. Diese lockeren Ablagerungen, welche teilweise auf bereits bestehenden Schnee- und Firnfeldern zu liegen kamen, waren von instabilem Charakter geprägt. In der Folge wurden ab dem 23. Juli 2009 bis Ende 2011 rund 25 Murgänge an 14 Ereignistagen ausgelöst. Mit einer Ausnahme rissen alle Ereignisse oberhalb des inneren Grabens an, womit bis zum heutigen Zeitpunkt vor allem dieses Gerinne von Murgängen betroffen war. Im Jahr 2012 blieben die Ereignisse aus. Über die Jahre stellten kleinere Felsabbrüche sowie Erosionsprozesse im Bereich ehemaliger Firnfelder und in Seitengräben immer wieder zusätzliches Material für potentielle Murgänge bereit, weshalb im oberen Einzugsgebiet ein stetiger Gefahrenherd besteht. Aufgrund der starken Erosionsleistung dieser Murgänge wurden massive Mengen an Geschiebematerial aus dem Einzugsgebiet und dem Kegelbereich in die Aare transportiert (Abbildung 3) (Geotest AG, 2010a; Geotest AG, 2010b; Hählen, 2010). Die mobilisierten Schuttmengen durch vergangene Murgangereignisse sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Diese Geschiebemengen wurden den Ereignisanalysen von Geotest AG entnommen, wobei die Ereigniskubaturen einer qualitativen Abschätzung aus Fotos entsprechen (Geotest AG, 2012). Keine Ereigniskubaturen liegen aufgrund fehlender Murgangereignisse im Jahr 2012 vor.

Tabelle 1: Abgeschätzte Ereigniskubaturen pro Ereignistag von Murgängen in den Jahren 2009 bis 2011. (Daten aus Geotest AG, 2012).

2009	Ereigniskubatur [m ³]	2010	Ereigniskubatur [m ³]	2011	Ereigniskubatur [m ³]
23.07.2009	~ 10'000	12.07.2010	~ 10'000	04.09.2011	~ 5'000
24.07.2009	~ 20'000	16.07.2010	~ 10'000	05.09.2011	~ 95'000
09./10.08.2009	~ 40'000	21.07.2010	~ 10'000	10.10.2011	~ 190'000
04.09.2009	~ 20'000	23.07.2010	~ 90'000		
10.10.2009	~ 20'000	12.08.2010	~ 130'000		
Total 2009	~ 110'000	Total 2010	~ 250'000	Total 2011	~ 290'000

Sowohl die gesamtjährlich mobilisierten Schuttkubaturen als auch die einzelnen Ereigniskubaturen nahmen von Jahr zu Jahr zu. Die Murgangereignisse in den Jahren 2009 und 2010 lösten sich aus den Felssturzaflagerungen unterhalb der Felsflanken des Ritzlihorn. Im Jahr 2011 verlagerte sich die Anrisszone erstmals weiter talwärts in den Bereich ehemaliger Firnfelder beim Kegelhal des inneren Grabens. Ab Herbst 2011 war dieser Kegelhal erstmals grösstenteils firnfrei, womit das freigelegte Lockermaterial eine zusätzliche Schuttquelle bildete (Geotest AG, 2012).

4 Datengrundlagen

Für die vorliegende Arbeit waren verschiedene Daten von Drittpersonen notwendig. Da das ganze Einzugsgebiet seit 2009 durch ein gross angelegtes Messnetz verschiedener Parteien beobachtet und untersucht wird, war bereits eine grosse Menge an Datengrundlagen vorhanden, welche verwendet werden durften. Zudem konnten die bestehenden Analysen von Geotest AG, WSL und MeteoSCHWEIZ in die eigenen Analysen miteinbezogen werden. Die folgende Karte gibt einen Überblick über die Messinstrumentalisierung im Spreitgraben.

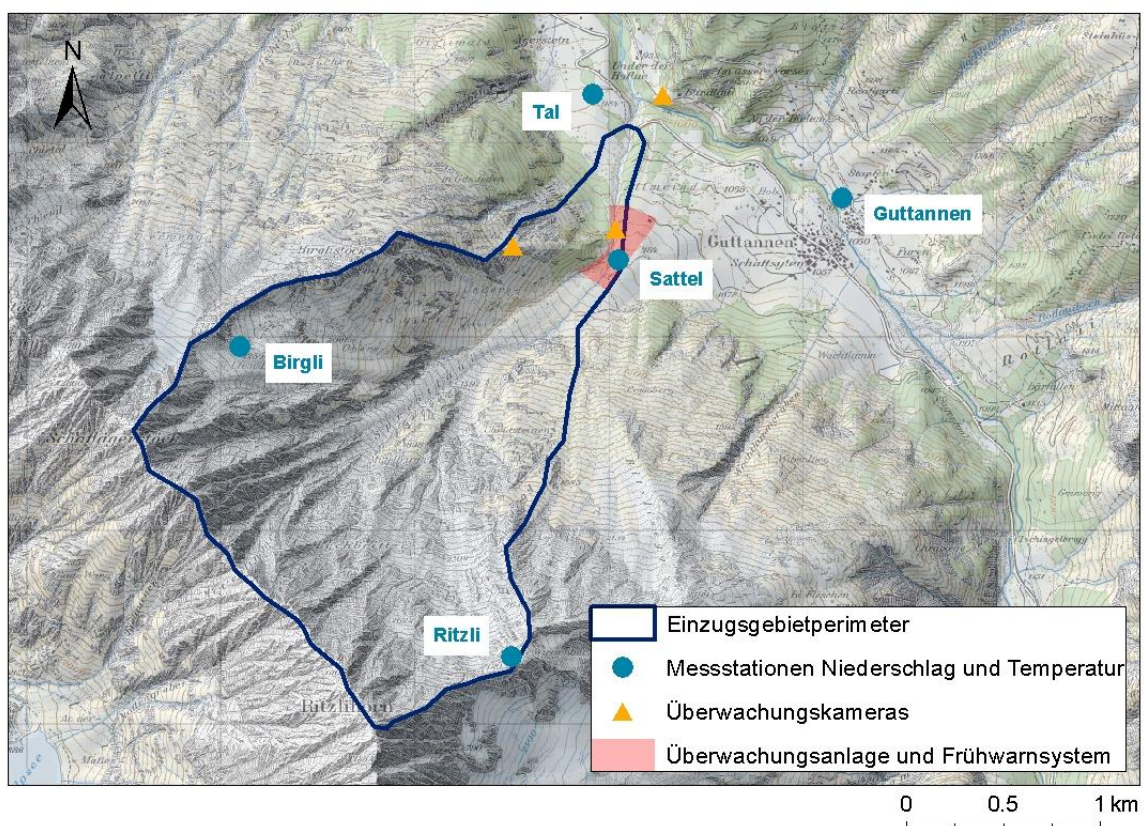


Abbildung 8: Messinstrumentalisierung im Spreitgraben mit den Standorten der Messstationen für Niederschlag und Temperatur, der Überwachungskameras und der Überwachungsanlage mit dem Alarmsystem. Kartengrundlage (Swisstopo, 2012).

4.1 Topographische Kartengrundlagen

Die aktuelle Schweizer Landeskarte der Schweizer Landestopographie (Swisstopo, 2012, Kartenblatt 1230, Guttannen) im Rasterdatenformat wurden für die verschiedenen Visualisierungen des Einzugsgebietes verwendet. Damit konnten bei der Gebietsbeschreibung die spezifischen Bedingungen mit räumlichem Bezug übersichtlich dargestellt werden. Zudem

wurden daraus auch die verschiedenen Mess- und Instrumentalisierungsstandorte innerhalb des Einzugsgebietes visualisiert.

Das DHM25 der Schweizer Landestopographie (Swisstopo, 2013) im Rasterdatenformat wurde als Inputdatensatz für die Einzugsgebietsdefinition benötigt. Dabei kamen diese Daten insbesondere bei der Berechnung von hydrologisch wichtigen Parametern wie dem Gebietsperimeter, der Höhenabstufung und dem Abflusspunkt des Einzugsgebietes zur Verwendung.

4.2 Meteodaten - Niederschlag und Temperatur

Je höher die Anzahl und räumliche Verteilung von punktuellen Niederschlags- und Temperaturmessungen über einem Einzugsgebiet ist, desto genauer kann der meteorologische Einfluss in ein Modell integriert werden (Beven, 2012). Im Einzugsgebiet des Spreitgrabens, respektive grenznah dazu, sind vier Messstationen platziert. Dabei handelt es sich um die Messstation Sattel von Geopraevent AG und um die Messstationen Tal, Birgli und Ritzli der Transitgas AG (Tabelle 2). Infolge grosser Schneemengen in den Bereichen Birgli und Ritzli und der Lawinenereignisse im Bereich Sattel werden diese Messgeräte über die Wintermonate jeweils stillgelegt oder entfernt. Daher wurden zusätzliche Daten der Messstation Guttannen von Meteomedia AG beigezogen, welche über das ganze Jahr durchgehende Datenreihen liefert. Alle fünf Stationen sind mit Niederschlagsmesser und Temperaturmesssensoren ausgestattet (Abbildung 9). Zudem stehen weitere Stationen aus dem Messnetz der MeteoSchweiz wie zum Beispiel die Station Grimsel, Hospiz zur Verfügung. Diese Messdaten können die lokalen Effekte im Spreitgraben aufgrund der grossen Distanzen zum Einzugsgebiet kaum wiedergeben, jedoch zu Evaluierungszwecken der Grössenordnungen von Niederschlägen verwendet werden.

Tabelle 2: Übersicht der verwendeten Messstationen mit den Zeiträumen der Datenerfassung von Juni 2011 bis Dezember 2012.

Station	CH Landeskoordinaten [m]	Höhe [m ü. M.]	Zeitraum Datenerfassung
Tal	693'920 / 168'250	990	01.06. - 31.10.2011 01.03. - 30.11.2012
Guttannen	665'202 / 167'717	1053	01.06.2010 - 31.12.2012
Sattel	664'050 / 167'395	1195	18.06. - 05.11.2012
Birgli	662'100 / 166'950	2260	16.07. - 31.10.2011 01.03. - 30.11.2012
Ritzli	663'500 / 165'350	2780	28.06. - 31.10.2011 01.03. - 30.11.2012
Grimsel, Hospiz	668'589 / 158'212	1980	01.06.2010 - 31.12.2012



Abbildung 9: Messstation Ritzli mit beheizbarem Pluviometer nach dem Wägeprinzip (oben) und Temperatursensor (links). (Bild aus OTT Hydrometrie AG, 2013).

4.3 Fernerkundung mittels Kamerabildern

Drei Kameras der Geopraevent AG an unterschiedlichen Standorten (Abbildung 8) dienen der Überwachung eines grossen Teils des Einzugsgebietes. Die Kamera im Bereich Birgli liefert Bilder zur qualitativen Analyse von Schuttablagerungen durch Felsstürze, von Schneeverteilungsprozessen und von Ausaperungsprozessen im Anrissgebiet. Zudem können im Ereignisfall die Anrisszonen lokalisiert werden. Eine zweite Kamera visiert das Gerinne unterhalb des Zusammenschlusses von innerem und äusserem Graben an und liefert somit Bilder zu den Fliess- und Erosionsprozessen im Gerinne. Die Kamera an der Aare im unteren Bereich des Einzugsgebietes zeigt vor allem die Veränderungen im Auslauf des Einzugsgebietes durch Ablagerungs- und Verlandungsprozesse auf.

5 Methodik

Mit dem Hauptziel dieser Arbeit, die hydrologischen Mechanismen des Einzugsgebiets Spreitgraben im Kontext vergangener Murgangereignisse und potentieller Murgangefahren zu analysieren, wird in diesem Kapitel das methodische Vorgehen erklärt. Dabei lag der Fokus auf Auswertungen von Meteodaten und dem Messen und Auswerten von Abflüssen mittels Pegelmessungen. Anhand dieser Auswertungen konnten die Reaktionen des Einzugsgebietes auf Temperaturvariationen und Niederschlagsereignisse analysiert und vergangene Vorfeuchteanalysen evaluiert werden. Zusätzlich wurde das hydrologische Modell HBV verwendet, um die genannten Analysen aufgrund von Parameterabschätzungen zu vertiefen und zu untersuchen. Dieses Modell benötigt die Temperatur-, Niederschlags- und Abflussdaten als Modellinput, wobei der Abfluss in der Kalibrierung des Modells Verwendung findet. Zusammengefasst beinhaltet das methodische Vorgehen gemäss Abbildung 10 die Datenaggregation aus dem DHM25 (Kapitel 5.1), das Verfahren zur Auswertung der Temperatur- und Niederschlagsdaten (Kapitel 5.2), die Messstrategie für die Erhebung der Abflussdaten auf dem Feld und deren Auswertungsverfahren (Kapitel 5.3), einer Beschreibung des HBV-Modells mit der Vorgehensweise beim Kalibrieren und bei der Parameterabschätzung (Kapitel 5.4) sowie das Vorgehen zur Analyse vergangener Murgangereignisse (Kapitel 5.5).

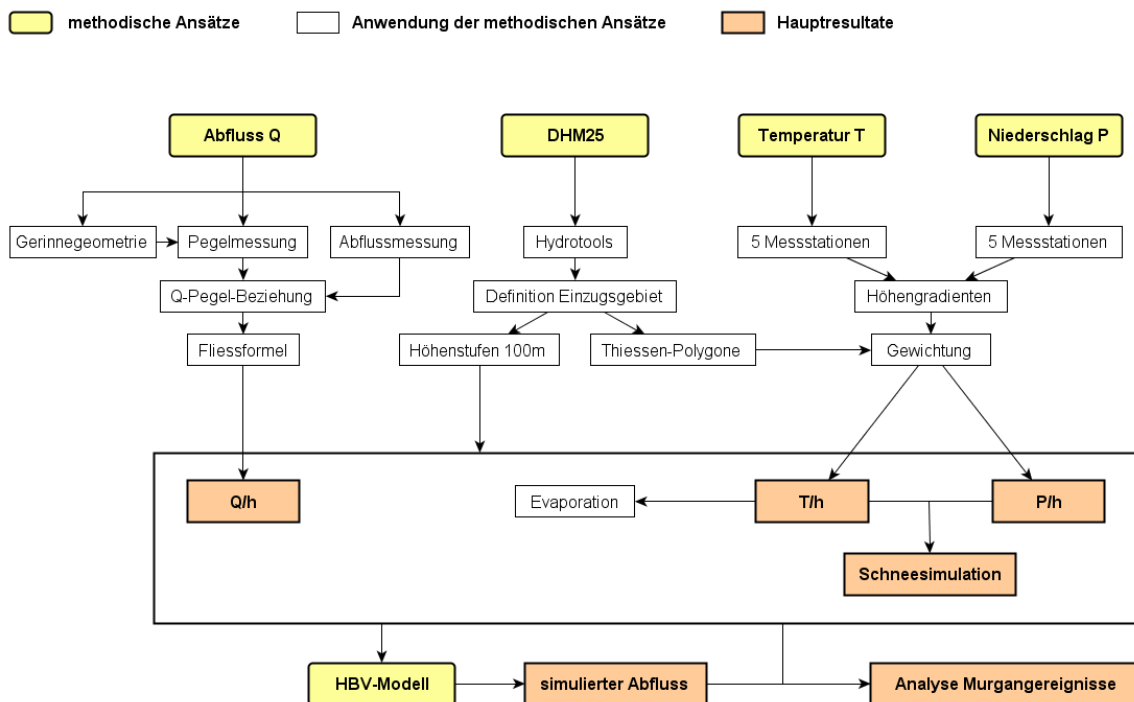


Abbildung 10: Fließdiagramm zur schematischen Übersicht der Methodik. Die methodischen Ansätze zur Messung und/oder Auswertung des Abflusses, des Höhenmodells, der Temperaturen, des Niederschlags und des HBV-Modells führen zu den Hauptresultaten als Diskussionsgrundlage.

5.1 Definition des Einzugsgebietes

Die Fläche des Einzugsgebietes wurde mit einem Werkzeug zur räumlichen Analyse der Hydrologie, den Hydrotools, in ArcGIS, Version 10.0 (ESRI), extrahiert. Als Input diente der Rasterdatensatz des DHM25 der Schweizer Landestopographie (Swisstopo). Diese Rasterdaten wurden in einem ersten Schritt einer Oberflächenbearbeitung (Fill-tool) unterzogen, womit die Senken im Höhenmodell ausgefüllt und fehlerhafte Zellen beseitigt werden konnten. Aus diesem bereinigten Höhenmodell konnten topographisch bedingte Fliessrichtungen und die Abflussakkumulationen von Zelle zu Zelle extrahiert werden. Die Berechnung der Fliessrichtungen (Flow Direction-tool) erfolgte nach dem Prinzip der steilsten Neigung, wodurch die Fliessrichtung von einer Zelle zu derjenigen Nachbarschaftszelle mit der grössten Höhendifferenz führt. Anhand der berechneten Fliessrichtungen wurde der akkumulierte Abfluss (Flow Accumulation-tool) zu jeder Zelle ermittelt. Damit konnte erreicht werden, dass die gesamte Gebietsentwässerung zu einem einzigen Abflusspunkt (Pour Point) des Einzugsgebietes führt. Zusätzlich ermöglichte dies auch die bestmögliche Standortwahl des Abflusspunktes auf einer Zelle mit der höchsten Abflussakkumulation bei der Strassengalerie. Über den gewählten Abflusspunkt und den berechneten Rasterdatensatz der Fliessrichtungen wurden alle zum Abfluss beitragenden Zellen im Gebiet des Spreitgrabens extrahiert (Watershed-tool). Aus diesen Zellen konnte ein Polygon definiert werden, welches die definitive Fläche des Einzugsgebietes repräsentiert. Dieses Polygon fand bereits in vorgängigen Abbildungen Verwendung. Zusätzlich wurde das Gebiet in verschiedene Höhenstufen anhand der Höhenlinien (Contourline-tool) mit einer Äquidistanz⁸ von 100 Metern eingeteilt.

5.2 Auswertung der Meteodaten

Für die Berechnung der Niederschläge und Temperaturen wurden die Messdaten der fünf Messstationen Tal, Guttannen, Sattel, Birgli und Ritzli über den Zeitraum von Juni 2010 bis Dezember 2012 mit einbezogen. Da die Stationen in unterschiedlichen Höhen und an unterschiedlichen Expositionen liegen, variierten die lokalen Messwerte zum Teil stark. Daher brachte die Verwendung mehrerer Messstationen den wesentlichen Vorteil der räumlichen Integration, wodurch die lokalen Unterschiede innerhalb des Einzugsgebietes in der Datenauswertung erfasst werden konnten (Beven, 2012). Bei allen Stationen handelt es sich um punktuelle Messungen, weshalb Interpolationsverfahren durch räumliche Gliederung des Einzugsgebietes von Vorteil sind. Diese Gliederung ermöglichte, die punktuellen Messungen nach deren Einfluss auf das Einzugsgebiet zu gewichten. Dazu wurde die Gewichtungsmethode durch Thiessen-Polygone angewendet, womit das Gebiet anhand von Mittelsenkrechten zwischen jeweils zwei Messstationen in verschiedene Einflussflächen unterteilt werden konnte

⁸ Höhenunterschied zwischen zwei benachbarten Höhenlinien.

(Spreafico and Weingartner, 2005). Die einzelnen Einflussflächen A_i [m²] jeder Meteostation i bestimmten den Gewichtungsfaktor w_i [-] als Flächenanteile an der Gesamtfläche A_{total} [m²] des Einzugsgebietes.

$$w_i = \frac{A_i}{A_{total}} \quad (5.1)$$

Da die Messdaten nicht von allen Stationen lückenlos vorhanden waren, wurden entsprechend unterschiedliche Konstellationen von Thiessen-Polygonen konstruiert und somit verschiedene Gewichtungsfaktoren berechnet. Dabei definierten diejenigen Stationen die Konstellationen, welche a) eine lückenlose Messreihe über einen gewissen Zeitraum aufwiesen und b) eine Überschneidung des zugehörigen Thiessen-Polygons mit der Einzugsgebietsfläche hatten.

Das HBV-Modell benötigt als Input einen Temperaturmittelwert und einen Niederschlagssummenwert pro Stunde oder Tag auf einer spezifischen Höhe über Meer. Dafür wurde der Schwerpunkt des Einzugsgebietes als fiktive Station „Zentrum“ gewählt. Die Koordinaten und Höhe dieser Station konnten aus dem in Kapitel 5.1 definierten Einzugsgebiet berechnet werden (Station Zentrum: 662‘899 / 166‘476, Höhe = 1850 m ü. M.).

5.2.1 **Temperaturauswertung durch Höhenregression und räumliche Interpolation**

Um die Temperaturen der entsprechenden Stationen auf die Station Zentrum zu interpolieren, wurden vertikale Temperaturgradienten im Einzugsgebiet aus den Messungen der fünf Meteostationen berechnet. Dabei resultierten 10 verschiedene Temperaturgradienten zwischen jeweils zwei Stationen. Die Berechnung dieser Gradienten Γ_T [°C m⁻¹] erfolgte aus den Messdaten von Juni 2010 bis Dezember 2012 für jeden Monat aus der Differenz der Temperaturstundenmittel $\Delta\bar{T}_h$ [°C] und der Höhendifferenzen ΔH [m] zwischen jeweils zwei Stationen.

$$\Gamma_T = \frac{\Delta\bar{T}_h}{\Delta H} \quad (5.2)$$

Für jede Station i resultierte damit ein aus maximal vier Gradienten gemittelter, typischer Temperaturgradient $\Gamma_{T,i}$ [°C m⁻¹] pro Monat, womit die Temperaturveränderung über die Höhendifferenz ΔH_i [m] zwischen der Station i und der Station Zentrum extrahiert werden konnte. Diese Temperaturveränderung wurde zum Temperaturstundenmittel $\bar{T}_{h,i}$ [°C] der jeweiligen Station i aufsummiert. Damit konnten aus den Temperaturmessungen jeder einzelnen Station Temperaturwerte auf die Station Zentrum interpoliert werden. Die effektive Temperatur der Station Zentrum $T_{h(zentrum)}$ [°C] resultierte durch räumliche Interpolation mittels Summe

der gewichteten, auf die Station Zentrum interpolierten Temperaturen der jeweils verwendeten Stationen.

$$T_{h(zentrum)} = \sum (\bar{T}_{h,i} + \Gamma_{T,i} \Delta H_i) w_i \quad (5.3)$$

Dazu sollte vermerkt werden, dass die Gewichtungsfaktoren aufaddiert immer 1 ergeben. Falls nur Messungen einer Station vorhanden waren, wurde der Gewichtungsfaktor 1 gewählt und die Temperaturveränderung nur über den Term zwischen den Klammern definiert. Dieser Fall traf vor allem auf die Messungen vom Juni 2010 bis Juni 2011 und im Winter 2011/2012 zu, wo nur Daten der Station Guttannen vorhanden waren.

5.2.2 Niederschlagsauswertung durch räumliche Interpolation

Aus den Niederschlagsdaten der einzelnen Stationen konnte anhand der Gewichtungsfaktoren w_i der Gesamtniederschlag über das ganze Einzugsgebiet gerechnet werden. Dazu wurden wenn möglich mindestens eine Station aus der Gipfelregion (Birgli/Ritzli) und mindestens eine Station aus der Talregion (Tal/Guttannen/Sattel) mit einbezogen. Dies ermöglichte das Extrahieren des mittleren Gesamtniederschlages im ganzen Einzugsgebiet für die Station Zentrum aus den räumlich variierenden Niederschlagsmessungen der einzelnen Stationen. Die stündliche Niederschlagssumme für die Station Zentrum $P_{h(zentrum)}$ [mm h⁻¹] setzte sich aus der Summe der gewichteten, stündlichen Niederschlagssummen $P_{h,i}$ [mm h⁻¹] der verwendeten Stationen i zusammen.

$$P_{h(zentrum)} = \sum P_{h,i} w_i \quad (5.4)$$

Falls nur Messdaten von einer Station aus der Talregion respektive aus der Gipfelregion vorhanden waren, konnten die Niederschlagsdaten nicht gewichtet werden und wurden mittels berechneter Niederschlagsgradienten auf die Station Zentrum interpoliert. Diese Berechnung basierte auf dem Vergleich der in Formel 5.4 berechneten, monatlichen Niederschlagssummen der Station Zentrum mit den monatlichen Niederschlagssummen derjenigen Stationen, wo Niederschlagsgradienten zur Verwendung kamen. Die prozentual zu- oder abnehmenden Niederschlagsgradienten $\Gamma_{P,i}$ [% m⁻¹] wurden durch das Verhältnis von Niederschlagsdifferenzen ΔP_i [mm h⁻¹] zwischen der Station Zentrum und der verwendeten Station i und den monatlichen Niederschlagssummen P_i [mm h⁻¹] der verwendeten Station i in Abhängigkeit der Höhendifferenz ΔH_i [m] gebildet.

$$\Gamma_{P,i} = \frac{\Delta P_i}{P_i} \frac{1}{\Delta H_i} \quad (5.5)$$

Anhand dieser Niederschlagsgradienten $\Gamma_{P,i}$ [% m⁻¹] konnten somit auch aus den Messwerten P_i [mm h⁻¹] einer einzelnen Station i stündliche Niederschlagssummen auf die Station Zentrum $P_{h(\text{Zentrum})}$ [mm h⁻¹] in Abhängigkeit der Höhendifferenz ΔH_i [m] zwischen der Station Zentrum und der verwendeten Station i interpoliert werden.

$$P_{h(\text{Zentrum})} = P_i + \Delta H_i \Gamma_{P,i} P_i \quad (5.6)$$

5.2.3 Berechnung des Schneewasseräquivalents

Für die Berechnung des Wasseräquivalents in der Schneedecke wurde der im HBV-Modell verwendete Ansatz gewählt, welcher die Schneeakkumulation und Schneeablation über die Temperatur T [°C] und den Niederschlag P [mm h⁻¹] steuert. Die stündlichen Temperaturmittel und Niederschlagssummen der Station Zentrum dienen als Inputdaten. Aufgrund der Höhenabstufung des Einzugsgebietes aus dem DHM25 und den gemittelten Temperatur- und Niederschlagsgradienten konnte für jede Höhenstufe im Einzugsgebiet ein stündlicher Temperaturwert und Niederschlagssummenwert berechnet werden. Nach den folgenden, voneinander abhängigen Prozessen wurde das Wasseräquivalent der Schneedecke pro Höhenstufe und daraus abgeleitet für das gesamte Einzugsgebiet berechnet. Bei Temperaturen unter einem geschätzten Schwellenwert TT [°C] (nahe 0°C) wird der Niederschlag als Schnee akkumuliert. Durch einen Korrekturfaktor können systematische Fehler der Schneeakkumulation und der Evaporation aus der Schneedecke kompensiert werden. Die Schneeschmelze M [mm h⁻¹] tritt beim Überschreiten dieses Schwellenwertes mit einer bestimmten Rate $CFMAX$ [mm h⁻¹ °C⁻¹] ein.

$$M = CFMAX (T(t) - TT) \quad (5.7)$$

Durch eine bestimmte Wasserspeicherkapazität der Schneedecke wird Schmelz- und Niederschlagswasser bis zu einem Sättigungsgrad von der Schneedecke zurückgehalten. Dieses Wasser kann beim Unterschreiten des Temperaturschwellenwertes mittels Gefrierkoeffizienten CFR [-] als gefrorenes Wasser R [mm h⁻¹] zur Schneedecke akkumuliert werden.

$$R = CFR CFMAX (TT - T(t)) \quad (5.8)$$

Schmelzwasser und Niederschlagswasser, welches beim Überschreiten des Sättigungsgrades nicht wieder gefroren wird, fließt aus der Schneedecke ab (Lindström et al., 1997; Seibert and Vis, 2012).

5.3 Abflussmessungen im Spreitgraben

Die Messstrategie für permanente Abflussmessungen im Spreitgraben wurde auf der Basis des allgemeinen Flie遢gesetzes aus Formel 2.1 gewählt. Zur Berechnung von Durchflussflächen waren Pegelmessungen an einem Standort mit genau definiertem Gerinnequerschnitt notwendig. Die Abschätzung der Flie 3ssgeschwindigkeiten erfolgte mit der empirischen Flie 3ssformel nach Manning gemäss Formel 2.2, woraus die abgeschätzten Abflussmengen resultierten. Anhand manueller Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren mittels Salztracer konnten die geschätzten Abflüsse evaluiert und gegebenenfalls korrigiert werden.

5.3.1 Permanente Pegelmessungen mit einem Drucksensor

Um im Spreitgraben permanente Pegelmessungen durchzuführen, war eine murgangresistente Messvorrichtung an einem geeigneten Standort notwendig. Dazu wurden zwei Logger mit Messsensoren für Druck und Temperatur der Typen Levellogger Edge, Modell 3001, zur Wasserpegelmessung und Barologger Edge, Modell 3001, zur Luftdruckmessung der Firma Solinst ausgewählt. Die Levellogger-Sensoren vom Typus F65M20 beziehen sich auf die Messungenauigkeit von $\pm 0.05\%$ der maximalen Grössenordnung der Drucksäule von 65.6 Fuss, respektive 20 Meter, woraus eine typische Messungenauigkeit von ± 0.032 Fuss, respektive ± 0.01 Meter resultiert. Bei den Barologger-Sensoren wird vom Hersteller eine Messungenauigkeit von ± 0.05 kPa Luftdruck angegeben. Dieser Druck wirkt sich auf die Wassersäule mit einer Ungenauigkeit von ± 0.005 Meter aus. Somit resultiert eine kumulierte Messungenauigkeit der beiden Logger von ± 0.015 Meter. Die Speicherkapazität der Logger liegt bei 40'000 Messungen, bevor die ersten Messungen überschrieben werden (Solinst, 2012a).

Die Standortwahl des Levelloggers fiel auf das Dach der Strassengalerie der Grimsel-passtrasse, welches durch die verheerende Wirkung der Murgangereignisse im Jahr 2010 (Durchbruch des Galeriedachs durch grosse Gesteinsblöcke) mit einer zusätzlichen, ca. sechs Meter breiten Mischbeton-Uberdeckungverstarkt wurde (Hählen, 2010). In diese Betonschicht durfte nach Absprache mit dem Oberingenieurkreis I des Kantons Bern ein Bohrloch gemacht werden (Abbildung 11). Der genannte Standort erwies sich insofern als optimal, da die Betonschicht a) aufgrund ihrer nach oben geoffneten, annähernd gleichschenkligen Trapezform den gesamten Abfluss kurz vor der Einmündung in die Aare kanalisiert und b) einen gleichmässigen Wasserfluss aufgrund der konstanten Neigung und Oberfläche der Gerinnesohle ohne Schwellen und Gesteinsblöcke zeigt.



Abbildung 11: Standort des Levelloggers (rot) am Abflusspunkt des Einzugsgebietes, eingebohrt in die Mischbetonschicht auf dem Galeriedach. Das Foto rechts zeigt den Standort mit der Einmündung des Spreitgrabens in die Aare im Hintergrund. (Fotos: Daniel Eberhard und Florian Frank, 28.08.2012).

Der Levellogger zur Wasserpegelmessung wurde mit den Sensoren gegen oben gerichtet, in einer speziellen Konstruktion senkrecht in das Bohrloch gesetzt (Abbildung 13). Zur Stabilisierung der Seitenwände des Bohrloches wurde ein Eisenrohr einbetoniert, damit der Logger nicht durch Brüche an den Seitenwänden zugeschüttet oder verlagert werden konnte. Die Fixierung des Levelloggers im Eisenrohr erfolgte durch ein eingekerbtes PE-Rohr, welches den Logger umhüllte und ihn mit einer querverstrebten Schraube im unteren Bereich befestigte. Das PE-Rohr mit der horizontalen Kerbe, ein seitlich vertikaler Einschnitt im Eisenrohr und eine kleine Auskerbung der Mischbetonschicht beim Eisenrohreinschnitt vereinfachten die Loggerentnahme mit Hilfe einer abgewinkelten Reissnadel (Abbildung 13). Zur regelmässigen Datenauslese über eine USB-Schnittstelle war eine solche Vorrichtung notwendig. Zum Schutz der Sensoren vor Feinsedimenten wurde der Logger vor jeder erneuten Versenkung mit einem feinmaschigen Kunststoffnetz überzogen (Abbildung 12).

Kalibrierungsmessungen des Levloggers erfolgten nach der Datenauslese jeweils eine halbe Stunde lang in einem PE-Rohr oder einem Brunnentrog, womit die Messgenauigkeit mit einer konstanten Wassersäule verifiziert werden konnte. Der Barologger wurde mit einem schützenden Eisenrohr (Abbildung 12) ausserhalb des Grabens platziert und zeitlich mit dem Levellogger synchronisiert. Das Messintervall beider Logger betrug 2 Minuten, was eine zeitlich hoch aufgelöste Messung des Wasserpegels und des Luftdrucks ermöglichte. Daraus konnten Stundenmittelwerte gebildet werden, wodurch der Einfluss von Messungenauigkeiten und Messfehlern verkleinert wurde. Diese kostengünstige Methode erscheint in Anlehnung an Kean et al. (2012) für Untersuchungen während Murgangereignissen geeignet, da die Zeitpunkte und Grössenordnungen von Murgangabflüssen nach einem Starkniederschlagsereignis gemessen werden können und die Vorrichtung murgangresistent ist (Kean et al., 2012).



Abbildung 12: Loggervorrichtungen des Levelloggers und des Barologgers. Links: Levellogger mit der PE-Rohr-Vorrichtung (umhüllt mit Kunststoffmatte) und dem feinmaschigen Kunststoffnetz. Rechts: Barologger mit Schutzhülle. (Fotos: Daniel Eberhard, 19.07.2012).

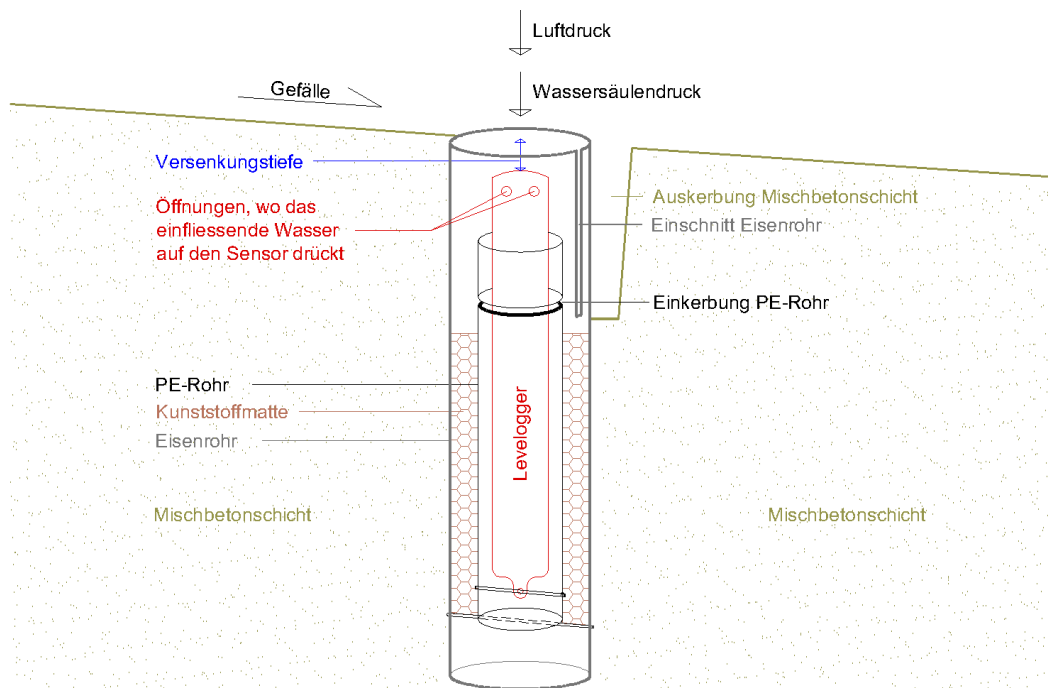


Abbildung 13: Schematische Darstellung der Levelloggervorrichtung im Querschnitt. Die Auskerbung in der Betonschicht, der Einschnitt im Eisenrohr und die Einkerbung im PE-Rohr dienen der vereinfachten Loggerentnahme zur Datenauslese. Die untere Querverstrebung verhindert ein Absinken des PE-Rohrs und die obere Querverstrebung fixierte den Levellogger im PE-Rohr.

5.3.2 Vermessung der Gerinnegeometrie

Die Gerinnegeometrie ist bei der Anwendung der Fliessformel nach Manning als Funktion von Durchflussfläche A [m], hydraulischem Radius R [m] und Neigung der Wasseroberfläche S [-] definiert. Die Genauigkeit von Abflussmessungen unter Einbezug des Querprofils steigt, je mehr Profilpunkte vermessen werden (Dingman, 2002).

$$\text{Gerinnegeometrie} = f(A, R, S) \quad (5.9)$$

Alle drei Faktoren variieren mit variierendem Pegelstand, wobei die Neigung der Wasseroberfläche als konstant und somit das Energiegefälle der Fliesslinien für jeden Pegelstand parallel zur Sohlenneigung angenommen wurde. Zur Definition der Gerinnegeometrie wurde der Levellogger-Standort mit einem Querprofil aus 35 Punkten rechtwinklig zur Fliessrichtung und einem Längsprofil aus 5 Punkten in Fliessrichtung exakt vermessen (Abbildung 14). Als Vermessungsinstrument diente ein Tachymeter des Typs Leica TPS 1200 mit hoher Auflösung der Distanzmessung sowie der Horizontal- und Vertikalwinkelmessung. Die jeweiligen Endpunkte des Profils konnten mit einem Differential-GPS des Typs Leica GPS 1200 ermittelt werden, um die Profile auch in ihrer absoluten Lage zu bestimmen. Zusätzlich wurden anhand der GPS-Messungen die beiden Loggerstandorte (Levellogger und Barologger) in Lage und Höhe gemessen. Die Rohdaten der Profil- und Loggervermessung wurden in Koordinaten und orthometrische Höhen⁹ des Schweizer Koordinatensystems umgerechnet. Da die vermessenen Profilpunkte nicht exakt auf den über die Endpunkte definierten Profillinien lagen, mussten diese Abweichungen anhand der Orthogonalmasse¹⁰ korrigiert werden. Dadurch konnten die Lotfusspunkte auf einer exakten Linie für jeden einzelnen Profilpunkt bestimmt werden.

Beim Längsprofil wurden seitliche Abweichungen von der Profillinie (=Fliesslinie) korrigiert, damit alle Punkte auf einer Linie lagen und daraus die effektiven Distanzunterschiede zur Neigungsberechnung zwischen den Punkten extrahiert werden konnten. Diese Korrektur war deshalb nur auf die seitlich abweichenden Orthogonalmasse (Ordinaten) nötig, welche auf null gesetzt wurden. Die Orthogonalmasse der Profillinie entlang (Abszissen) konnten beibehalten werden. Aus den vier Teilabschnitten ($n=4$) zwischen den Profilpunkten i wurde die mittlere Sohlenneigung S [-] des Gerinnes über die jeweiligen Höhen- und Distanzunterschiede ΔH_i [m] und Δy_i [m] zwischen zwei Punkten berechnet.

⁹ Abstand eines Punktes auf der Erdoberfläche vom Geoid entlang der gekrümmten Lotlinie => Korrektur vom Geoid auf die effektive Erdoberfläche.

¹⁰ Rechtwinklig seitliche Abweichungen von Punkten aus einer definierten Geraden. Der Lotfusspunkt liegt auf dieser definierten Gerade beim rechten Winkel. Masse auf der definierten Geraden werden als Abszissen, Masse zwischen den Punkten und den Lotfusspunkten als Ordinaten bezeichnet.

$$S = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \tan^{-1} \frac{\Delta H_i}{\Delta y_i} \quad (5.10)$$

Daraus resultierte eine mittlere Sohlenneigung von 4.34° (7.59%), was 0.0759 Meter Höhendifferenz pro 1 Meter Gerinnelänge entspricht ($S = 0.0759$).

Auch beim Querprofil sollten alle Punkte auf einer Linie sein, was ebenfalls mit einer orthogonalen Korrektur erreicht werden konnte. Diese Korrektur beeinflusste neben der Lage auch die Höhe der zu korrigierenden Punkte, da Punkte oberhalb (Fluss aufwärts) der Profillinie in der Höhenlage zu hoch und Punkte unterhalb (Fluss abwärts) der Profillinie zu tief gemessen wurden. Deshalb mussten sowohl Lagekorrekturen gemäss Vorgehen beim Längsprofil als auch Höhenkorrekturen [m] an den Profilpunkten vorgenommen werden. Die Höhenkorrekturen wurden für jeden Profilpunkt i unter Einbezug der Sohlenneigung S [-] und den seitlichen Abweichungen (Ordinaten) Δx_i [m] aus der Profillinie berechnet.

$$\text{Höhenkorrektur} = \pm \tan(S) \Delta x_i \quad (5.11)$$

Daraus resultierten die effektiven Höhen und Längenmasse aller Punkte auf der Querprofillinie, definiert über die zwei Endpunkte und über den Loggerstandort.

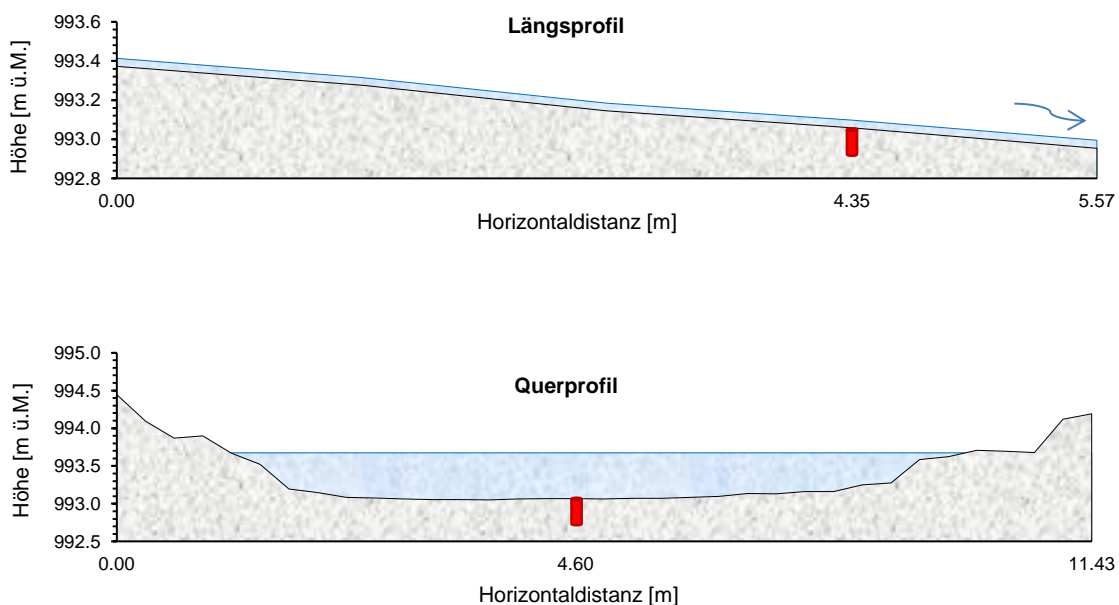


Abbildung 14: Längs- und Querprofil beim Loggerstandort (rot). Die Anschauungsrichtung des Querprofils ist flussaufwärts gerichtet. Zu beachten ist, dass die Höhen zur besseren Übersicht leicht überhöht dargestellt sind.

5.3.3 Auswertung und Datenbereinigung der Pegelmessungen

Der Druck, welcher auf den Sensor des Levellogger wirkt, setzt sich aus dem Druck der Wassersäule und dem Luftdruck über der Wassersäule zusammen. Damit der effektive Wassersäulendruck aus den Messungen extrahiert werden konnte, musste der Luftdruck der zeitlich synchronisierten Barometermessungen vom Gesamtdruck der Pegelmessungen subtrahiert werden. Die anschließende Umwandlung vom Wassersäulendruck in kPa auf den Wasserpegel in Meter erfolgte mit einem vom Hersteller definierten Umrechnungsfaktor von 0.1022. Somit entspricht der Druck von 1kPa einem Wasserpegel von 0.1022m (Solinst, 2012b). Die Dichteabnahme des Wassers mit der Höhe sowie auch die Dichteanomalie des Wassers aufgrund unterschiedlicher Wassertemperaturen des Bachwassers wurde an dieser Stelle vernachlässigt.

Da der Logger in die Gerinnesohle versenkt installiert war und der Sensor somit tiefer als die effektive Gerinnesohle lag, musste vom berechneten Wasserpegel zusätzlich die jeweilige Versenkungstiefe von der Gerinnesohle bis zum Loggerkopf abgezogen werden. Diese Tiefe wurde nach jeder Neuinstallation manuell gemessen. Vom Loggerkopf bis zum Sensor gibt der Hersteller einen Unterschied von 0.02 Metern an, welcher zusätzlich zur Versenkungstiefe aufaddiert wurde (vgl. Tabelle 3).

Tabelle 3: Versenkungstiefen des Levelloggers und die daraus resultierenden Sensortiefen.

Datum	Versenkungstiefe [cm]	Tiefe des Sensors [cm]
19.07.2012	0.7	2.7
08.08.2012	0.7	2.7
29.08.2012	0.9	2.9
18.09.2012	0.6	2.6
03.10.2012	0.7	2.7
18.10.2012	0.9	2.9

Durch Subtraktion der Sensortiefe vom gemessenen Wasserpegel resultierte der effektive Wasserpegel in Bezug auf die Gerinnesohle.

Die Messungen während der Loggerauslese und den dabei durchgeführten Kalibrierungsmessungen im Brunnentrog zeichneten ungültige Wasserpegel auf, da sich der Levellogger zu den besagten Zeitpunkten nicht am Messstandort befand. Die Kalibrationsmessungen wurden separat ausgelesen und anschliessend mit den ungültigen Messungen während der Zeitpunkte der Loggerauslese aus der Datenreihe gelöscht. Die Pegel sollten vor und nach der Loggerauslese konstant bleiben, respektive konstant zu- oder abnehmen. Abweichungen dieser Verläufe wurden falls nötig durch Interpolation manuell angepasst.

Ausreisser in der Datenreihe wurden mit einem statistischen Filter korrigiert. Dazu dienten die Standardabweichungen über die jeweils 30 Messwerte pro Stunde. Da die Loggerungenauigkeit vom Hersteller mit ± 0.01 Meter angegeben wird, wurde der Schwellenwert für maximale Standardabweichungen auf 0.01 Meter gesetzt. Bei Stunden, welche eine höhere Standardabweichung aufwiesen, konnten die grössten minimalen und maximalen Ausreisser durch Mittelwertbildung aus den zwei Nachbar-Messwerten korrigiert werden. Dieser Vorgang wurde iterativ wiederholt, bis die Standardabweichungen den Schwellenwert nicht mehr überschritten. Dadurch konnten die grössten Ausreisserwerte korrigiert und die Varianz von Messungen innerhalb jeweils einer Stunde verkleinert werden.

5.3.4 Manuelle Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren

Über den Zeitraum von Anfang Juli bis Mitte November wurden insgesamt 50 Messungen an 13 verschiedenen Tagen am Standort Galerie und 47 Messungen an 6 verschiedenen Tagen am Standort Sattel durchgeführt. Diese Abflussmessungen basierten auf dem Verdünnungsverfahren mittels Salztracer und schwallartiger Injektionsmethode, da dieses Verfahren für steile Bäche mit starker Turbulenz und unbekanntem Gerinnequerschnitt geeignet ist (Moore, 2005). Die Messungen erfolgten über mehrere Tage an verschiedenen Standorten, um unterschiedliche Durchflussmengen während unterschiedlichen Pegelständen zu erfassen. Diese Variabilität war notwendig, da die Abflussmessungen am Standort Galerie für die Datenauswertung nach der Beziehung zwischen Pegelhöhe und Abfluss als Kalibrierungsmessungen Verwendung fanden. Das Hauptziel der Messungen in den drei Hauptgerinnen am Standort Sattel war eine Analyse der gerinnespezifischen Abflussreaktion. Die Abflussmessungen Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] der drei Gerinne am Standort Sattel dienten durch Aufsummierung auch dem Vergleich und der Evaluierung der Abflussmessungen Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] beim Standort Galerie.

$$Q_{\text{Galerie}} = Q_{\text{innerer Graben}} + Q_{\text{mittlerer Graben}} + Q_{\text{äusserer Graben}} \quad (5.12)$$

5.3.5 Anwendung und Auswertung der Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren

Vorgängige Abflussabschätzungen am Standort Galerie zwischen 0.1 und 0.2 m³/s mit Hintergrundleitfähigkeiten zwischen 70 und 80 Mikrosiemens pro Zentimeter bestätigten die Eignung der Methode nach dem Verdünnungsverfahren (Moore, 2004). Dabei wurde ein bestimmtes Volumen an Salz in einem Eimer gelöst und schwallartig in das Gerinne gekippt. Mit Leitfähigkeitsmesssonden konnte die sich verändernde Leitfähigkeit des Wassers an einer Stelle stromabwärts registriert werden, welche eine Durchgangskurve (Konzentrationshydrograph) der Salzkonzentration über die Zeit beschreibt. Zur Messung der Leitfähigkeiten kamen Multimeter 3420 und Conductimeter 3310 der Firma WTW zur Anwendung, welche für die verwendeten Sonden einen Fehler von ±0.5% angeben. Durch Integration des Konzentrationshydrographen wurde der Abfluss anschliessend über einen Konzentrationsgradienten berechnet (Kilpatrick and Cobb, 1985; Gordon et al., 2004). Dazu wurde vor jeder Messung eine Wasserprobe an den jeweiligen Messstandorten entnommen und anschliessend im Labor ausgewertet. Um eine hohe Auflösung des Konzentrationshydrographen zu erzielen, wurde ein kurzes Messintervall von 1 Sekunde gewählt. Wegen der potentiellen Murganggefahr konnten diese Messungen aus Sicherheitsgründen nur bei trockenen Witterungsverhältnissen durchgeführt werden.

Die gemessenen Leitfähigkeiten während des Durchflusses des eingespeisten Salzes beschreiben eine Kurve. Anhand der Fläche unterhalb der Kurve kann der Abfluss Q [L s⁻¹] mittels eingegebener Salzmenge M [g] und des Integrals der Messwerte berechnet werden (Kilpatrick and Cobb, 1985).

$$Q = \frac{M}{\int_{t_0}^{t_1} (c - c_0) dt} \quad (5.13)$$

Q Abfluss [L s⁻¹]

M eingegebene Salzmenge [g]

t_0 Initialzeit der Messung [s]

t_1 Endzeit der Messung [s]

c Konzentration während des Salzdurchflusses [g L⁻¹]

c_0 Hintergrundkonzentration des Gerinnewassers [g L⁻¹]

Da die Messungen über kurze Zeiträume von 5 bis 15 Minuten erfolgten, konnte von einer annähernd konstanten Hintergrundkonzentration ausgegangen werden (Schmadel et al., 2010). Um die Leitfähigkeitsmessungen auf die in Formel 5.13 verwendeten Konzentrationen c und c_0 umzurechnen, mussten die Konzentrationsgradienten pro Messung ermittelt werden. Im Labor konnten zur Berechnung dieser Gradienten gesammelte Wasserproben zum jeweiligen

Messzeitpunkt verwendet werden. Dazu wurde einer Ausgangsmenge von 250 ml Probenwasser jeweils sechs bis acht Mal 0.5 ml 1%-ige Salzlösung zugegeben. Dieser Gradient beschrieb die Konzentrationsänderung pro exakt definierte Salzzugabe mit einer bestimmten Wassermenge (Konzentrationsänderung/Leitfähigkeitsänderung) und konnte als Kalibrationskoeffizient K [(g L⁻¹)/(μS cm⁻¹)] weiter verwendet werden. Durch Multiplikation des Integrals mit diesem Koeffizienten resultierte der effektive Abfluss.

$$Q = \frac{M}{K \int_{t_0}^{t_1} (L - L_0) dt} \quad (5.14)$$

Q Abfluss [L s⁻¹]

M eingegebene Salzmenge [g]

t₀ Initialzeit der Messung [s]

t₁ Endzeit der Messung [s]

L Leitfähigkeitsmessung während des Salzdurchflusses [μS cm⁻¹]

L₀ Hintergrundleitfähigkeit des Gerinnewassers [μS cm⁻¹]

K Kalibrationskoeffizient [(g L⁻¹)/(μS cm⁻¹)]

5.3.6 Abflussberechnung mit der Fließformel nach Manning

Da das Querprofil aufgrund der Vermessung der Gerinnegeometrie bekannt ist, konnten für jeden Pegelstand die Durchflussflächen A [m²] als Summe einzelner Trapezflächen und die benetzten Perimeter P [m] als Summe einzelner Dreieckslängen berechnet werden (Abbildung 15). Die Berechnung der hydraulischen Radien R [m] erfolgte durch Quotientenbildung von A über P (Gioia and Bombardelli, 2001).

$$A = \sum_{i=0}^n \frac{(y_i + y_{i+1})}{2} (x_{i+1} - x_i) \quad (5.15)$$

$$P = \sum_{i=0}^n \sqrt{(x_{i+1} - x_i)^2 + (y_{i+1} - y_i)^2} \quad (5.16)$$

$$R = \frac{A}{P} \quad (5.17)$$

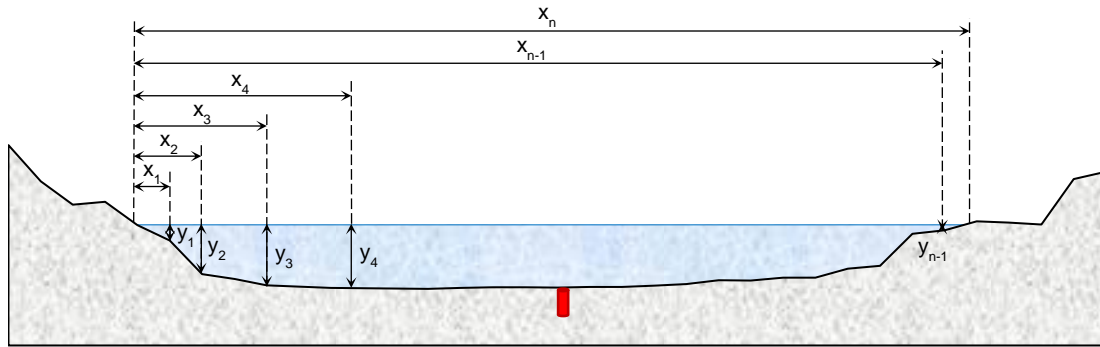


Abbildung 15: Aus den Horizontallängen x_i und den Pegelständen y_i für jeden Profilpunkt lassen sich für den jeweiligen Pegelstand die Durchflussfläche A (Trapezflächensumme gemäss Formel 5.15) und der benetzte Perimeter P (Dreieckslängensumme gemäss Formel 5.16) berechnen.

Zur Evaluierung der Pegelmessungen wurden die manuellen Durchflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren zu unterschiedlichen Pegelständen beigezogen, damit die Bezugskurve des Fliessverhaltens aus der Abfluss-Pegel-Beziehung gemäss Kapitel 2.3 hergeleitet werden konnte. Dazu mussten die Stundenmittel der Pegelmessungen zu denjenigen Zeitpunkten berechnet werden, an denen auch manuelle Abflussmessungen vorhanden waren. Diese gemessenen Abflussmengen Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] und die aus den Pegelmessungen berechneten Durchflussflächen A [m^2] und hydraulischen Radien R [m] konnten in die nach den Rauigkeitskoeffizienten n [$\text{m}^{-1/3} \text{s}$] umgeformte Fliessformel nach Manning eingesetzt werden. Aus der Vermessung des Längsprofils ist die Neigung S [-] des Gerinnes am Loggerstandort bekannt.

$$n = \frac{1}{Q} AR^{2/3} S^{1/2} \quad (5.18)$$

Dadurch konnte ein für das Gerinne am Messstandort typischer Rauigkeitskoeffizient extrahiert werden. Dieser Koeffizient wurde mit gerinnetypischen, geschätzten Rauigkeitskoeffizienten nach der Cowan's Methode (Formel 2.3) verglichen. Dieser Vergleich diente der Definition eines effektiven Rauigkeitskoeffizienten für die Abflussberechnung nach der Fliessformel 2.2. Zur Verifizierung der gemessenen Pegelstände wurden die Abflussberechnungen aus diesen Messungen mit den Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren zu gleichen Zeitpunkten verglichen. Unter der Annahme, dass die Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren die korrekten Abflussmengen widerspiegeln, konnten die gemessenen Pegelstände aus diesem Vergleich korrigiert werden. Als Korrekturfaktor diente die Differenz zwischen gemessenen Pegelständen und der anhand gemessener Abflüsse berechneten Pegelständen. Diese Korrekturfaktoren wurden auf ein lineares Interpolationsverfahren angewendet und mit einer qualitativen Beurteilung mittels Fotovergleichen validiert. Daraus resultierte eine korrigierte Pegelstandzeitreihe, welche zu den Zeitpunkten, an denen manuelle Abflussmessungen vorhanden waren, mit den als korrekt angenommenen Abflussmengen aus den Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren übereinstimmten.

Lineares Interpolationsverfahren: Die gesamte Messreihe wurde jeweils zwischen zwei Messserien der Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren linear interpoliert. Dazu mussten die Differenzen der Korrekturwerte zwischen zwei Messserien in einem ersten Schritt durch die Anzahl Pegelmessungen geteilt werden. In einem zweiten Schritt wurden die Korrekturwerte aus Schritt 1 pro Pegelmessung iterativ aufsummiert.

Qualitative Validierung: Aufgrund sich ändernder Faktoren beim Loggerstandort (Geschiebetransport, verändertes Fliessverhalten) konnte das lineare Interpolationsverfahren anhand Fotovergleichen des Fliesszustandes im Hauptgerinne vom Kamerastandort Sattel aus, validiert werden. Dies ermöglichte, die Pegelmessungen aus der linearen Interpolation zu bestimmten Zeitpunkten aufgrund einer qualitativen Beurteilung zusätzlich manuell anzupassen. Die Umsetzung des in diesem Kapitel beschriebenen methodischen Vorgehens zur Abflussberechnung wird zum besseren Verständnis in Kapitel 6.2.3 anhand der Resultate nochmals aufgegriffen.

5.4 Anwendung des hydrologischen HBV-Modells

5.4.1 Prozesse und Inputparameter

Zur hydrologischen Modellierung des Abflussregimes im Spreitgraben wurde das HBV-Modell angewendet. Der Modellinput basierte auf Zeitreihen von Niederschlag, Temperatur und Abflussmessungen sowie auf monatlich abgeschätzten, potentiellen Evaporationsraten. Für das Zeitintervall Δt der Modellierungen wurden Stunden gewählt. Der Dateninput konnte aus den resultierenden Stundenmittel der Temperatur und Stundensummen des Niederschlags gemäss Vorgehen aus Kapitel 5.2 für die definierte Station Zentrum entnommen werden. Die Abflussdaten wurden durch das Verfahren aus Kapitel 5.3 für die Saison 2012 von Mitte Juli bis Mitte November generiert.

Für die Abschätzung der potentiellen Evaporation existieren viele verschiedene Methoden. Dabei zeigten simple Ansätze auf Temperaturbasis gemäss der Studie von Oudin et al., (2005) gleichwertige Resultate wie komplexere Ansätze nach der Penman-Gleichung. Für die Modellierungen im Spreitgraben wurde die potentielle Evaporation nach dem Ansatz von McGuinness-Bordne (Formel 5.19) abgeschätzt, welcher für Niederschlags-Abfluss-Modelle mit Tagesdurchschnittswerten ohne Effizienzverlust verwendet werden kann (McGuinness and Bordne, 1972; Oudin et al., 2005). Aus dieser empirischen Abschätzung als Funktion von der Tagesmitteltemperatur T_a [°C] aus der gesamten Zeitreihe der Temperaturdaten (Kapitel 5.2.1) und der extraterrestrischen Strahlung in Abhängigkeit der geographischen Breite R_e [$\text{MJ m}^{-2} \text{min}^{-1}$] wurden unter Verwendung der latenten Verdampfungswärme λ [$=2.26 \text{ MJ kg}^{-1}$] und der

Dichte von Wasser ρ [=1000 kg L⁻¹] monatlich gemittelte Evaporationsraten PE [mm h⁻¹] für den Spreitgraben berechnet.

$$PE = \frac{R_e}{\lambda\rho} \frac{T_a + 5}{81} 1000 \quad (5.19)$$

Das Modell arbeitet grundsätzlich mit vier übergeordneten Prozessen, welche den simulierten Abfluss steuern und folgend gemäss Bergström (1992), Bergström (1995), Lindström et al. (1997), Seibert and Vis (2010) und Seibert and Vis (2012) erklärt werden (Abbildung 16).

Snow Routine

Der Prozess der Schneedeckensimulation aus Niederschlags- und Temperaturdaten wurde bereits in Kapitel 5.2.3 erklärt. Sowohl der Niederschlag auf schneefreien Boden als auch durch die Schneedecke perkolierendes Niederschlagswasser und das Schmelzwasser aus der Schneedecke werden dem Boden zugeführt.

Soil Routine

Dem Boden zugeführtes Niederschlags- und Schmelzwasser verdunstet entweder durch Evaporation, fliesst der Grundwasserneubildung zu oder steuert direkt zum Abfluss bei. Die aktuelle Evaporation wird aus den potentiell abgeschätzten Evaporationsraten (Formel 5.19) in Abhängigkeit des Wassergehalts im Boden, der maximalen Wasserspeicherkapazität des Bodens FC und einem Schwellenwert der Bodenfeuchte LP , wo die aktuelle Evaporation die potentielle Evaporation erreicht, berechnet. Die Grundwasserneubildung wird durch den Wasserinput (Niederschlag und Schmelzwasser), den Wassergehalt im Boden und die maximale Wasserspeicherkapazität des Bodens FC gesteuert. Dabei definiert der Faktor β den relativen Abflussbeitrag aus Niederschlags- und Schmelzwasser.

Response Function

Die Prozesse im Grundwasser können über zwei oder drei Grundwasserboxen simuliert werden. Dabei wird die untere Grundwasserbox durch die Perkulationsrate $PERC$ aus der oberen Grundwasserbox gespeist. Über zwei Abflussgleichungen werden die Abflüsse Q_1 und Q_2 aus den beiden Grundwasserboxen aufsummiert. Dabei werden Rezessionskoeffizienten K_1 und K_2 mit den Wassergehalten SUZ und SLZ der jeweiligen Grundwasserbox multipliziert. Der Faktor α bewirkt einen nicht linearen Abfluss aus der oberen Grundwasserbox.

Routing Routine

Der Abfluss aus dem Grundwasser wird über die Transformation durch eine triangulär gewichtete Funktion berechnet, welche den effektiv simulierten Abfluss dem Ausflusspunkt aus dem Einzugsgebiet zuführt. Diese Transformation $MAXBAS$ bezieht sich auf die Zeitdauer von zunehmenden Abflüssen bis zum Wiedererreichen der Basisabflüsse.

Die Formeln mit weiteren Erläuterungen zur Berechnung der jeweiligen Routinen können aus der HBV-Software direkt (Seibert and Vis, 2010) oder aus einer publizierten, genauen Modellbeschreibung des HBV-Modells durch Seibert and Vis (2012) entnommen werden.

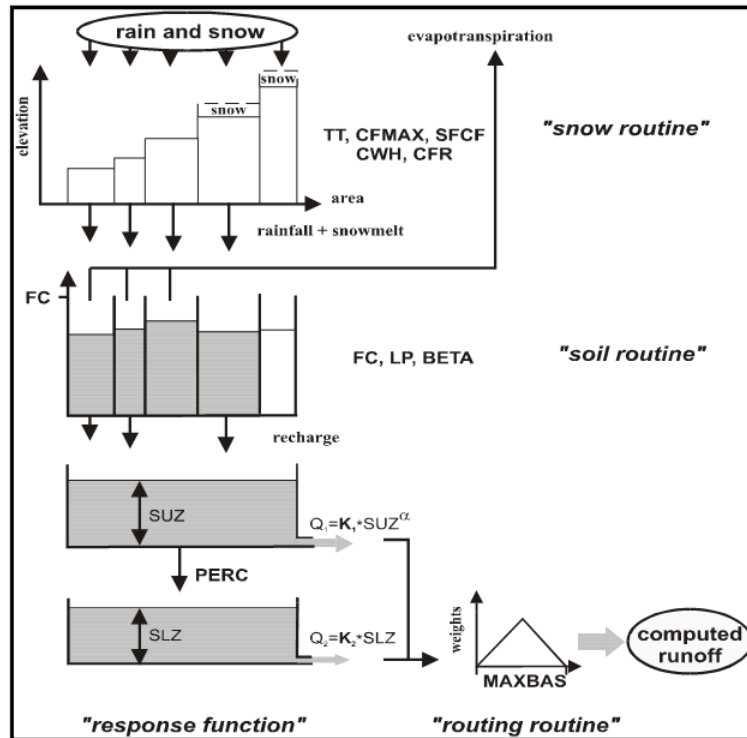


Abbildung 16: Modifizierte Darstellung der HBV-Modellstruktur nach Bergström (1992), Bergström (1995), Lindström et al. (1997) und Seibert and Vis (2012). Aus (Seibert and Vis, 2010).

5.4.2 Modelleinstellungen für den Spreitgraben

Das gesamte Einzugsgebiet wurde in 20 Höhenstufen mit 100 Meter Abstufung aus dem DHM25 gemäss Kapitel 5.1 teilgegliedert. Dabei konnte jeder Höhenstufe ein prozentualer Anteil an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes zugeordnet werden. Um die Höhenabhängigkeit von den Temperatur- und Niederschlagswerten der Station Zentrum unter Einbezug der genannten Höhenabstufung im Modell zu berechnen, wurden die gemittelten Temperaturgradienten [$^{\circ}\text{C } 100\text{m}^{-1}$] und Niederschlagsgradienten [$\% 100\text{m}^{-1}$] in das Modell implementiert. Bei den Modelleinstellungen wurden wie in Abbildung 16 zwei Grundwasserboxen verwendet, da im Einzugsgebiet gemäss der Gebietsbeschreibung in Kapitel 3.4 viel Fels und nur gering entwickelter Boden vorhanden sind.

5.4.3 Modellkalibrierung und Simulation

Zur Kalibrierungszeit diente der Zeitraum der permanenten Abflussmessungen mit einer vorgängigen Initialisierungsperiode des Modells von einem Jahr. Dies ermöglichte die Simulation der gesamten Schneedecke und einer angemessenen Vorfeuchte im Gebiet vor dem Kalibrierungsstart. Mit dem Vorwissen über die Bedingungen im Einzugsgebiet aus Kapitel 3 wurden die einzelnen Parameter durch systematisches Ausprobieren (Trial-and-Error-Methode) verändert (Bergström, 1992) und damit die Anpassung der simulierten Abflusskurve an die gemessene Abflusskurve verbessert. Die manuellen Parameterveränderungen konnten durch visuelle Anpassung der beiden Abflusskurven und statistisch durch eine Anpassungsfunktion (Goodness of fit function) im HBV-Modell nach der Nash-Sutcliffe-Effizienz überprüft werden. Diese Modelleffizienz R_{eff} wird aufgrund der aufsummierten, quadratischen Differenz von gemessenen Abflüssen Q_{obs} [mm h⁻¹] und simulierten Abflüssen Q_{sim} [mm h⁻¹] berechnet, welche durch die Varianz der Beobachtungswerte (aufsummierte, quadratische Differenz zwischen gemessenen Abflüssen Q_{obs} [mm h⁻¹] und dem mittleren, gemessenen Abfluss $\overline{Q_{obs}}$ [mm h⁻¹]) normalisiert werden (Nash and Sutcliffe, 1970; Krause et al., 2005).

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (5.20)$$

R_{eff} –Werte von 1 entsprechen einer perfekten Anpassung des simulierten Abflusses am gemessenen Abfluss (Zähler = 0). Bei negativen Effizienzwerten würde durch den mittleren, gemessenen Abfluss eine bessere Anpassung als durch die simulierten Abflüsse erreicht werden (Krause et al., 2005). Die Feinabstimmung für eine optimierte Parameterkombination als globales Optimum erfolgte anschliessend mit einem automatisierten, genetischen Kalibrierungsalgorithmus im HBV-Modell (GAP-Optimierung). Dabei werden Populationen von zufällig ausgewählten Parameterkombinationen, welche durch die manuellen Voreinstellungen eingegrenzt wurden, mit optimaler Effizienz berechnet. Die Berechnung erfolgte iterativ durch Beibehalten von bestmöglichen Kombinationen und Verwerfen von Kombinationen mit geringer Effizienz (Cheng et al., 2002; Cheng et al., 2006; Seibert and Vis, 2010). Im Vorliegenden Fall wurden 10'000 Iterationen gewählt. Da die Abflussmessungen im Spreitgraben nur über eine kurze Zeitperiode in der Saison 2012 stattfanden, konnte keine unabhängige Zeitperiode zur Modellvalidierung mit den kalibrierten Parametern beigezogen werden. Anhand der optimierten Parameterkombination wurde die Abflusskurve der vergangenen Saison 2011 mit einer Initialisierungsperiode von einem Jahr simuliert. Für die Saison 2010 wären die Messdaten von Temperatur und Niederschlag zwar vorhanden, eine Initialisierungsperiode war jedoch aufgrund fehlender Daten in der Vergangenheit nicht möglich. Weiter in der Vergangenheit zurückliegende Saisons konnten ebenfalls aufgrund fehlender Messdaten aus vorgängigen Jahren nicht simuliert werden. Somit wurden die Simulationen für die beiden Saisons 2011 und 2012 gemacht.

5.5 Analyse vergangener Murgangereignisse

Die Murgangereignisse während der Saisons 2010 und 2011 wurden aufgrund der vorherrschenden Temperatur-, Niederschlags- und Schneedeckenverhältnisse analysiert und aus dieser Analyse potentielle Murgangefahren während der Saison 2012 (Abbildung 29) extrahiert. Zusätzlich konnten auch die Reaktionszeiten der Maximalabflüsse auf die Niederschlagsereignisse aus den gemessenen und simulierten Abflüssen in diese Analyse miteinbezogen werden. Die Saison 2009 wurde aufgrund der fehlenden Messdaten nicht untersucht.

Aus den Niederschlagsdaten wurden die Vorfeuchten durch Niederschlagssummen der dem jeweiligen Ereigniszeitpunkt vorausgegangenen 7 Tage und die Niederschlagsdauer vom Niederschlagsbeginn bis zum jeweiligen Ereigniszeitpunkt berechnet. Zudem konnten die Zeitpunkte und Mengen der maximalen Niederschlagssummen und Niederschlagsintensitäten pro Stunde extrahiert werden. Zur Berechnung der Niederschlagsintensitäten kamen die Messungen der Stationen Tal, Birgli und Ritzli zur Verwendung, da die Niederschlagssummen im 5-Minuten-Intervall vorhanden waren und daraus die Intensitäten auf eine Stunde hochgerechnet werden konnten. Zusätzlich wurden die allgemeinen Grenzwerte von Niederschlagsintensitäten für inneralpine Zonen in Bezug auf die Niederschlagsdauer nach der empirischen Formel gemäss Zimmermann et al. (1997) aus Kapitel 2.5 (Formel 2.6) berechnet.

Die Mengen und Zeitpunkte der maximalen Abflüsse konnten für die Saison 2012 aus den gemessenen Abflusswerten und für die Saison 2011 aus den simulierten Abflusswerten entnommen und im Kontext der zeitlichen Verzögerung mit Bezug auf Niederschlagsbeginn, maximale Niederschlagssummen und maximale Niederschlagsintensitäten pro Stunde betrachtet werden.

Zur Analyse der Temperaturen dienten die Temperaturmittelwerte der dem jeweiligen Ereignis vorausgegangenen fünf Tage und der aktuellen Temperatur während dem Ereignis. Aus den simulierten Wasseräquivalenten der Schneedecke (vgl. Kapitel 5.2.3) über das gesamte Einzugsgebiet betrachtet, konnten auch die Schneesverhältnisse während der vergangenen Ereignisse oder potentiellen Murgangefahren analysiert werden.

6 Resultate

6.1 Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im Spreitgraben von Juni 2010 bis Dezember 2012

Der Temperaturverlauf der Station Zentrum wurde aus den Temperaturmessungen der einzelnen Stationen mit den Gewichtungsfaktoren w_i aus den Thiessen-Polygonen und den berechneten Temperaturgradienten Γ_T berechnet. Temperaturmessungen der Stationen Tal, Birgli und Ritzli sind seit Juni 2011 vorhanden, mit einem Unterbruch während den Wintermonaten Dezember 2011 bis März 2012. Die Station Sattel lieferte Messwerte von Mitte Juni 2012 bis Anfang November 2012, während von der Station Guttannen Werte von Anfang Juni 2010 bis Ende Dezember 2012 vorhanden sind.

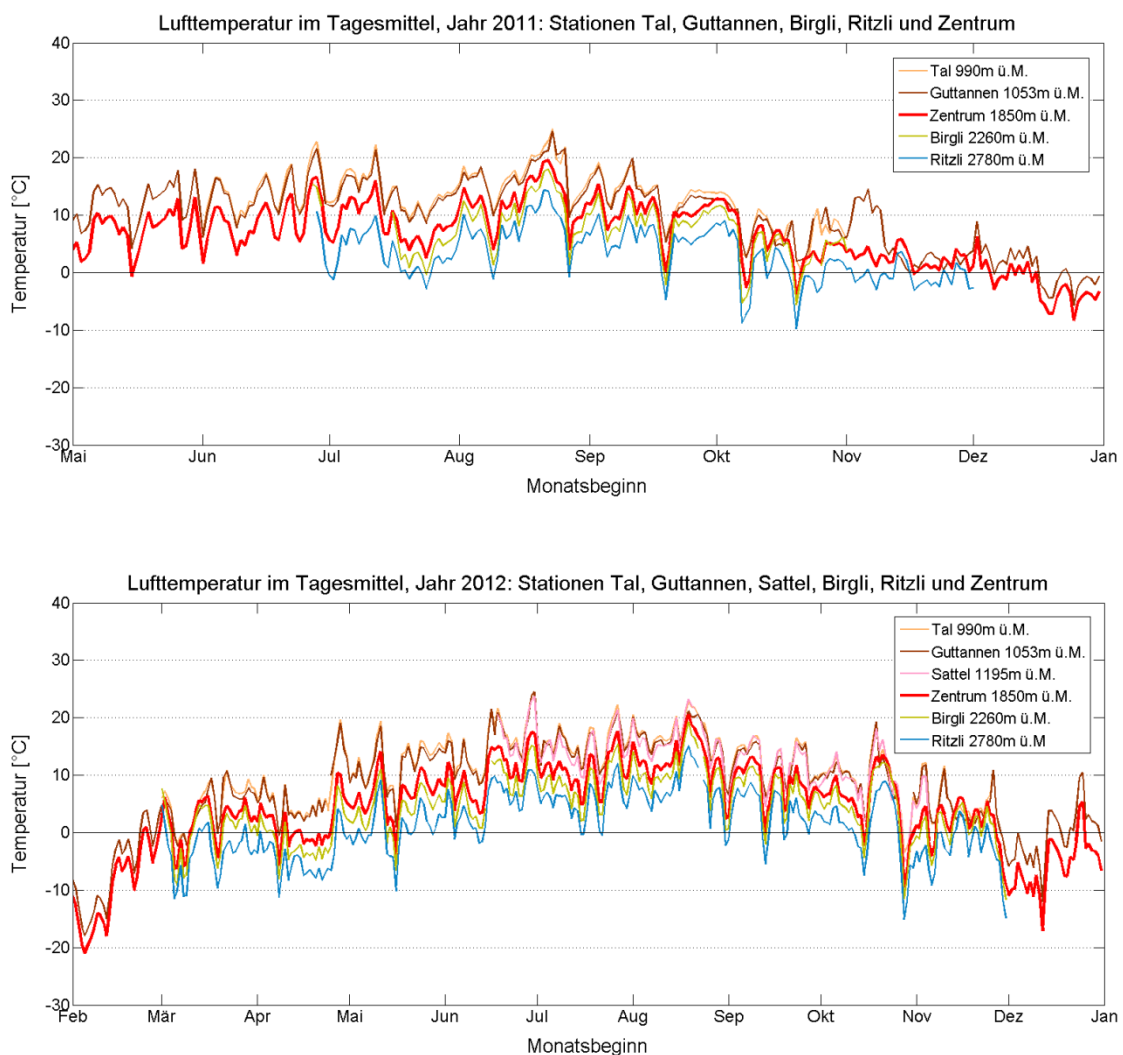


Abbildung 17: Lufttemperaturmessungen der Stationen Tal, Guttannen, Sattel, Birgli und Ritzli für den Zeitraum von Anfang Mai 2011 bis Ende Dezember 2012 und dem daraus berechneten Temperaturverlauf für die Station Zentrum.

Im Vergleich der verschiedenen Temperaturverläufe ist die Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe in Abbildung 17 deutlich erkennbar. Der Temperaturverlauf der Station Zentrum liegt ziemlich konstant zwischen den Temperaturverläufen des höchsten Punktes (Ritzli) und der tiefsten Punkte (Tal und Guttannen). Eine markante Ausnahme liegt Anfang November 2011 vor, wo die Station Guttannen speziell hohe Temperaturwerte verzeichnete. Diese Ausnahme zeigt klar auf, dass der Einfluss der Station Guttannen aufgrund der grösseren Entfernung vom Einzugsgebiet geringer ist, was durch die räumliche Interpolation mittels Thiessen-Polygonen beachtet wird. Die Temperaturunterschiede während den Frühlings- und Sommermonaten sind grösser als während den Wintermonaten. Diese saisonale Variation wird durch die monatlich berechneten Temperaturgradienten in Tabelle 4 und Abbildung 18 verdeutlicht.

Tabelle 4: Monatlich berechnete Temperaturgradienten und gemittelter, jährlicher Durchschnittswert aus den Temperaturmessungen aller Stationen.

Monat	Temp.gradient [°C/100m]
Januar	0.38
Februar	0.39
März	0.41
April	0.60
Mai	0.63
Juni	0.59
Juli	0.59
August	0.52
September	0.46
Oktober	0.42
November	0.35
Dezember	0.36
Jahresmittelwert	0.47

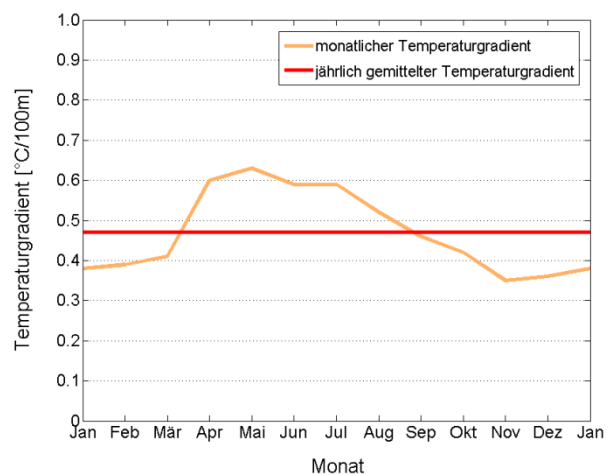


Abbildung 18: Graphische Darstellung der Temperaturgradienten aus Tabelle 4.

Die Temperaturgradienten zeigen höhere Werte für die Frühlings- und Sommermonate und tiefere für die Herbst- und Wintermonate. Diese Variation floss in die Berechnung der Temperaturwerte für die Station Zentrum mit ein, da sie für jeden einzelnen Monat mit dem jeweiligen Gradienten durchgeführt wurde. Für die Monate Dezember bis Februar waren nur Messungen von der Station Guttannen vorhanden, weshalb diese Temperaturgradienten aus den Gradientberechnungen zwischen der Station Guttannen und den Stationen Tal, Birgli und Ritzli aus den beiden Monaten November und März interpoliert wurden. Aus den monatlichen Temperaturgradienten resultierte ein mittlerer, jährlicher Temperaturgradient von 0.47°C Temperaturabnahme pro 100m Höhenzunahme.

Die Berechnung des Gebietsniederschlags erfolgte durch gewichteten Einfluss der verwendeten Stationen. Über den Zeitraum von Juni 2010 bis Mai 2011 und von November 2011 bis April 2012 war ein Niederschlagsgradient notwendig, da nur die Station Guttannen Messwerte lieferte. Dasselbe traf für die Station Tal im Juni 2011 zu, obwohl dann auch Niederschlagsmessungen der Station Guttannen vorhanden waren, welche jedoch gemäss Thiessen-Polygonen das Einzugsgebiet nicht tangierten. Diese Niederschlagsgradienten wurden aus den monatlich berechneten Gradienten zwischen der Station Tal, respektive Guttannen, und dem anhand Gewichtung berechneten Gebietsniederschlag auf einen durchschnittlichen Jahresgradienten gemittelt. Dabei resultierten für die beiden Stationen ziemlich unterschiedliche Niederschlagsgradienten. Die Messwerte der Station Guttannen wurden mit einer Niederschlagszunahme von 12% pro 100 Meter Höhenzunahme auf die Station Zentrum hochgerechnet, während die Niederschlagszunahme für Messwerte der Station Tal mit 5% deutlich geringer ausfiel. Diese Unterschiede kamen zustande, da die Station Tal im Vergleich mit der Station Guttannen über die ganze Zeit konstant höhere, monatliche Niederschlagssummen aufzeichnete. Die monatlichen Niederschlagssummen von allen verwendeten Stationen sind in Abbildung 19 dargestellt.

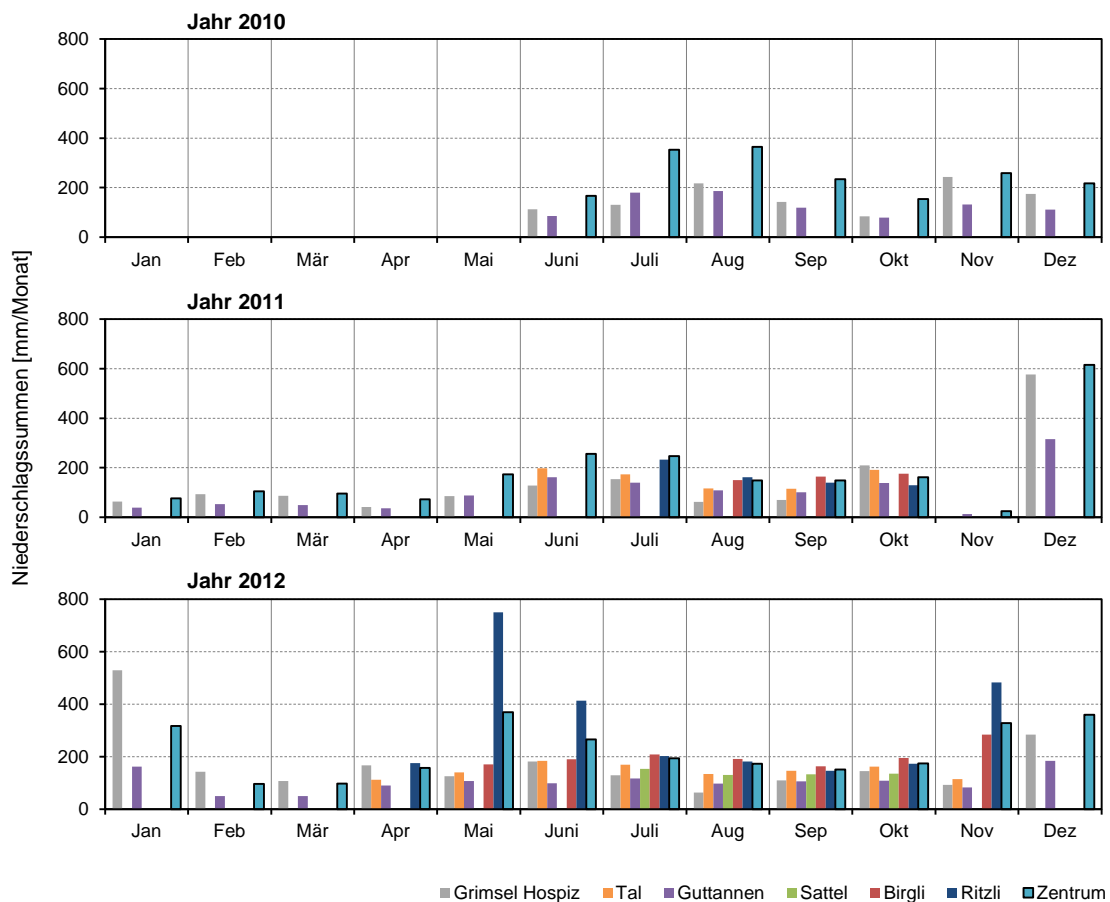


Abbildung 19: Monatliche Niederschlagssummen von allen Messstationen im, respektive grenznah des Spreitgrabens der Jahre 2010 bis 2012.

Allgemein ist ersichtlich, dass die monatlichen Niederschlagssummen im Einzugsgebiet grösser sind als bei der Station Grimsel Hospiz. In der ersten Hälfte der betrachteten Zeitreihe bis Mai 2011 und im Winter 2011/2012 wurde der Gebietsniederschlag wie erwähnt nur von der Station Guttannen abgeleitet. Die Messwerte der Station Ritzli im März 2012 und der Station Birgli im März und April 2012 wurden nicht verwendet, da sie im Vergleich mit den anderen Stationen immens hohe Niederschlagssummen verzeichneten und daher ein Messfehler vermutet wurde. Grundsätzlich zeigt das Verteilungsmuster der Niederschläge ziemlich regelmässige Niederschlagszunahmen mit der Höhe auf. In den Monaten Mai, Juni und November 2012 sind die grössten Variabilitäten ersichtlich, welche vor allem durch grosse Niederschlagsmengen in den Gipfelbereichen Birgli und Ritzli entstanden. Durch den gewichteten Einfluss der einzelnen Stationen wirken sich diese grossen Niederschlagsmengen auch auf die Station Zentrum aus. Im Folgenden werden in Abbildung 20 die resultierenden Zeitreihen der Temperatur- und Niederschlagsberechnung für die Station Zentrum dargestellt, welche als Inputdaten für das HBV-Modell verwendet wurden. Aus diesen beiden Inputparametern ist zudem die Schneedeckensimulation, welche gemäss Kapitel 5.2.3 im HBV-Modell berechnet wurde, dargestellt.

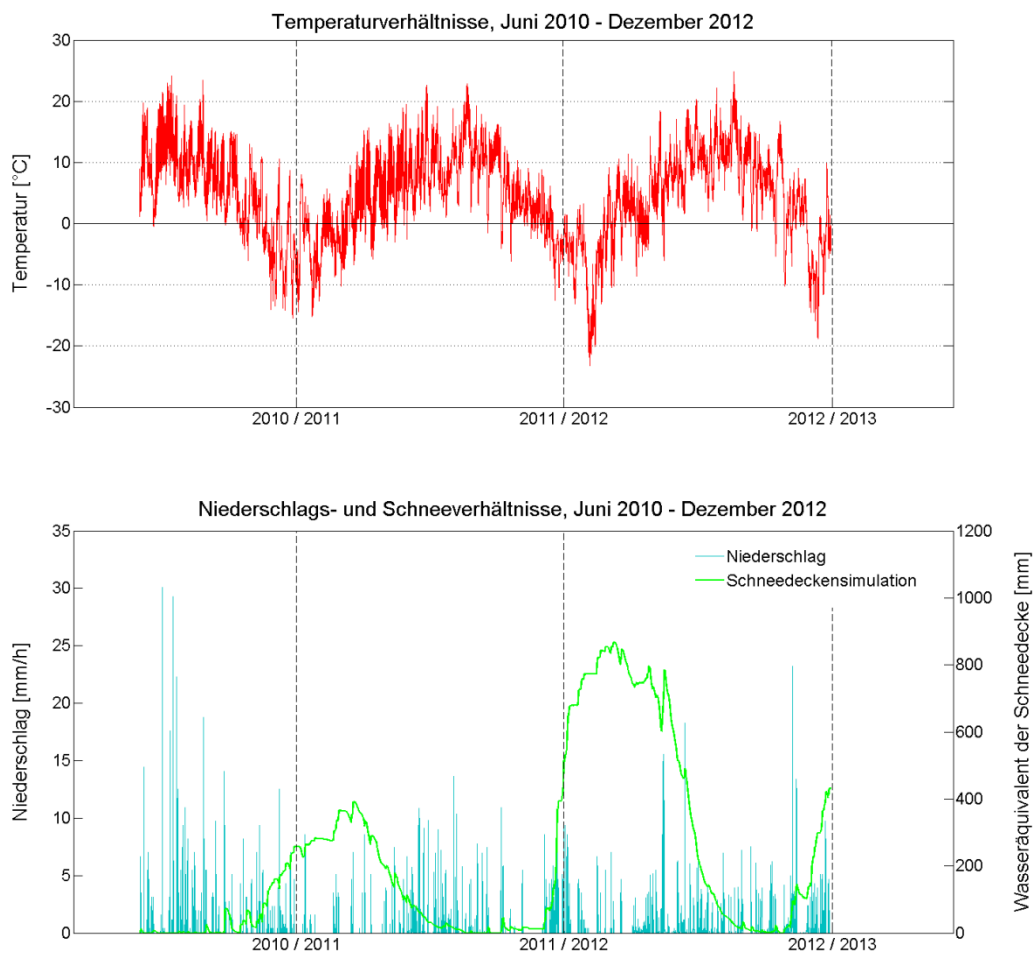


Abbildung 20: Temperatur-, Niederschlags- und Schneeverhältnisse im Einzugsgebiet des Spreitgrabens von Juni 2010 bis Dezember 2012. Die Temperatur- und Niederschlagskurven beziehen sich spezifisch auf den Standort der Station Zentrum, während die Schneedeckensimulation das jeweilige Wasseräquivalent der gesamten, im Einzugsgebiet

Die Temperaturkurve beim Standort der Station Zentrum zeigt über die gesamte Zeitreihe hinweg einen typischen Jahresverlauf mit tiefen Temperaturen im Winter und hohen Temperaturen im Sommer auf. Jeweils Mitte August wurden die höchsten Temperaturen und im Dezember und Januar die tiefsten Temperaturen registriert. Auffallend sind zwei starke Temperaturstürze im Juni 2010 und Ende Juli 2011. Auch im Februar 2012 und Dezember 2012 wurden markant tiefe Temperaturen gemessen. Zudem sind von Dezember 2010 bis Januar 2011 starke Temperaturschwankungen ersichtlich, wobei vor allem die Ausschläge aufgrund hoher Temperaturen aussergewöhnlich sind.

Bei den Niederschlägen ist das Verteilungsmuster über das Jahr hinweg nicht so deutlich, was auch aus Abbildung 19 ersichtlich ist. Grundsätzlich ist über den betrachteten Zeitraum hinweg während den Sommermonaten am meisten Niederschlag gefallen, wobei vor allem der Sommer 2010 viel Niederschlag mit hohen Intensitäten brachte. Die Jahresniederschlags-summen bei der Station Zentrum lagen im Jahr 2011 bei 2127 mm und im Jahr 2012 bei 2678 mm. Diese höheren Summen für das Jahr 2012 sind in Abbildung 20 erkennbar. Im Sommer 2011 gab es ebenfalls viele Niederschlagsereignisse, allerdings mit geringeren Intensitäten als im Vorjahr. Der Sommer 2012 verlief im Vergleich zu den beiden vorgängigen Sommersaisons trockener, jedoch mit zwei intensiven Niederschlagsereignissen zu Saisonbeginn. Für die Herbstsaison ist kein deutliches Muster erkennbar. Der Herbst im Jahre 2010 war mässig niederschlagsreich und im Jahre 2011 sogar sehr trocken. Im 2012 verlief er ähnlich wie 2010, allerdings von einem starken Niederschlagsereignis im November geprägt. Die Wintermonate verliefen vor allem im Januar und Februar trocken, im Dezember jedoch ziemlich niederschlagsreich. Dies trifft insbesondere auf die beiden Dezember 2011 und 2012 zu. Die beiden Frühjahre 2011 und 2012 verliefen ähnlich mit mässigen Niederschlagsmengen und –intensitäten.

Die Schneedecke war im Winter 2011/2012 deutlich mächtiger als im Winter 2010/2011, obwohl der Schneefall im Jahre 2010 früher einsetzte als im Jahre 2011. Im Unterschied zum Spätherbst 2010 mit den früheren Schneefällen brachte der Dezember 2012 jedoch innerhalb kurzer Zeit grosse Schneemassen. Dies ist auf den Temperatursturz in Kombination mit starken Niederschlägen im Dezember 2011 zurückzuführen. Während der Wintermonate wurden im Jahre 2012 zudem kühlere Temperaturen und geringfügig mehr Niederschlag verzeichnet. Die Temperaturentwicklung der beiden Frühjahre 2011 und 2012 zeigten ähnliche Verläufe. Aufgrund der mächtigeren Schneedecke im Frühling 2012 verschob sich der Ausaperungsprozess zeitlich stärker in den Sommer hinein als im Vorjahr. Da die Schneemengeverteilung durch Lawinen nicht simuliert werden konnte, wurde für die Berechnungen eine tiefe Schmelzrate gewählt. Daraus resultierte zwar eine Überschätzung der Schneedecke im Frühjahr, jedoch eine plausibel abschätzbare Menge des verdichteten und damit länger liegen bleibenden Lawinenschnees bei den Kegelhälsen im Hochsommer.

6.2 Das Abflussregime im Spreitgraben während der Murgangssaison 2012

Im folgenden Abschnitt wird das Abflussverhalten im Spreitgraben von Juli bis November 2012 aufgezeigt und die Genauigkeiten der Messmethoden durch Sensitivitätsanalysen jeweils evaluiert. Anhand der erhobenen Daten aus den manuellen Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren konnte das Abflussregime bezüglich der Menge zu unterschiedlichen Zeitpunkten grob abgeschätzt und ein Anhaltspunkt über die gerinnespezifischen Abflüsse gewonnen werden. Zudem dienten die Messungen am Standort Galerie als Kalibrierungsmessungen für die nach Kapitel 5.3.6 berechneten Abflussmengen aus den Wasserpegelmessungen.

6.2.1 Sensitivitätsanalyse der Messmethode nach dem Verdünnungsverfahren

Diese Abflussmessmethode hat den Vorteil, dass sie einfach anwendbar ist, jedoch können diverse Messfehler auftreten. Aus früheren Studien werden als dominierende Fehlerursachen die einzuspeisende Tracermenge, eine unvollständige Durchmischung des Wassers mit dem Tracer bis zum Messstandort, Instrumentenfehler und Störungen in der Hintergrundkonzentration erwähnt (Rieckermann et al., 2005; Schmadel et al., 2010). In langsam fließenden Gerinnen oder solchen mit sehr geringer Wassermenge kann zusätzlich die Problematik von zunehmenden Speicherelementen wie Tümpel auftreten, worin der Tracer über die Messdauer hinaus verweilt und somit die Durchgangskurve verfälscht (Hamilton, 2008). Die Durchmischung über die Strecke war aufgrund der gewählten Standorte sehr gut, da es sich um turbulente Gebirgsgerinne handelt. Zudem wurde die Streckenlänge nach Day (1976) gewählt, worin die optimale Länge zur vollständigen Durchmischung mit dem Faktor 25 der mittleren Gerinnebreite empfohlen wird. Der Einfluss vom Verweilen des Tracers in Speicherelementen konnte ebenfalls durch die Standortwahl minimiert werden.

Aus drei verschiedenen Studien mit Unsicherheitsanalysen der Verdünnungsmethode konnten Minimal- und Maximalabweichungen sowie mittlere Fehler evaluiert werden (vgl. Tabelle 5). Day (1976) untersuchte in einer breit angelegten Studie mit über 400 Tracerversuchen während unterschiedlicher Abflussbedingungen die Genauigkeit verschiedener Faktoren aufgrund voraussichtlicher Fehler. Dabei wurden bei vier, für Abflussmessungen relevante, hydraulischen Variablen Medianwerte der Fehler zwischen 4.7% und 7.3%, maximale Abweichungen jedoch bis zu 20.9% berechnet. Eine Studie von Butterworth et al. (2000) verglich Resultate der Verdünnungsmethode mit Abflussmessungen anhand Wehranlagen und konnte maximale Abweichungen von 15.4% und mittlere Abweichungen zwischen -3.1% und +5.6% aufzeigen. Einen anderen Ansatz wählten Schmadel et al. (2010), indem sie Unsicherheiten in der Datenerfassung sowie in der unvollständigen Tracerdurchmischung bei der Anwendung des

Verdünnungsverfahrens aufgrund von Abflussvarianzen abschätzten. Aus dieser Studie resultierte ein mittlerer Fehler von $\pm 8.4\%$ auf das entsprechende Untersuchungsgebiet bezogen.

Tabelle 5: Resultate von Unsicherheiten bei der Abflussmessung nach dem Verdünnungsverfahren aus den drei Studien mit Unsicherheitsanalysen von Butterworth et al. (2000), Day (1976) und Schmadel et al. (2010)

Studie	Fehler (Median/Mittelwert) [%]	Max. Fehler/Abweichung [%]
Day (1976)	± 4.7 bis ± 7.3	± 20.9
Butterworth et al. (2000)	- 3.1 bis + 5.6	± 15.4
Schmadel et al. (2010)	± 8.4	-

Während den Messreihen im Spreitgraben wurden zeitlich kurz aufeinanderfolgende oder zeitlich synchrone Abflussmessungen mit der Verdünnungsmethode gemacht, um Unsicherheiten und Messfehler der eigenen Messungen stichprobenartig zu analysieren (vgl. Tabelle 6). Diese synchronen Messungen wurden hauptsächlich am Standort Galerie mit einer Ausnahme am 17.10.2012 vorgenommen. Zu diesem Zeitpunkt erfolgte die synchrone Messung im inneren Graben, weshalb auch die Abflussmengen viel geringer sind.

Tabelle 6: Abweichungen von jeweils zwei, zeitlich kurz aufeinanderfolgenden oder zeitlich absolut synchroner Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren am Standort Galerie und am 17.10.2012 am Standort innerer Graben.

Datum	Zeit	1. Messung [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	2. Messung [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	Δ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	Δ [%]
Messungen zeitl. verschoben, Tracermenge am 11.09.2012 variiert [0.5kg / 0.25kg],					
29.08.2012	12:17 / 12:26	0.0971	0.0993	0.0022	2.2
11.09.2012	18:15 / 19:00	0.1309	0.1296	0.0013	1.0
17.10.2012	12:07 / 12:24	0.0107	0.0101	0.0006	5.6
Messungen zeitl. synchron					
10.07.2012	09:52	0.3741	0.3650	0.0091	2.5
01.10.2012	23:51	0.1167	0.1221	0.0054	4.5
02.10.2012	08:10	0.1110	0.1119	0.0009	0.8
02.10.2012	14:32	0.1101	0.1132	0.0031	2.8
02.10.2012	21:47	0.1074	0.1089	0.0015	1.4
03.10.2012	09:14	0.1032	0.1040	0.0008	0.8
03.10.2012	11:52	0.1057	0.1039	0.0018	1.8

Absolute Abweichungen zwischen jeweils zwei Messungen variierten zwischen 0.8 und 5.6% mit einer mittleren Differenz von 2.3% und einem Medianwert von 2.0%. Diese Abweichungen sind deutlich geringer als diejenigen aus den Studien, was natürlich auf die unterschiedliche

Analyse zurückzuführen ist. Während die Studien die Sensitivität der gesamten Methode untersuchten, zeigt diese Analyse lediglich die absoluten Differenzen zwischen zwei Messungen auf. Somit kann nur eine relative Messungsgenauigkeit betrachtet werden und nicht die absolute Messungsgenauigkeit der gesamten Methode. Aufgrund dieser Sensitivitätsanalyse kann unter angemessenen Bedingungen und richtig gewählten Messstandorten eine Präzision von $\pm 5\%$ mit dieser Methode erreicht werden (Day, 1976; Moore, 2005). Wie aus Tabelle 5 ersichtlich ist, können jedoch Messfehler zu wesentlich ungenaueren Resultaten führen.

6.2.2 Abflussverhalten aus den Messungen nach dem Verdünnungsverfahren während der Murgangssaison 2012

In Abbildung 21 sind die manuellen Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren am Standort Galerie dargestellt. Die Einteilung über den jeweiligen Tag entspricht ungefähr einem Zwei-Stunden-Intervall mit der ersten Messung um 08:00h und der letzten Messung zwischen 22:00h – 23:00h. Lediglich am 10. Juli 2012 wurden zu jedem Zeitpunkt Messungen gemacht. Der Grund für fehlende Messungen während anderer Daten liegt einerseits daran, dass dann auch Messungen am Standort Sattel (11. September, 1.- 3. Oktober, 16.-18. Oktober, 23. Oktober) vorgenommen wurden oder während der Daten vom 29. August, 18. September und 21. November andere Feldarbeiten anstanden und diese Messungen vor allem zu Kalibrierungszwecken der Pegelmessungen dienten. Einzelne Messungen am 9. Juli, 1. Oktober und 16. Oktober sind nur spätabends vorhanden, da bei der Ankunft am Abend vor mehrtägigen Feldkampagnen noch eine Messung vorgenommen wurde.

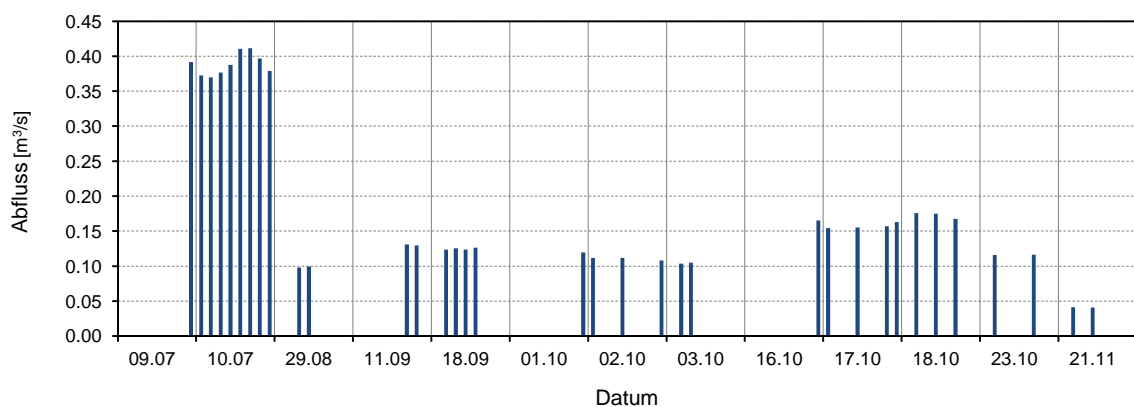


Abbildung 21: Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren am Standort Galerie von Anfang Juli bis Ende November 2012.

Die Abflüsse Anfang Juli waren bedeutend höher als zu den restlichen Zeitpunkten. Zu dieser Zeit herrschten einerseits höhere Temperaturen und andererseits war die Schneedeckmächtigkeit grösser (vgl. Abbildung 20). Somit scheinen die Abflussmengen im Spreitgraben stark auf die Schneeschmelze zu reagieren. Mit derselben Abhängigkeit lassen sich auch die grösseren Schwankungen im Tagesgang Anfang Juli erklären. Tagesgänge im Herbst sind kaum oder nur noch sehr geringfügig am 2., 17. und 18. Oktober zu erkennen. Dabei trat der Abflusspeak zu einem früheren Tageszeitpunkt ein als Anfang Juli, da die Tageshöchsttemperatur im Herbst zu einer früheren Tageszeit erreicht wird.

Zur Reaktionsanalyse der einzelnen Gerinne am Standort Sattel dienen die 16 Messserien mit je einer Abflussmessung pro Gerinne während 6 Tagen im September und Oktober. Eine Messserie vom 11. September 2012 um 15:30h konnte aufgrund eines schnellen Wetterumbruchs nicht komplettiert werden, da die Gefahrenzone rechtzeitig verlassen werden musste. Gerinnespezifisch sind der absolute und der prozentuale Anteil am aufsummierten Gesamtfluss der drei Gerinne, sowie die Abweichungen dieser Abflusssummen vom Abfluss am Standort Galerie ($\Delta = \sum \text{Abfluss Teilgerinne} - \text{Abfluss Galerie}$) in Abbildung 22 dargestellt.

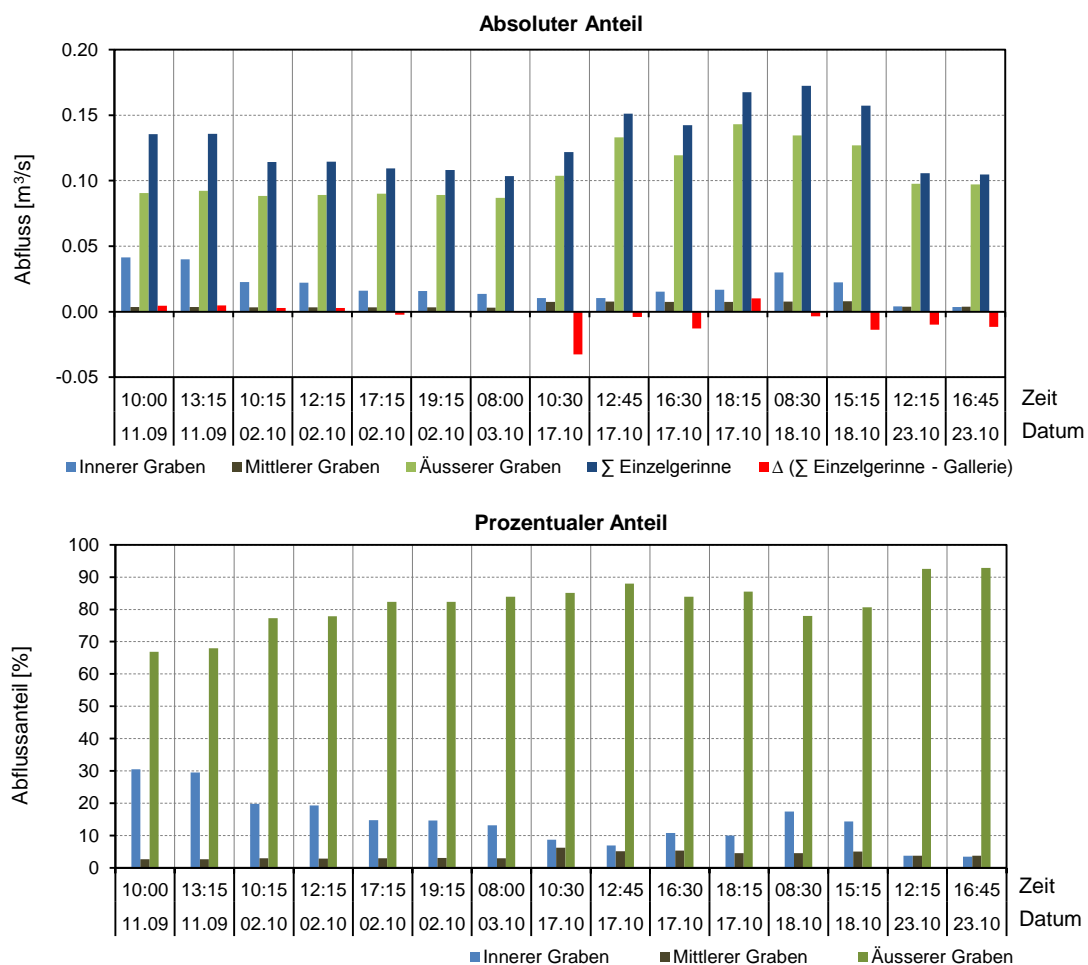


Abbildung 22: Absoluter und prozentualer Abflussanteil der drei Teilgerinne am Gesamtfluss. In der oberen Graphik die Differenzen zwischen den aufsummierten Abflüssen der Teilgerinne und dem Gesamtfluss am Standort Galerie aufgezeichnet.

Die Abflüsse der drei Teilgerinne variierten über den betrachteten Zeitraum ständig. So sind zu Beginn und gegen Ende Oktober geringere Abflüsse als am 11. September und am 17./18. Oktober ersichtlich. Die grössten Abflüsse in den Teilgerinnen wurden während der Messserie am 17./18. Oktober gemessen. Die Schwankungen im absoluten Abflussanteil sind in allen drei Teilgerinnen mit gleichem Trend ersichtlich. Der Äussere Graben trug über den gesamten Messzeitraum den deutlich grössten Anteil zum Gesamtabfluss bei, während der mittlere Graben mit dem kleinsten Anteil einen geringfügigen Beitrag zum Gesamtabfluss leistete. Die absoluten Schwankungen waren beim inneren Graben am grössten und der mittlere Graben wies insbesondere am 17./18. Oktober eine starke Abflusszunahme auf. Um die Schwankungen genauer zu vergleichen, wurde zusätzlich der prozentuale Anteil jedes Teilgerinnes am Gesamtabfluss berechnet. Dabei fällt auf, dass der innere und mittlere Graben bei den grössten Abflüssen vom 17./18. Oktober mehr zum Gesamtabfluss beitrugen als während den geringeren Abflussmengen Anfang und Ende Oktober. Dasselbe traf für den inneren Graben am 11. September zu.

Die Differenzen der aufsummierten Abflüsse von den Teilgerinnen zum Gesamtabfluss bei der Galerie waren bis Anfang Oktober gering, nahmen dann jedoch in der zweiten Hälfte des Messzeitraums zu. Eine sehr grosse Abweichung von 26.8% lag am 17. Oktober, 10:30h vor, was gemäss Kapitel 6.2.1 auf einen Messfehler zurückzuführen sein könnte. Positive Werte bedeuten grössere, negative Werte hingegen geringere Gesamtabflüsse aus den Teilgerinnen im Vergleich zu den Gesamtabflüssen beim Standort Galerie. In der ersten Hälfte des Messzeitraums wurden mehrheitlich positive Werte registriert, während in der zweiten Hälfte mehrheitlich negative Abweichungen auftraten. Grundsätzlich wären immer negative Werte zu erwarten, da zwischen den beiden Standorten Sattel und Galerie zusätzliche, kleinere Seiteneinflüsse und der Wassereintrag aus dem Boden den Abfluss am Standort Galerie erhöhen sollten. Damit werden die Ungenauigkeiten der Messmethode nach dem Verdünnungsverfahren aus Kapitel 6.2.1 bestätigt.

6.2.3 Sensitivitätstest des Levelloggers

Durch die Kalibrierungsmessungen des Levelloggers mit konstanter, ruhender Wassersäule in einem PE-Rohr oder einem Brunnentrog wurde die vom Hersteller angegebene Loggergenauigkeit an sechs unterschiedlichen Tagen überprüft. Dabei resultierten folgende Differenzen zwischen den manuell gemessenen Wassersäulen und den Wassersäulenmessungen mit dem Levellogger.

Tabelle 7: Kalibrierungsmessungen des Levelloggers in einer konstanten Wassersäule mit den resultierenden Differenzwerten im Vergleich zur manuellen Messung mit dem Doppelmeter.

Datum	Kalibrierungsstandort	Logger [m]	manuell [m]	Δ Logger-manuell [m]
19.07.2012	Galerie (PE-Rohr)	1.028	1.026	0.002
19.07.2012	Galerie (PE-Rohr)	1.031	1.023	0.008
29.08.2012	Brunnentrog Station Sattel	0.432	0.422	0.010
18.09.2012	Brunnentrog Dorfplatz Guttannen	0.334	0.315	0.019
03.10.2012	Brunnentrog Dorfplatz Guttannen	0.342	0.328	0.014
18.10.2012	Brunnentrog Dorfplatz Guttannen	0.353	0.345	0.008
21.11.2012	Brunnentrog Dorfplatz Guttannen	0.355	0.344	0.011

Die Differenzwerte zeigten immer positive Werte, womit die Levellogger bei jeder Kalibrierungsmessung die effektive Wassersäule überschätzten. Ausser am 18.09.2012 mit 0.019 Meter liegen die Differenzen jedoch bei jeder Kalibrierungsmessung im Toleranzbereich der vom Hersteller angegebenen Messungenauigkeit von ± 0.015 Meter.

6.2.4 Abflussberechnungen aus den Pegelmessungen am Standort Galerie

Die Zeitreihe der barometrisch kompensierten und statistisch gefilterten Pegelmessungen in Abbildung 23 zeigt deutliche Amplitudenschwankungen als Reaktion unterschiedlicher Pegelstände.

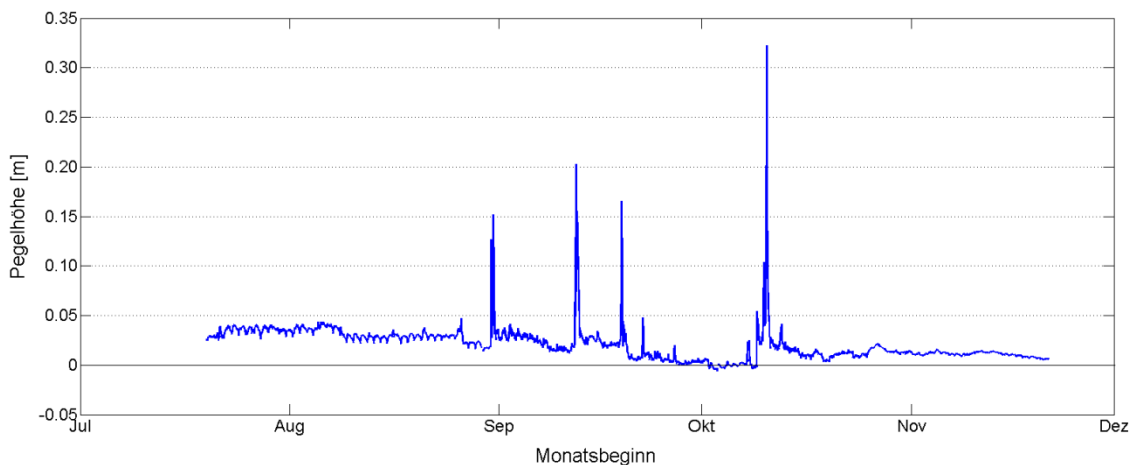


Abbildung 23: Zeitreihe der bereinigten, stündlich gemittelten Rohmessungen der Pegelhöhen vom 19. Juli 2012 bis 21. November 2012.

Die grössten Amplituden sind Ende August, Mitte September und in der ersten Oktoberhälfte ersichtlich. Mittlere Amplituden wurden in der zweiten Augushälfte und in der zweiten Septemberhälfte registriert. Zudem sind Tagesgänge der Wasserpegel über den gesamten

Messzeitraum erkennbar, welche im Hochsommer die grössten Schwankungen aufzeigen und gegen Ende der Messserie kontinuierlich abnehmen. Anfang Oktober wurden negative Pegelstände registriert, was auf eine systematische Unterschätzung der Pegelmessungen hinweist.

Aus dem Vergleich zwischen den manuellen Abflussmessungen und den bereinigten Pegelmessungen zu gleichen Zeitpunkten (vgl. Abbildung 24) kann kein typischer Trend aus der Abfluss-Pegel-Beziehung hergeleitet werden. Ähnliche Pegelhöhen sollten ähnlichen Abflussmengen entsprechen, und zunehmende Pegelstände in exponentiell zunehmenden Abflussmengen resultieren. Die Pegelhöhen sind allerdings sehr gering und Abflussmessungen während höherer Pegelstände konnten aufgrund der Murganggefahr nicht durchgeführt werden. Dieser Umstand erschwert eine eindeutige Ableitung der Bezugskurve. Trotzdem müssen die Wasserpegelmessungen als fehlerhaft respektive ungenau angenommen werden, da die Messungen Anfang Oktober negative Werte registrierten. Gemäss den manuellen Abflussmessungen aus Abbildung 21 sollten diese Wasserpegel jedoch ähnliche Höhen aufweisen wie diejenigen am 29. August oder am 23. Oktober. Die höchsten Wasserpegel müssten Mitte Oktober und die tiefsten Wasserpegel Ende November registriert sein. Eine mögliche Erklärung dazu ist auf den veränderten Gerinnezustand nach dem dritten, grossen Ereignis in der zweiten Septemberhälfte zurückzuführen und wird auf den Seiten 60 - 62 genauer erläutert. Die erste Messserie Anfang Juli konnte nicht miteinbezogen werden, da zu diesem Zeitpunkt der Logger noch nicht installiert war und somit keine Pegelmessungen vorhanden sind. Die Validierung der Pegelmessungen anhand der manuellen Abflussmessungen fällt somit negativ aus, womit die Ableitung der Abflussveränderung aus grösseren Pegelständen schwierig ist.

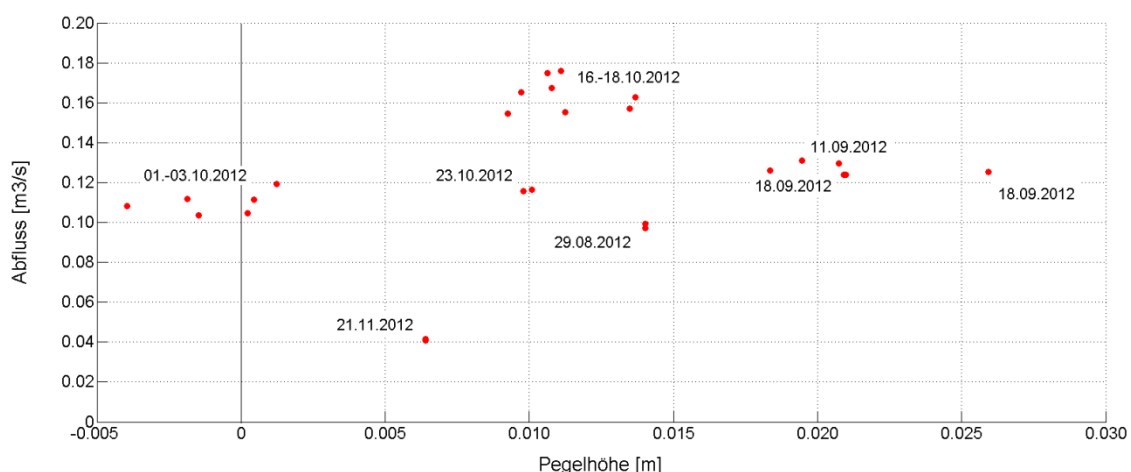


Abbildung 24: Beziehung zwischen gemessenen Abflüssen nach dem Verdünnungsverfahren und den jeweiligen Pegelständen zum Zeitpunkt der Abflussmessung.

Für jeden Pegelstand können Durchflussfläche A und hydraulischer Radius R gemäss den Formeln 5.15 – 5.17 berechnet werden. Der Neigungsfaktor S ist aus der Vermessung der

Gerinnegeometrie mit einem Wert von 0.0759 bekannt. Unter Anwendung der Formel 5.18 resultierten für die beschriebene Beziehung von Abfluss und Pegel Rauigkeitskoeffizienten n zwischen 0.0005 und 0.0137 aus Tabelle 8.

Tabelle 8: Berechnete, minimale, mittlere und maximale Rauigkeitskoeffizienten n [$\text{m}^{-1/3} \text{ s}$] aus der Beziehung von gemessenen Abflüssen und den zugehörigen Pegelhöhen.

Messserie	Datum	n_{min}	n_{mean}	n_{max}
2	29.08.2012	0.0071	0.0072	0.0072
3	11.09.2012	0.0084	0.0089	0.0094
4	18.09.2012	0.0080	0.0104	0.0137
5	01.-03.10.2012	0.0005	0.0008	0.0010
6	16.-18.10.2012	0.0027	0.0033	0.0043
7	23.10.2012	0.0039	0.0040	0.0040
8	21.11.2012	0.0069	0.0070	0.0070

Die Messserien im Oktober weisen die tiefsten Rauigkeitswerte aus, und diejenigen am 18. September die höchsten. Bei den anderen Messserien liegen die Werte zwischen 0.007 und 0.009. Die berechneten Werte sind im Vergleich mit empirisch erfassten Werten nach Chow (1959) generell zu tief. Für konstruierte, mit Mischbeton ausgekleidete Kanäle sollten die Rauigkeitskoeffizienten zwischen 0.015 und 0.025 liegen (Chow, 1959). Damit wird die negativ ausfallende Validierung der Abfluss-Pegel-Beziehung aus Abbildung 24 bestätigt. Zu tiefe Werte bedeuten entweder eine Überschätzung des Abflusses oder eine Unterschätzung der Wasserpegel. Für die folgenden Korrekturen mittels Interpolationsverfahren wurden die manuellen Abflussmessungen als korrekt angenommen, und daraus abgeleitet muss von generell zu tief gemessenen Wasserpegeln ausgegangen werden. Da aus den Werten in Tabelle 8 keine gerinnespezifischen Rauigkeitskoeffizienten extrahiert werden können, wurde dieser nach der Cowan's Methode (Formel 2.3) geschätzt. Diese Schätzung wird durch beiden Faktoren $n_0 = 0.012 - 0.018 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ für komplett regelmässige Mischbetonschichten und $n_1 = 0.003 - 0.005 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ für leicht erodierten und ausgespülten Untergrund bestimmt. Die Faktoren n_2 bis n_4 haben am Standort Galerie keinen Einfluss und der Mäandrierungsfaktor m entspricht für gerade Flussläufe dem Wert 1 (Chow, 1959; Jarrett, 1985; Gordon et al., 2004). Daraus resultiert ein geschätzter Rauigkeitskoeffizient von $n = 0.018 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$. Unter Einbezug dieses Rauigkeitskoeffizienten und der gemessenen, als korrekt angenommenen Abflussmengen nach dem Verdünnungsverfahren konnten Pegelstände zu den jeweiligen Zeitpunkten berechnet werden, welche den effektiv gemessenen Pegelständen in Tabelle 9 gegenübergestellt sind. Aus den Differenzen zwischen den berechneten Pegelständen und den gemessenen Pegelständen resultierten die notwendigen Korrekturfaktoren für das Interpolationsverfahren.

Tabelle 9: Vergleich zwischen effektiv gemessenen Pegelständen und berechneten Pegelständen mit abgeschätztem Rauigkeitskoeffizient $n = 0.018$. Aus den Differenzen konnten Korrekturfaktoren für das anschliessende Interpolationsverfahren extrahiert werden.

Messserie	Datum	Pegel _{gem.} [m]	Pegel _{ber.} [m]	Korrekturfaktor [m]
2	29.08.2012	0.014	0.026	0.012
3	11.09.2012	0.020	0.032	0.012
4	18.09.2012	0.022	0.031	0.009
5	01.-03.10.2012	-0.001	0.028	0.029
6	16.-18.10.2012	0.011	0.036	0.025
7	23.10.2012	0.010	0.029	0.019
8	21.11.2012	0.006	0.014	0.008

Bei den Messserien im Oktober sind die Differenzen mit 2 bis 3 cm sehr hoch. Die anderen Messserien zeigen Differenzen zwischen 0.8 und 1.2 cm und liegen somit in der Grössenordnung der vom Hersteller deklarierten Genauigkeit von 0.015 Meter (Solinst, 2012a). Diese Korrekturfaktoren wurden gemäss dem linearen Interpolationsverfahren und der qualitativen Validierung aus Kapitel 5.3.6 auf die gemessenen Pegel angewendet. In Abbildung 25 deckt sich die Pegelstandkurve nach der linearen Interpolationskorrektur mit der Pegelstandkurve nach der qualitativen Korrektur mit Ausnahme von Mitte September bis Anfang Oktober, was nachfolgend erläutert wird.

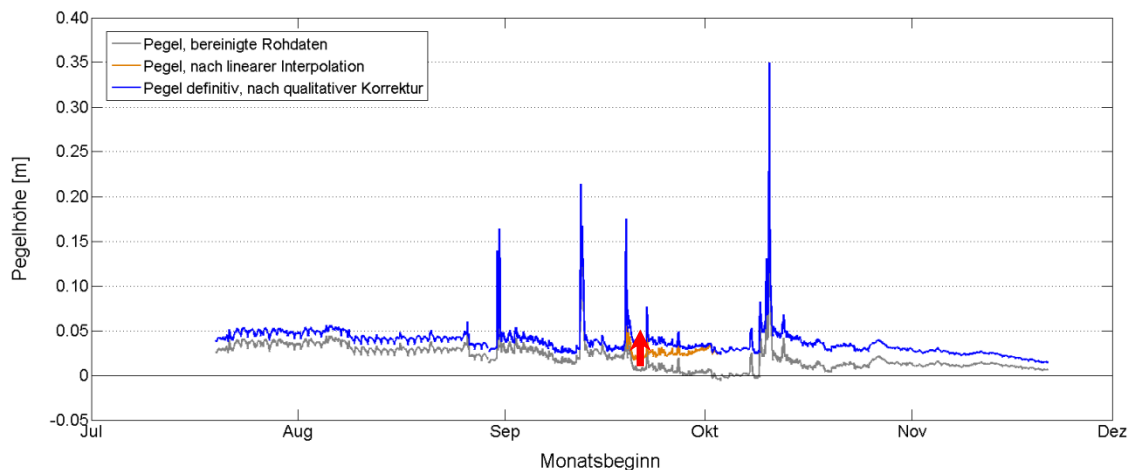


Abbildung 25: Zeitreihe der bereinigten und korrigierten, stündlich gemittelten Pegelstandsmessungen vom 19. Juli 2012 bis 21. November 2012. Dabei resultierten die effektiven Pegelhöhen 1. aus den linear interpolierten Pegelhöhen und 2. aus den Korrekturen mittels qualitativer Validierung. Der zweite Schritt tangierte vor allem die Pegelhöhen von Mitte September bis Anfang Oktober (roter Pfeil).

Da der Sprung der Korrekturfaktoren zwischen dem 19. September und Anfang Oktober sehr hoch ist, wurde dieser Zeitraum genauer betrachtet. Deshalb sind die linear interpolierten Werte in diesem Bereich mittels qualitativer Beurteilung nochmals korrigiert worden (Abbildung 25,

roter Pfeil). Nach dem 3. grösseren Ereignis lag eine veränderte Umgebung des Loggerstandortes vor, da dieses Ereignis Geschiebe im oberen Bereich der konstruierten Mischbeton-Überdeckung ablagerte. Diese Ablagerungen leiteten den Abfluss um, welcher ab diesem Zeitpunkt gemäss Abbildung 26 seitlich über die steileren Seitenwände der Mischbeton-Überdeckung in den ehemaligen Gerinneverlauf hineinfluss.



Abbildung 26: Veränderter Abflussverlauf (roter Pfeil im linken Bild) beim Levelloggerstandort (roter Kreis) durch Geschiebeablagerungen im ursprünglichen Abflussverlauf (linkes Bild und blaue Pfeile) (Foto: Daniel Eberhard, 03.10.2012).

Dies wurde aufgrund von Fotovergleichen aus den Kamerabildern am Standort Sattel unterhalb des Zusammenfließens der drei Teilgerinne überprüft. Als Beispiel dazu sind in Abbildung 27 drei Bilder des Abflusses am genannten Standort abgebildet. Das erste Foto zeigt den Abfluss vor dem 3. Ereignis am 18. September 2012, das zweite den Abfluss nach diesem Ereignis am 21. September 2012 und das dritte den Abfluss am 3. Oktober 2012, wo die negativen Pegel registriert wurden (alle Fotos jeweils um 17:00 h). Gemäss den Abflussmessungen aus Abbildung 21 sollte der Abfluss am 3. Oktober etwas geringer sein als vor dem 3. Ereignis. Abflussmessungen nach dem 3. Ereignis sind nicht vorhanden. Der Fotovergleich in Abbildung 27 bestätigt diese Aussage, zeigt jedoch nach dem 3. Ereignis einen wesentlich höheren Abfluss als vor diesem Ereignis und als am 3. Oktober. Dies widerspricht den linear interpolierten Pegelmessungen aus Abbildung 25. Daraus resultiert die Annahme, dass der Sprung der Korrekturwerte von 0.9cm auf 2.9cm hauptsächlich aufgrund des 3. Ereignisses mit den Geschiebeablagerungen und der Abflussumleitung entstand.



Abbildung 27: Bilder des Abflussverhaltens vom Kamerastandort Sattel. Links: 18.09.2012, 17:00h. Mitte: 21.09.2012, 17:00h. Rechts: 03.10.2012, 17:00h. (Fotos: Geopraevent AG)

Diese qualitative Beurteilung stellt auch den ursprünglichen Verlauf der bereinigten Rohmessungen wieder her, beachtet jedoch die grössere Korrekturdifferenz aus Tabelle 9. Aus dem Korrekturverfahren anhand der linearen Interpolation und der qualitativen Beurteilung resultierte die Zeitreihe der korrigierten Wasserpegelmessungen, welche in der effektiven Abflussberechnung mit der Fliessformel nach Manning (Formel 2.2) Verwendung fand. Dabei führt der Vergleich der berechneten Pegelstände mit den berechneten Abflussmengen erwartungsgemäss zu einer Abfluss-Pegel-Bezugskurve mit exponentieller Zunahme (Abbildung 28). Allerdings ist die bereits erwähnte Problematik von manuellen Abflussmessungen während sehr geringer Pegelhöhen aus der Punktwolke in der unteren linken Ecke deutlich erkennbar.

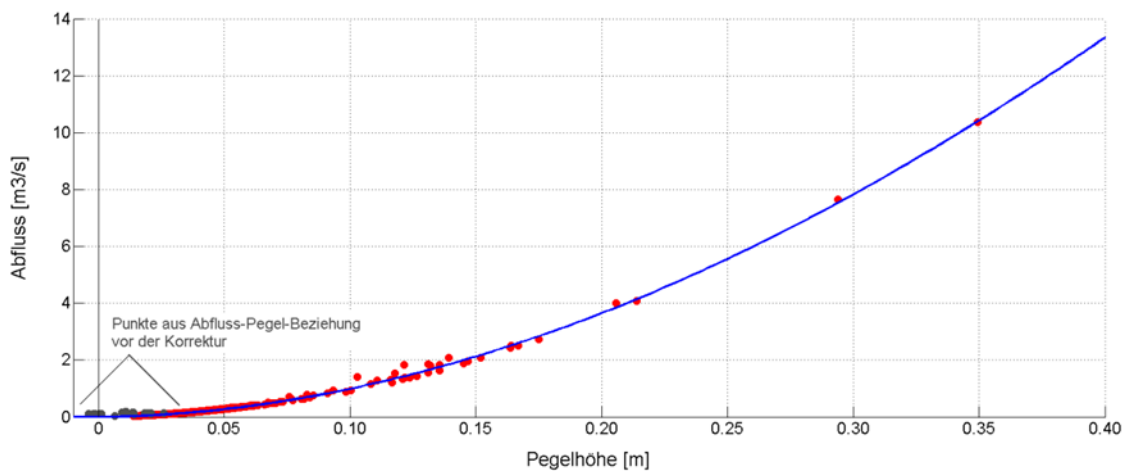


Abbildung 28: Abfluss-Pegel-Bezugskurve zwischen korrigierten Pegelhöhen und den nach der Manning-Fliessformel berechneten Abflüssen. Die Abfluss-Pegel-Beziehung vor der Korrektur und der Abflussberechnung aus Abbildung 24 ist durch die graue Punktwolke in der unteren linken Ecke dargestellt.

6.2.5 Gemessene Abflussreaktion am Standort Galerie während der Murgangssaison 2012

Der aus den Pegelmessungen extrahierte und mit der Fliessformel nach Manning berechnete Abfluss am Standort Galerie ist in Abbildung 29 den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen im Spreitgraben gegenübergestellt. Der Zeitraum dieser Gegenüberstellung bezieht sich auf die Murgangssaison 2012 für die Monate Juni bis Dezember. Zusätzlich sind die abgeschätzten, potentiellen Murganggefahren in den Zeitreihen hervorgehoben (orange Balken). Diese Abschätzungen liegen bestimmten Kriterien zugrunde, welche aus den Resultaten im Kapitel 6.4 festgelegt wurden. Der Levellogger am Standort Galerie war vom 19. Juli bis am 21. November installiert, was aus der Zeitreihe des gemessenen Abflusses in Abbildung 29 ersichtlich ist. Die Temperatur- und Niederschlagsdaten beziehen sich auf den Standort Zentrum

des Einzugsgebietes auf 1850 m ü. M., und die Schneesimulation aus dem HBV-Modell zeigt das Wasseräquivalent in der Schneedecke über die gesamte Einzugsgebietsfläche.

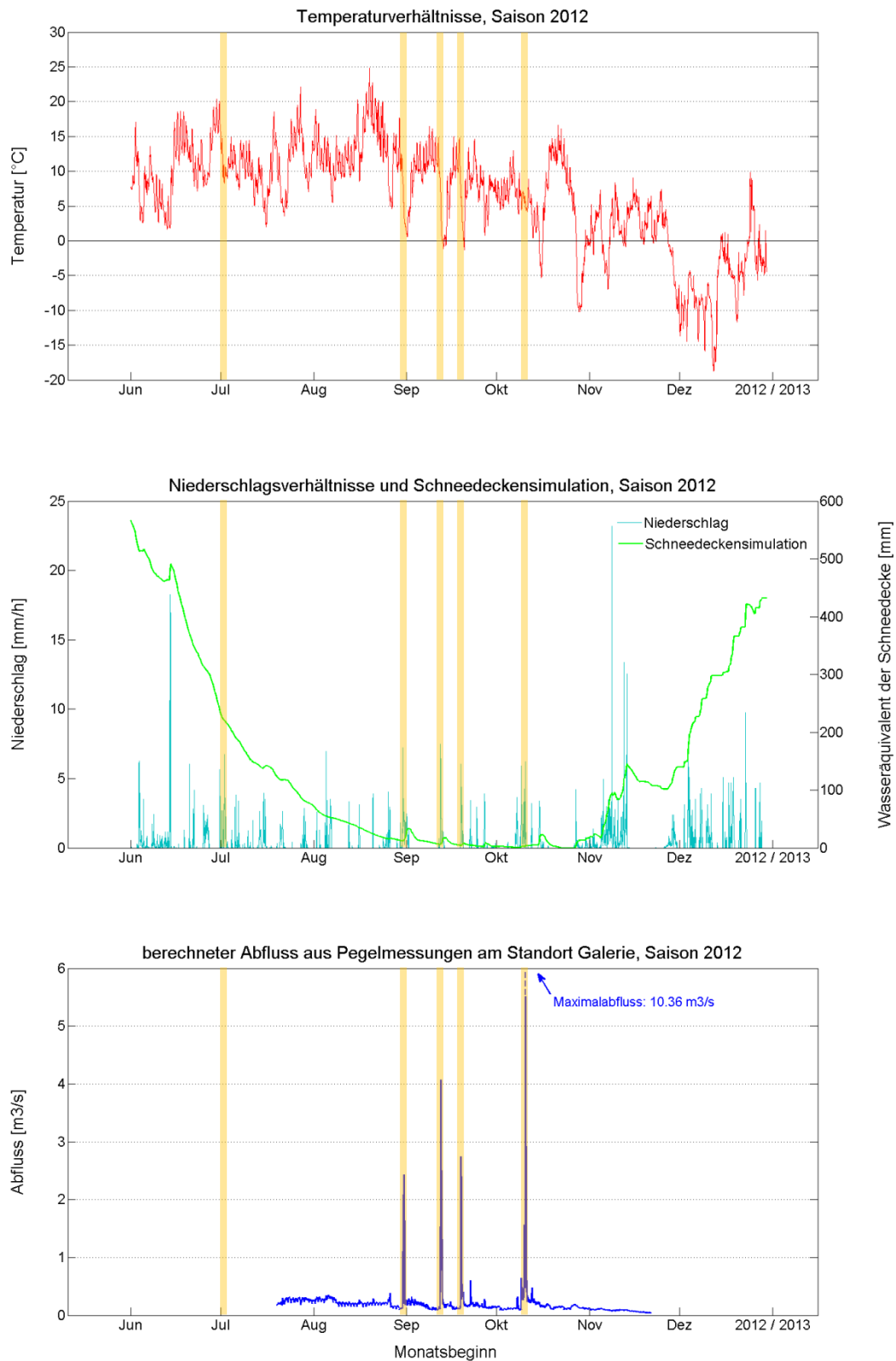


Abbildung 29: Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse am Standort Zentrum auf 1850 mü.M., Schneesituation im gesamten Einzugsgebiet und berechneter Gebietsabfluss aus den Pegelmessungen am Standort Galerie für den Zeitraum der Murgangssaison 2012 von Juni bis Dezember. Abgeschätzte, potentielle Murgangsfahren sind mit den orangen Balken gekennzeichnet.

Die Temperaturkurve zeigt über die gesamte Saison hinweg einen ziemlich unregelmässigen Verlauf. Als allgemeiner Trend sind im Hochsommer die höchsten Temperaturwerte mit einem stetigen Temperaturfall im Herbst bis zu sehr tiefen Werten im Dezember auszumachen. Die Unregelmässigkeiten sind insbesondere von diversen Temperaturstürzen und einigen starken Anstiegen geprägt. Erstgenannte sind Mitte Juni, Mitte und Ende Juli, im September, Mitte und Ende Oktober und Anfang Dezember erkennbar und korrelieren mit den Niederschlagsereignissen. Die höchsten Temperaturen wurden gegen Ende August gemessen. Atypisch hohe Temperaturwerte sind in der zweiten Oktoberhälfte und Ende Dezember feststellbar. Die hohen Werte in der zweiten Oktoberhälfte sind auf ein starkes Föhnereignis zurückzuführen, welches während der Feldmessungen vom 16. – 18. Oktober zu beobachten war.

Die intensivsten Niederschlagsereignisse können Anfang und Mitte Juni, Anfang Juli, Anfang und Ende August, Mitte September, in der ersten Oktober- und Novemberhälfte sowie im Dezember ausgemacht werden. Diese Ereignisse fielen meistens mit den Temperaturstürzen zusammen. Sehr hohe stündliche Niederschläge wurden Mitte Juni und Anfang November gemessen. Bei Temperaturen gegen Null Grad Celsius werden die Niederschläge als Schnee akkumuliert, was in den einzelnen Peaks der Schneedeckensimulation ab Anfang September ersichtlich ist. Bis zum Septemberbeginn fand vorwiegend Schneeablation durch Schmelze und ab Novemberbeginn Schneeakkumulation durch Schneefall statt.

Das Abflussregime zeigt in den Sommermonaten deutlich stärkere Tagesschwankungen als in den Herbstmonaten. Dies lässt sich durch den grösseren Schmelzwassereintrag aufgrund höherer Temperaturen und einer mächtigeren Schneedecke erklären. Starke Abflussreaktionen durch hohe Peaks in der Abflusskurve können vor allem Ende August, Mitte September und in der ersten Oktoberhälfte festgestellt werden. Diese Peaks korrelieren mit intensiven Niederschlagsereignissen. Erstaunlicherweise zeigt die Abflusskurve keine wesentliche Reaktion auf die Niederschlagsereignisse im Juli und nur eine geringe Reaktion auf das intensive Niederschlagsereignis Anfang August. Keine Abflussreaktion fand auf das grosse Niederschlagsereignis Anfang November statt. Dabei wurde ein Teil des Niederschlags als Schneedecke akkumuliert oder in der bereits bestehenden Schneedecke gespeichert. Jedoch wäre eine Reaktion der Abflussganglinie zu erwarten, da im unteren Bereich des Einzugsgebietes der Niederschlag aufgrund wärmerer Temperaturen nicht in Schneeform fiel. Längere Trockenphasen traten Anfang September, Anfang und Mitte Oktober sowie Mitte November ein. Diese Phasen wirkten sich auf kontinuierlich abnehmende Basisabflüsse aus. Bezüglich der Basisabflüsse zwischen den Abflussspitzen ist allgemein zu beobachten, dass dieser kontinuierlich abnehmende Trend erst ab September eintritt. Im Juli und August zeigt der Basisabfluss einen konstanteren Verlauf, abgesehen von den beschriebenen Tagesschwankungen. Die wärmere Phase ab Mitte November wirkte sich nicht auf einen erwartungsgemäss grösseren Basisabfluss auf, obwohl Schmelzprozesse zu dieser Zeit die Schneedeckenmächtigkeit wieder verringerten.

Bei den abgeschätzten, potentiellen Murganggefahren sind klare Korrelationen in Bezug auf die vorgängigen Temperaturwerte, die Niederschlagsereignisse und die Abflussreaktionen erkennbar. So herrschten die Tage vor diesen potentiellen Gefahren für die jeweilige Jahreszeit hohe Temperaturwerte. In Bezug auf die Niederschläge korrelierten sie, abgesehen von den starken Niederschlägen Mitte Juni und Anfang November ohne abgeschätzte Murganggefahr, zeitlich mit intensiven Niederschlagsereignissen. Zu den erwähnten Zeitpunkten Mitte Juni und Anfang November konnte ein ziemlich hohes Wasseräquivalent der Schneedecke abgeschätzt werden. Eine klare zeitliche Korrelation der potentiellen Murganggefahren kann zudem auch in Zusammenhang mit den grössten Abflussspitzen festgestellt werden.

6.3 Hydrologische Abflusssimulation mit dem HBV-Modell

Als Inputfaktoren für das HBV-Modell dienten die berechneten Niederschlags- und Temperaturwerte für den Standort Zentrum des Einzugsgebietes auf 1850m ü.M. und die berechneten Abflusswerte am Standort Galerie. Durch die Höhenstufenaufteilung mit 100 Meter Äquidistanz konnte jeder Höhenstufe eine Einflussfläche zugeteilt werden, um jeweils eine bestimmte Temperatur und ein bestimmter Niederschlag zu berechnen. Ausgehend vom Standort Zentrum wurden für diese Berechnungen gemäss Kapitel 6.1 der jährlich gemittelte Temperaturgradient von $0.47\text{ °C }100\text{ m}^{-1}$ und ein jährlich geschätzter Niederschlagsgradient von $10\% \text{ }100\text{ m}^{-1}$ in das Modell implementiert. Zudem konnten gemäss Kapitel 5.4.1 die monatlichen Mittelwerte der potentiellen Evaporation aus den Temperaturwerten berechnet werden.

Tabelle 10: Monatlich gemittelte Evaporationsraten der berechneten, potentiellen Evaporation PET und der simulierten, aktuellen Evaporation AET

Monat	PET [mm/h]	AET [mm/h]
Januar	0.002	0.000
Februar	0.000	0.000
März	0.034	0.005
April	0.061	0.021
Mai	0.105	0.048
Juni	0.137	0.094
Juli	0.142	0.109
August	0.136	0.104
September	0.087	0.069
Oktober	0.045	0.030
November	0.019	0.009
Dezember	0.002	0.000

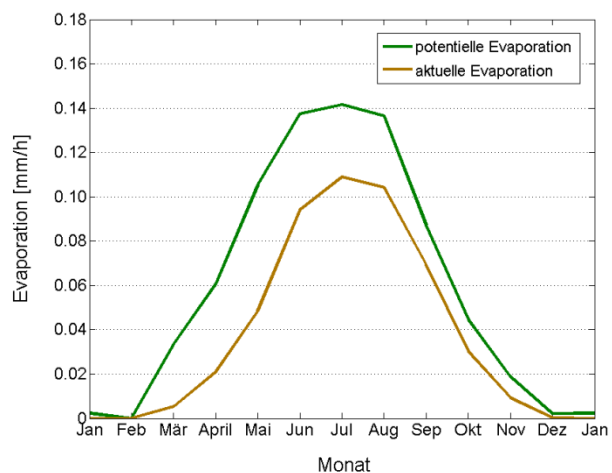


Abbildung 30: Graphische Darstellung der Evaporationsraten aus Tabelle 10.

Die Evaporationsraten in Abhängigkeit der geographischen Breite und der Temperatur zeigen deutlich höhere Werte in den Sommermonaten, da die Strahlung durch den höheren Sonnenstand in diesen Monaten mit höherer Intensität eintrifft (der Sonnenstand wurde jedoch mit der verwendeten Formel nicht saisonal berechnet) und die Temperaturen höhere Werte aufweisen. Da bei der potentiellen Evaporation jedoch von einem unlimitierten Wassergehalt ausgegangen wird, liegen diese Werte höher als die Werte der aktuellen Evaporation mit limitierendem Wassergehalt.

6.3.1 Modellkalibrierung

Die Kalibrierungsperiode konnte für den Zeitraum gewählt werden, wo Abflussmessungen vorhanden waren. Diese Messungen zeigten keine Reaktion auf das Niederschlagsereignis in der ersten Novemberhälfte. Deshalb wurde die Kalibrierungsperiode auf den Zeitraum vom 19. Juli 2012 bis am 31. Oktober, 2012 festgelegt und die Messungen im November flossen nicht in die Kalibrierungsperiode mit ein. Damit die hydrologischen Bedingungen der Schneedecke aus dem Winter 2011/2012 und dem Bodenspeichervolumen im Einzugsgebiet zu Beginn der Kalibrierung bereits vorhanden waren, benötigte das Modell eine Initialisierungsperiode, welche etwas mehr als ein Jahr vor der Kalibrierung am 1. Juni 2011 startete. Mit dem Hintergrundwissen über die Beschaffenheit des Einzugsgebietes wurden die einzelnen Modellparameter vorerst nach der Trial-and-Error-Methode eingegrenzt und anschliessend mit dem automatischen Kalibrierungsalgorithmus GAP gemäss Kapitel 5.4.3 optimiert. Daraus resultierte folgende Parameterkonstellation, dargestellt in Tabelle 11:

Tabelle 11: Parameterkonstellation nach der durchgeführten Modellkalibrierung.

Snow Routine	Soil Routine	Response Routine	Routing Routine
TT =0.06 [°C]	FC =31 [mm]	PERC =0.39 [mm h-1]	MAXBAS =1.01 [h]
CFMAX =0.19 [mm h-1 °C-1]	LP =0.59 [-]	ALPHA =0.40 [-]	
SFCF =0.70 [-]	BETA =0.80 [-]	K1 =0.05 [h-1]	
CFR =0.05 [-]		K2 =0.01 [h-1]	
CWH =0.10 [-]			

Die Parameterwerte werden in der Diskussion (Kapitel 7.3) genauer analysiert. Zu erwähnen ist hierbei, dass die Schmelzrate *CFMAX* klein gewählt wurde, um den durch Schneenumverteilung liegen bleibenden Lawinenschnee besser zu simulieren. Dadurch wurde die Schneedecke in den Frühjahren jedoch überschätzt. Da die Böden im Einzugsgebiet gering entwickelt sind und viel Fels vorhanden ist, resultierte eine geringe maximale Wasserspeicherkapazität *FC* des Bodens und eine hohe Perkulationsrate *PERC* zwischen den Grundwasserboxen. Hohe Werte resultierten auch für die Rezessionskoeffizienten K_1 und K_2 sowie dem Koeffizienten α , welche

den Wasserrückgang in den Grundwasserboxen steuern. Der *MAXBAS* –Wert zur Steuerung der Zeitdauer zwischen höheren Abflüssen und dem Erreichen der Basisabflüsse wurde aufgrund der in Abbildung 31 ersichtlichen, schmalen Abflussspitzen sehr tief gewählt.

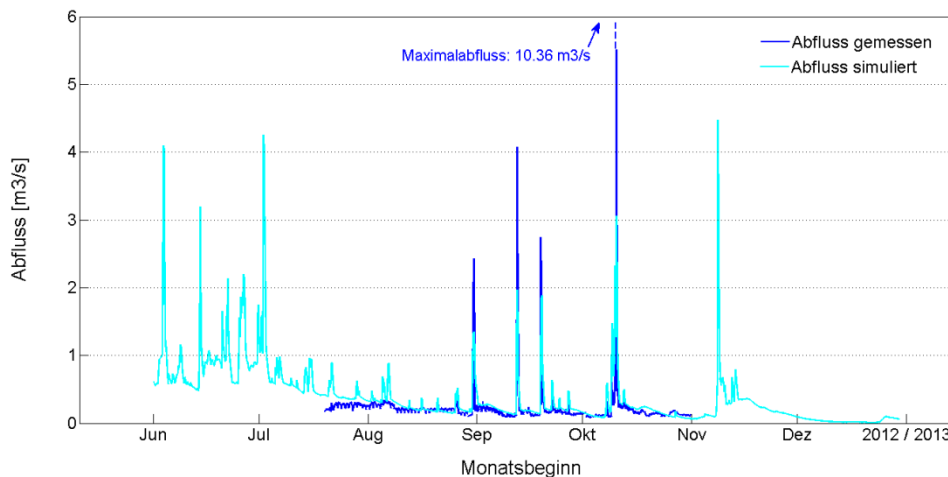


Abbildung 31: Kalibrierungszeitraum vom 19. Juli 2012 bis 31. Oktober 2012 anhand der aus den Pegelmessungen berechneten Abflüsse.

Eine perfekte Anpassung der modellierten Abflusskurve an die gemessene Abflusskurve konnte nicht erreicht werden. Als Beurteilungskriterium der Simulation resultierte ein Effizienzkoeffizient von 0.39. Generell werden die hohen, gemessenen Abflussspitzen vom Modell unterschätzt und die kleineren, gemessenen Abflussspitzen überschätzt. Die simulierten Peaks stimmen zeitlich jedoch sehr genau mit gemessenen Peaks überein. Im Juni und November der Saison 2012 wurden die höchsten Abflussspitzen simuliert. Die tieferen Peaks im Herbst und die höheren Peaks im Juni und im November korrelieren mit dem Verlauf der Schneedeckensimulation aus Abbildung 29. Der simulierte Basisabfluss zwischen den Abflussspitzen zeigt immer einen kontinuierlich abnehmenden Trend, was insbesondere bis Anfang September nicht exakt dem gemessenen Abflussverlauf entspricht. Zudem ist der simulierte Basisabfluss bis Anfang August deutlich höher als der gemessene Basisabfluss. Die Tagesschwankungen sind bei der simulierten Abflusskurve nicht deutlich ersichtliche.

6.3.2 Simulierte Abflussreaktion am Standort Galerie während der Murgangsaison 2011

Das kalibrierte Modell konnte nun mit den vorhandenen Messdaten von Temperatur und Niederschlag auch auf die Murgangsaison 2011 angewendet werden. Als Initialisierungsperiode wurde mit dem Startdatum 1. Juni 2010 wiederum ein Jahr gewählt. Entsprechend dem Kapitel 6.2.5 kann daraus resultierend der simulierte Abfluss für den Standort Galerie den Temperatur-,

Niederschlags- und Schneeverhältnissen im Spreitgraben für die Murgangssaison 2011 gegenübergestellt werden. Die Murgangereignisse sind mit braunen Balken gekennzeichnet.

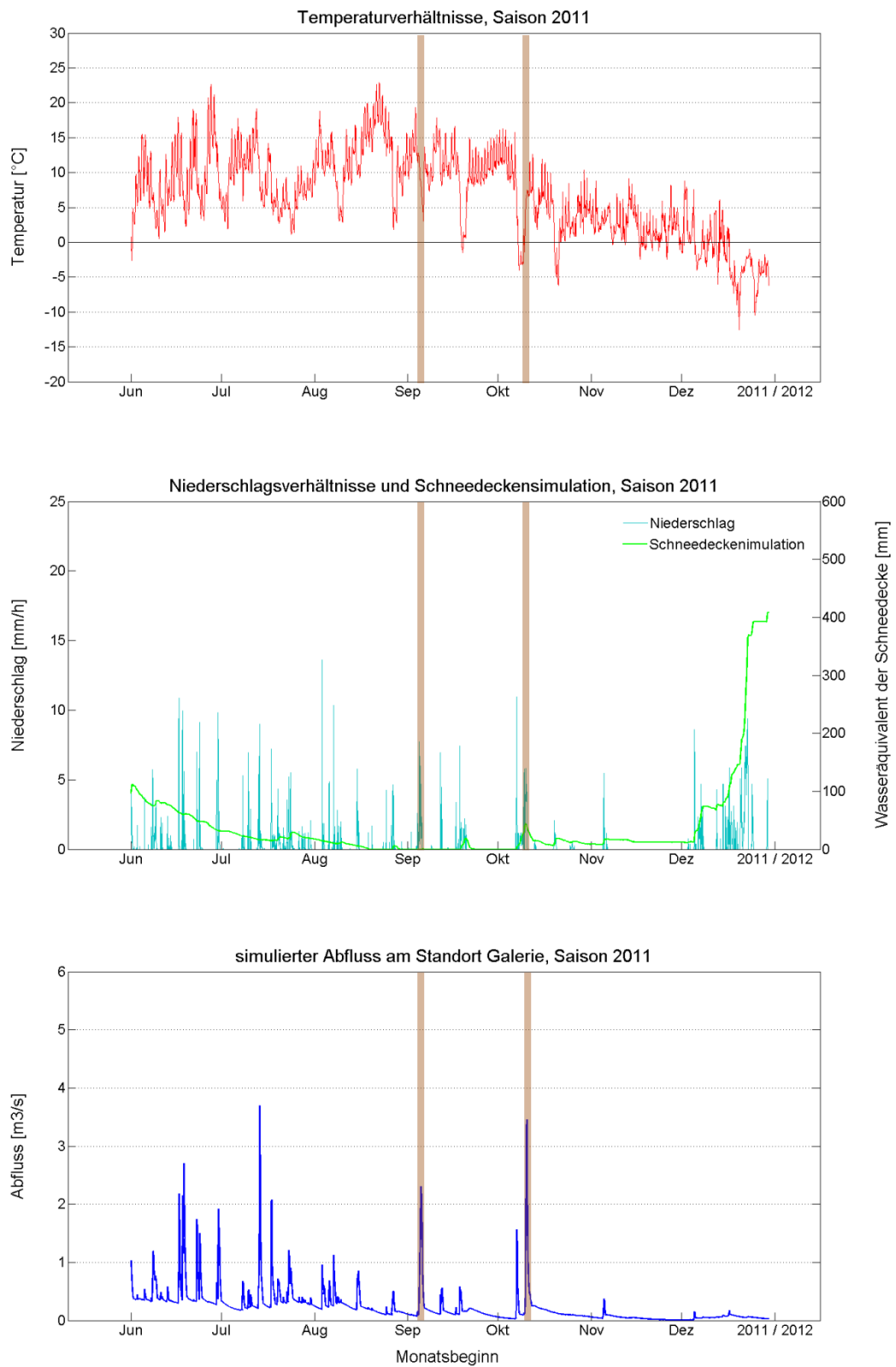


Abbildung 32: Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse am Standort Zentrum auf 1850 mü.M., Schneesituation im gesamten Einzugsgebiet und simulierter Gebietsabfluss am Standort Galerie für den Zeitraum der Murgangssaison 2011 von Juni bis Dezember. Murgangereignisse sind mit den braunen Balken gekennzeichnet.

Der Zeitraum der Gegenüberstellung in Abbildung 32 wurde ebenfalls für die Monate Juni bis Dezember festgelegt. Die Temperatur- und Niederschlagsdaten beziehen sich wieder auf den Standort Zentrum auf 1850 m ü. M., und die Schneesimulation zeigt das Wasseräquivalent in der Schneedecke im gesamten Einzugsgebiet.

Die Temperaturkurve zeigt einen etwas regelmässigeren Verlauf als während der Saison 2012. Höchsttemperaturen wurden im Juli und Ende August, und ein stetiger Temperaturfall im Herbst bis zu tiefen Temperaturen im Dezember gemessen. Ab Mitte Juli bis Mitte August waren die Temperaturwerte verhältnismässig tief. Unregelmässigkeiten sind wie in der Saison 2012 von diversen Temperaturstürzen geprägt, welche wiederum mit Niederschlagsereignissen korrelieren. Anfang Oktober sind atypisch hohe Temperaturwerte erkennbar. Zu dieser Zeit herrschte eine längere Trockenphase.

Die intensivsten Niederschlagsereignisse wurden von Mitte bis Ende Juni, Mitte Juli, Anfang August, Anfang bis Mitte September, in der ersten Oktoberhälfte und im Dezember registriert. Die höchsten stündlichen Niederschlagssummen fielen Mitte Juni, Anfang August und in der ersten Oktoberhälfte. Die Schneeschmelze fand bis Ende August mit einer vergleichsweise viel geringeren Schneedecke als in der Saison 2012 statt. Schneeakkumulation ereignete sich während der Saison 2011 geringmässig in der zweiten Julihälfte, Mitte September und ab der ersten Oktoberhälfte. Die eigentliche, winterliche Schneedecke bildete sich ab Mitte Dezember aufgrund der kühlen Temperaturen und den gehäuften Niederschlägen.

In der simulierten Abflusskurve sind die Tagesschwankungen, wie in Kapitel 6.3.1 bereits erwähnt, kaum ersichtlich. Starke Abflussreaktionen können aufgrund der hohen Peaks in der zweiten Junihälfte, Mitte Juli, Anfang September und in der ersten Oktoberhälfte festgestellt werden. Diese Peaks korrelieren mit den Niederschlagsereignissen. Erstaunlicherweise zeigt die Abflusskurve Anfang August und Mitte September nur eine geringfügige Reaktion auf die hohen, stündlichen Niederschlagssummen. Die Saison 2011 war geprägt von einem sehr trockenen Spätherbst. Dies zeigen die Trockenphasen Mitte September bis zur ersten Oktoberhälfte und ab Mitte Oktober bis Ende Dezember. Diese Trockenphasen wirkten sich auf die Basisabflüsse aus, welche sich bis vor das jeweils nächste Niederschlagsereignis stark senkten. Im Dezember wurde der Basisabfluss auf einem tiefen Niveau verharrend simuliert, obwohl in diesem Monat grosse Niederschlagsmengen fielen. Wie in Kapitel 6.2.5 bereits erwähnt, wurde ein grosser Teil dieses Niederschlags als Schneedecke akkumuliert oder in der Schneedecke gespeichert. Allerdings wäre auch in dieser Saison eine stärkere Reaktion der Abflusskurve auf die Niederschlagsereignisse zu erwarten. Allgemein sind die kontinuierlichen Abnahmen der simulierten Basisabflüsse zwischen zwei Abflussspitzen viel stärker ausgeprägt als in der gemessenen Abflusskurve der Saison 2012. Dies wurde auch bereits bei der Modellkalibrierung in Kapitel 6.3.1 festgestellt.

Die Murgangereignisse im Jahre 2011 zeigten analog zu den geschätzten, potentiellen Murgangefahren aus Abbildung 29 Korrelationen in Bezug auf die vorgängigen Temperaturwerte, die Niederschlagsereignisse und die Abflussreaktionen auf. Vor den Ereignissen herrschten ebenfalls für die jeweilige Jahreszeit hohe Temperaturwerte, was vor allem auf die lang anhaltende Wärmeperiode von Ende September bis Anfang Oktober zutraf. In Bezug auf die Niederschläge korrelierten sie zeitlich mit intensiven Niederschlagsereignissen. Auf die intensiven Niederschlagsereignisse Anfang August und Mitte September folgten jedoch keine Murgangereignisse. Die Murgänge vom 10. Oktober ereigneten sich zeitlich verzögert erst auf den zweiten, intensiven Niederschlagspeak zu dieser Zeit. Bezüglich der Schneeverhältnisse resultierten aus der Simulation ein schneefreies Einzugsgebiet im September und eine geringe Schneedecke im Oktober. Dies bestätigten auch Beobachtungen gemäss Kapitel 3.6, wonach ab Herbst 2011 der Kegelhals erstmals weitgehend firnfrei war. Eine klare zeitliche Korrelation der Murgangereignisse kann zudem in Zusammenhang mit hohen, simulierten Abflussspitzen festgestellt werden.

6.4 Ereignisanalyse vergangener Murgänge und vergangener, potentieller Murgangefahren

Aufgrund der Niederschlags-, Temperatur und Abflussdaten von Juni 2010 bis Dezember 2012 konnten vergangene Murgangereignisse den entsprechenden Witterungsverhältnissen gegenübergestellt werden. In der Saison 2010 erfolgten fünf effektive Murgangereignisse, in der Saison 2011 deren drei. Keine Murgänge ereigneten sich in der Saison 2012, in welcher die Abflussmessungen gemacht wurden. Im Folgenden werden die Resultate der Vorfeuchten als 7-Tagessummen von Niederschlägen, Niederschlagssummen, Niederschlagsintensitäten und Niederschlagsdauer präsentiert. Einerseits werden diese Resultate für die effektiven Murgangereignisse während den Jahren 2010 und 2011 aufgezeigt. Des Weiteren wird die Saison 2012 mit allen grösseren Niederschlagsereignissen in dieser Zeit betrachtet. Aus diesen Daten wurden Ereignisse mit grossem Gefahrenpotential aufgrund von Grenzwerten extrahiert. Folglich konnten Murgangereignisse und die potentiellen Ereignisse den Reaktionszeiten des maximalen Abflusses auf Niederschlagsereignisse gegenübergestellt und im Kontext der Temperatur- und Schneeverhältnisse betrachtet werden.

6.4.1 Niederschlagsbedingungen während Murgangereignissen in den Saisons 2010 und 2011

In Tabelle 12 sind die Niederschlagsverhältnisse während den Murgangereignissen in den Saisons 2010 und 2011 gemäss dem Auswertungsverfahren aus Kapitel 5.5 aufgelistet. Da während der Saison 2010 die 5-Minuten-Niederschlagssummen von den Stationen Tal, Birgli und Ritzli nicht vorhanden waren, wurden die maximalen Niederschlagsintensitäten für diese Saison (graue Zahlen) der Murgangdisposition 2010 von Geotest AG (aus Geotest AG, 2013) entnommen. Die Differenzen zwischen den berechneten, durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten am Standort Zentrum und den allgemeinen Grenzwerten der durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten in Bezug auf die Niederschlagsdauer für inneralpine Zonen gemäss Zimmermann et al. (1997) sind in der Spalte ganz rechts aufgelistet. Positive Werte bedeuten eine Überschreitung des allgemeinen Grenzwertes der zur Murgangauslösung notwendigen, durchschnittlichen Niederschlagsintensität. Für die Saison 2011 liegen gemäss der Ereignisanalyse der Geotest AG die Zeitpunkte der Murgangereignisse vor. Dabei ereignete sich ein kleiner Murgang am Abend des 4. Septembers, und am folgenden Morgen des 5. Septembers folgten vier weitere grosse Murenschübe. Die Ereignisse am 10. Oktober setzten um 8:10h ein (Geotest AG, 2012).

Tabelle 12: Niederschlagsanalyse vor den Murgangereignissen der Jahre 2010 und 2011: Vorfeuchten als 7-Tagessummen der Niederschläge, Stundensummen der maximalen Niederschläge, maximale Niederschlagsintensitäten (aus 5-Minuten-Niederschlagssummen auf eine Stunde hochgerechnet), Niederschlagsdauer bis zum erfolgten Ereignis, durchschnittliche Niederschlagsintensitäten pro Stunde, Grenzwerte der durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten pro Stunde in Bezug auf die Niederschlagsdauer nach Zimmermann et al. (1997) (mit * gekennzeichnet) und Differenzwerte zwischen den berechneten, durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten pro Stunde und den Grenzwerten der durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten pro Stunde nach Zimmermann et al. (1997).

Datum	Vorfeuchten 7-Tages- Σ [mm 7d ⁻¹]	Stunden- Σ der max. N [mm h ⁻¹]	max. NI [mm h ⁻¹]	N-Dauer bis Ereignis [h]	Ø NI berechnet [mm h ⁻¹]	Grenzwerte Ø NI * [mm h ⁻¹]	Δ Ø NI - GW [mm h ⁻¹]
2010							
12.07	34.37	17.58	37.00	4	7.23	7.74	-0.51
16.07	79.68	29.29	48.00	5	8.59	6.59	2.00
21.07	95.69	22.26	52.00	3	10.02	9.52	0.50
23.07	152.72	12.50	33.00	21	2.77	2.35	0.43
12.08	69.91	5.47	8.80	16	2.05	2.85	-0.80
2011							
04.09	34.20	7.75	23.94	28	1.14	1.91	-0.76
05.09	64.80	6.00	13.71	40	1.57	1.47	0.09
10.10	129.19	5.83	8.83	88	1.47	0.84	0.63

N: Niederschläge NI: Niederschlagsintensitäten GW: Grenzwerte

Während der Saison 2010 wurde der allgemeine Grenzwert für inneralpine Zonen an drei von fünf Ereignissen überschritten, während der Saison 2011 an zwei von drei Ereignissen. Die ersten drei Ereignisse in der Saison 2010 waren von sehr kurzen und intensiven Niederschlagsereignissen geprägt. Diese Niederschlagsereignisse traten in Zusammenhang mit starken Gewittern auf (Hählen, 2010), weshalb auch die Stundensummen der maximalen Niederschläge sowie die maximalen und durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten sehr hoch lagen. Während den beiden letzten Ereignissen der Saison 2010 und den Ereignissen der Saison 2011 fanden länger anhaltende Niederschlagsereignisse statt, welche von deutlich geringeren Stundensummen der Maximalniederschläge und maximalen Niederschlagsintensitäten geprägt waren.

Die dem Ereignis vorangegangenen Niederschläge, woraus die 7-Tages-Vorfeuchten resultierten, zeigten am 12.07.2010 und am 04.09.2011 mit etwas über 34 mm/7d die geringsten Mengen. Mittlere Vorfeuchten zwischen 64 und 96 mm/7d wurden an vier Ereignistagen erreicht. Am 23.07.2010 und am 10.10.2011 waren zum Zeitpunkt der Murgangereignisse sehr hohe Vorfeuchten mit 153 respektive 129 mm/7d vorhanden. Beim Ereignis vom 23.07.2010 konnte mit 21h ein Niederschlagsereignis von mittlerer Dauer gemessen werden, welches aufgrund der hohen Intensitäten (maximale und durchschnittliche) jedoch auch ziemlich intensiv war. Geringe Werte der maximalen Stundensumme sowie maximalen und durchschnittlichen Intensität wurden während dem Murgangereignis vom 10.10.2011 verzeichnet, welchem jedoch ein lang andauerndes Niederschlagsereignis von 90h vorangegangen war.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass entweder kurze und intensive Niederschlagsereignisse oder lang andauernde Niederschlagsereignisse mit geringerer Intensität in der Vergangenheit zu Murgangereignissen führten. Dabei wurden die allgemeinen Grenzwerte der durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten in Bezug auf die Niederschlagsdauer für inneralpine Zonen nach Zimmermann et al. (1997) nicht in jedem Fall überschritten.

6.4.2 Niederschlagsbedingungen während potentieller Murganggefahren in der Saison 2012

Da in der Saison 2012 keine Murgangereignisse stattfanden, wurden potentielle Murganggefahren aufgrund der Abflussreaktionen in Kapitel 6.2.5 und von Beobachtungen in Kapitel 6.4.1 für diese Saison extrahiert. Dazu sind in Tabelle 13 alle grösseren Niederschlagsereignisse von Anfang Juli bis Ende Oktober mit denselben Werten wie in Tabelle 12 aufgelistet. Als primäres Ausscheidungskriterium für potentielle Murganggefahren (orange hinterlegte Felder) wurden Abflussspitzen aus Abbildung 29 und Abbildung 31 verwendet, welche gemessen oder simuliert einen maximalen Abfluss von über $2 \text{ m}^3/\text{s}$ überschritten. Solche Abflussreaktionen auf Niederschlagsereignisse entsprechen denjenigen während den

Murgangereignissen in der Saison 2011. Zusätzlich sind diejenigen Ereignisse grau hinterlegt, welche minimale 7-Tages-Vorfeuchten vergangener Murgangereignisse überschritten, jedoch keine stark ansteigenden Abflussreaktionen zeigten.

Tabelle 13: Niederschlagsanalyse der stärksten Niederschlagsereignisse im Jahre 2012 und Filterung der potentiellen Murganggefahren (orange): Vorfeuchten als 7-Tagessummen der Niederschläge, Stundensummen der maximalen Niederschläge, maximale Niederschlagsintensitäten (aus 5-Minuten-Niederschlagssummen auf eine Stunde hochgerechnet), Niederschlagsdauer bis zum erfolgten Ereignis, durchschnittliche Niederschlagsintensitäten pro Stunde, Grenzwerte der durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten pro Stunde in Bezug auf die Niederschlagsdauer nach Zimmermann et al. (1997) (mit * gekennzeichnet) und Differenzwerte zwischen den berechneten, durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten pro Stunde und den Grenzwerten der durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten pro Stunde nach Zimmermann et al. (1997).

Datum	Vorfeuchte \sum 7-Tage [mm 7d ⁻¹]	Stunde- \sum der max. N [mm h ⁻¹]	max. NI [mm h ⁻¹]	N-Dauer bis max. Q [h]	\emptyset NI berechnet [mm h ⁻¹]	Grenzwerte \emptyset NI *	Δ \emptyset NI - G [mm h ⁻¹]
2012							
02.07	104.70	6.73	23.43	22	1.97	2.27	-0.30
06.07	89.02	3.80	9.31	32	0.65	1.73	-1.08
14.07	26.86	2.62	4.75	20	0.85	2.43	-1.58
15.07	56.19	3.97	10.92	21	1.41	2.35	-0.94
21.07	63.02	2.66	5.31	26	1.09	2.01	-0.92
28.07	14.52	2.85	18.07	16	0.74	2.85	-2.11
05.08	25.91	6.96	13.05	13	1.04	3.31	-2.28
06.08	47.26	3.51	12.65	8	2.36	4.70	-2.34
12.08	25.74	3.34	12.19	2	2.19	12.75	-10.56
16.08	13.29	3.12	8.06	5	1.52	6.59	-5.07
20.08	16.35	3.92	22.53	3	2.68	9.52	-6.84
26.08	38.49	4.02	12.23	20	1.29	2.43	-1.14
30.08	64.36	7.22	17.00	10	2.82	4.00	-1.18
31.08	77.79	2.61	9.79	17	2.49	2.73	-0.24
12.09	33.06	7.49	24.78	18	1.84	2.62	-0.78
19.09	55.63	6.06	19.62	16	2.33	2.85	-0.53
22.09	56.62	3.44	8.59	11	1.30	3.74	-2.44
24.09	62.85	2.95	9.97	4	1.18	7.74	-6.56
27.09	39.67	3.91	6.92	7	2.64	5.17	-2.53
07.10	23.34	3.65	10.11	22	1.00	2.27	-1.27
09.10	56.80	5.90	17.95	19	1.51	2.52	-1.01
10.10	108.07	6.23	16.48	50	1.69	1.26	0.43
12.10	119.82	3.19	7.75	10	0.90	3.74	-2.84
15.10	112.12	3.36	5.82	14	1.25	3.14	-1.89
27.10	10.95	4.20	7.45	4	2.60	7.74	-5.14

N: Niederschläge NI: Niederschlagsintensitäten Q: Abfluss GW: Grenzwerte

Mit der geringsten Vorfeuchte von 33 mm/7d am 12. September entsprachen die Vorfeuchten der abgeschätzten, potentiellen Murganggefahren in der Saison 2012 denjenigen von vergangenen Murgangereignissen. Sowohl die Stundensummen der maximalen Niederschläge als auch die maximalen Niederschlagsintensitäten zeigten bei den potentiellen Murganggefahren ähnlich hohe Werte wie bei den vergangenen Ereignissen. Die Stundensumme des maximalen Niederschlags und die maximale Niederschlagsintensität waren am 31. August zwar vergleichsweise tief. Allerdings lag eine relativ hohe Vorfeuchte vor und die hohe, durchschnittliche Niederschlagsintensität von 2.49 mm/h führte zu einer sehr geringen Unterschreitung des allgemeinen Grenzwertes nach Zimmermann et al. (1997). Allgemein entsprachen die durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten während potentieller Gefahren in Bezug auf die Niederschlagsdauer der Höhe vergangener Ereignisse, was dazu führte, dass die Grenzwerte überschritten respektive nur geringfügig unterschritten wurden.

Weitere Niederschlagsereignisse der Saison 2012 mit relativ hohen Vorfeuchten (grau hinterlegt) wurden nicht als potentiell gefährlich abgestuft, da sie keine genügend hohe Abflussspitzen generierten. Zudem wiesen sie geringere Stundensummen der maximalen Niederschläge oder geringere maximale Niederschlagsintensitäten im Vergleich mit den Niederschlägen während vergangener Murgangereignisse auf. Auch die durchschnittlichen Niederschlagsintensitäten waren in Bezug auf die Niederschlagsdauer geringer als bei den abgeschätzten, potentiellen Gefahren. Am ehesten trafe eine potentielle Gefahr wohl auf die Niederschlagsereignisse vom 6., 15. und 21. Juli sowie auf diejenigen vom 26. August zu, da bei diesen Ereignissen der allgemeine Grenzwert nur geringfügig unterschritten wurde. Die Ereignisse vom 12. bis 20. August waren aufgrund der kurzen Niederschlagsdauer vermutlich durch Gewitter geprägt, welche jedoch mit wesentlich geringerer Intensität verliefen als die Murgänge auslösenden Gewitter in der Saison 2010 und deshalb die Grenzwerte bei Weitem nicht erreicht wurden.

6.4.3 Temperaturbedingungen und Schneeverhältnisse

Die Temperaturverhältnisse vor und während Murgangereignissen und abgeschätzten, potentiellen Murganggefahren sind in der folgenden Tabelle 14 als Temperaturmittelwerte über die fünf dem Ereignis vorangegangenen Tage dargestellt. Diese Angaben werden durch die aktuellen Temperaturen während den Ereignissen ergänzt. Die Schneeverhältnisse wurden aus den Schneesimulationen mit dem HBV-Modell als Wasseräquivalent der Schneedecke über die gesamte Einzugsgebietsfläche herausgelesen. Da Temperatur- und Niederschlagsdaten erst ab Juni 2010 vorhanden waren, konnte für das Jahr 2010 keine Schneesimulation gemacht werden.

Tabelle 14: Temperaturanalyse und Schneeverhältnisse vor den Murgangereignissen der Jahre 2010 und 2011 sowie vor den abgeschätzten, potentiellen Murganggefahren im Jahre 2012: Temperaturen im 5-Tagesmittel, aktuelle Temperaturen während den Ereignissen der Jahre 2010 und 2011 und während potentieller Murganggefahren im Jahre 2012, Wasseräquivalent der Schneedecke im gesamten Einzugsgebiet.

Datum	vorgängige Temperatur 5-Tagesmittel [°C]	aktuelle Temperatur während Ereignis/pot. Gefahr [°C]	Wasseräquivalent der Schneedecke [mm]
2010			
12.07	15.3	12.3	-
16.07	14.9	11.8	-
21.07	12.3	13.6	-
23.07	12.5	6.6	-
12.08	11.9	11.0	-
2011			
04.09	12.9	10.7	0.0
05.09	12.7	8.1	0.0
10.10	3.4	6.6	41.6
2012			
02.07	15.1	8.6	219.4
30.08	10.5	6.7	12
31.08	10.4	4.0	13
12.09	12.2	5.4	6.2
19.09	9.5	5.0	5.3
09.10	7.7	5.4	2.7
10.10	7.3	4.7	3.6

Die Ereignisse im Jahr 2010 fanden im Hochsommer statt, wo warme Temperaturverhältnisse vorherrschten. Dies traf auch auf Anfang September 2011 zu, wo für die Jahreszeit aussergewöhnlich hohe Temperaturen gemessen wurden. Die Temperaturwerte und das Wasseräquivalent der Schneedecke am 10. Oktober 2011 zeigten kalte Temperaturen mit Schneefällen vor und einem Wärmeeinbruch während den Murgangereignissen, was bereits in Abbildung 32 ersichtlich war. Zudem herrschte von Mitte September bis Anfang Oktober eine lang anhaltende Wärmeperiode.

Das Jahr 2012 zeigte für die Temperaturen während den potentiellen Murganggefahren einen stetig abnehmenden Temperaturverlauf vom Hochsommer bis in den Herbst. Lediglich die aktuellen Temperaturen während der potentiellen Murganggefahr am 31. August 2012 waren verhältnismässig tief, was daran liegt, dass die Spitzenabflüsse um 02:00h in der Nacht aufgezeichnet wurden. Die Schneeverhältnisse in dieser Saison zeigten ein ziemlich grosses Wasseräquivalent Anfang Juli. Dieses war dann ab Ende August bereits sehr klein und bis in

den Herbst ständig abnehmend, baute sich jedoch durch die kühlen Temperaturen Ende August und Mitte September auch immer wieder ein wenig auf (vgl. Abbildung 29).

6.4.4 Abflussmengen und Reaktionszeiten der Spitzenabflüsse

Das Einzugsgebiet reagierte in der Vergangenheit unterschiedlich stark auf Niederschlagsereignisse. Dies ist in Tabelle 15 ersichtlich, welche die Spitzenabflüsse während vergangener Murgangereignisse und während abgeschätzten, potentiellen Gefahren am Standort Galerie in Bezug zu zeitlichen Verzögerungen auf den jeweiligen Niederschlagsbeginn, die maximalen Niederschlagssummen pro Stunde und die maximalen Niederschlagsintensitäten zeigen. Zusätzlich sind sowohl die gemessenen als auch die simulierten, absoluten Abflussmengen am Standort Galerie aufgezeigt. Bis Mitte Juli fehlen die gemessenen Abflüsse, da der Levelogger bis zum erwähnten Zeitpunkt noch nicht installiert war. Für die Saison 2010 konnten diese Daten nicht generiert werden, da für die Modellierung dieser Abflüsse Messdaten ab Sommer 2009 notwendig wären.

Tabelle 15: Abflussanalyse in Bezug auf Niederschlagsereignisse mit simulierten Abflüssen während den Murgangereignissen im Jahr 2011 und mit simulierten und gemessenen Abflüssen während den potentiellen Murgangefahren im Jahre 2012: Aufgelistet sind die maximal gemessenen und simulierten Abflüsse, die zeitlichen Verzögerungen der maximalen Abflüsse nach dem Niederschlagsbeginn, die zeitlichen Verzögerungen der maximalen Abflüsse nach den maximalen, stündlichen Niederschlagssummen und nach den maximalen, stündlichen Niederschlagsintensitäten.

Datum	max. Q gemessen [m ³ s ⁻¹]	max. Q simuliert [m ³ s ⁻¹]	N-Dauer bis max. Q [h]	dt max. Q nach max. N-summe/h [h]	dt max. Q nach max. N-intensität/h [h]
2011					
04.09	-	1.165	28	2	2
05.09	-	2.305	40	5	2
10.10	-	3.459	88	6	6
2012					
02.07	-	4.249	22	3	5
30.08	2.086	1.33	10	5	5
31.08	2.433	1.353	17	3	2
12.09	4.073	1.962	18	4	3
19.09	2.74	1.884	16	7	7
09.10	0.64	1.473	19	3	1
10.10	10.361	3.063	50	2	3

Q: Abflüsse N: Niederschlag

Die Resultate in Tabelle 15 zeigen eine Unterschätzung der hohen und eine Überschätzung der tiefen, gemessenen Abflussspitzen durch die Modellsimulation, was bereits in Kapitel 6.3.1 gezeigt werden konnte. Die Überschätzung der gemessenen Abflussspitzen durch die Simulation liegt lediglich beim Ereignis vom 9. Oktober 2012 vor. Sehr hohe Abflusswerte wurden am 10. Oktober 2011, am 2. Juli 2012, am 12. September 2012 und am 10. Oktober 2012 simuliert und/oder gemessen. In Bezug auf die Niederschlagsdauer lässt sich ein Muster von generell höheren Abflussspitzen auf länger andauernde Niederschlagsereignisse erkennen. Auffallend ist, dass die maximalen Abflüsse zeitlich immer sehr kurz auf die maximalen, stündlichen Niederschlagssummen und Niederschlagsintensitäten folgten. Die Spitzenabflüsse folgten mit zeitlichen Verzögerungen bis maximal 7 Stunden, meist jedoch mit Verzögerungen zwischen 1 bis 5 Stunden auf die erwähnten beiden Niederschlagsfaktoren. Diese Reaktionsmechanismen werden in der Diskussion in Kapitel 7.6 nochmals aufgegriffen und genauer analysiert.

7 Diskussion

7.1 Unsicherheiten in den Messdaten von Temperatur und Niederschlag

Durch die räumliche Integration der verschiedenen punktuellen Messstationen war es möglich, die Temperaturen und Niederschläge für das Einzugsgebiet im Spreitgraben zu berechnen. Grundsätzlich ist die räumliche Auflösung aller Messstationen über die kleine Gebietsfläche und an Standorten in unterschiedlichen Höhenlagen sehr hoch, wodurch die lokalen Effekte integriert werden können. Allerdings existieren diverse Unsicherheiten, insbesondere bei der Erfassung von Niederschlagsdaten.

Die Hauptfehlerquelle bei Temperaturmessungen gründet neben dem Instrumentenfehler auf dem Strahlungseinfluss. Dabei spielen sowohl die kurzwellige Strahlung aus der Atmosphäre als auch die kurzwellige und langwellige Abstrahlung der Erdoberfläche eine zentrale Rolle. Diese Einflüsse können durch einen Strahlungsschutzschild um den Temperaturlogger und durch genügend grossen Abstand von der Erdoberfläche minimiert werden (Nakamura and Mahrt, 2005). Die grosse Anzahl an Messstationen ermöglichte Quervergleiche zwischen den Stationen und somit eine Verifizierung der Messungen von einzelnen Stationen. Zusätzlich konnten die berechneten Temperaturgradienten mit Temperaturgradienten aus der Literatur verglichen und somit die Messwerte evaluiert werden. In einer Analyse alpiner Temperaturgradienten von Rolland (2003) werden aus verschiedenen Regionen Werte zwischen 0.39 und 0.80 °C Temperaturabnahme pro 100 Meter Höhenzunahme mit gebietsspezifisch hoher Variabilität präsentiert. Der berechnete, jährlich mittlere Temperaturgradient im Spreitgraben liegt in diesem Wertebereich. Die kleineren Gradienten im Winter werden durch die Studie ebenfalls bestätigt (Rolland, 2003) und könnten durch erhöhtes Vorkommen von Kaltluftseen im Tal während den Wintermonaten erklärt werden (Clements et al., 2003; Rolland, 2003). Allerdings muss bei den berechneten Temperaturgradienten der Monate Dezember bis Februar von einer grösseren Unsicherheit ausgegangen werden, da während dieser Zeit nur Temperaturmessungen der Station Guttannen vorhanden waren und die Werte somit aus den Temperaturgradienten der Monate November und März interpoliert wurden.

Zu den Unsicherheiten bei Niederschlagsmessungen zählen Windeffekte, Schnee-verwehungen, zu ungenaue Erfassung der hohen, räumlichen Niederschlagsvariabilität infolge zu geringer Anzahl an Messstationen und Instrumentenfehler. Diese Fehlerquellen können durch eine geeignete Standortwahl der Niederschlagsmesser verkleinert werden (Nešpor and Sevruck, 1999; Beven, 2012; Gabella et al., 2012). Die Unsicherheiten durch Windeffekte sind aufgrund von Verwirbelungen der Regentropfen am grössten. Dabei nehmen sie mit zunehmender Windgeschwindigkeit und höherer Lage zu. Zudem treten grössere Messfehler bei Schneefall

auf. Daraus können wahre Niederschlagsmengen um bis zu 25% unterschätzt werden (Spreafico and Weingartner, 2005). Diese Effekte betreffen die Stationen Birgli und Ritzli aufgrund ihrer Höhenlage am stärksten, dürften jedoch auch bei den anderen Stationen vorhanden sein. Wie bereits erwähnt ist für das kleine Gebiet eine hohe Anzahl an Messstationen vorhanden. Dabei muss beachtet werden, dass fehlende Messungen der Stationen Tal, Sattel, Birgli und Ritzli besonders während der Wintermonate sowie für die Zeit vom 1. Juni 2010 bis 1. Juni 2011 diese Anzahl reduziert. Dadurch waren über die erwähnten Zeiträume lediglich Messdaten von der Station Guttannen verfügbar, was die räumlich hohe Auflösung stark verringerte. Aufgrund der Niederschlagsgradienten konnten diese Messdaten zwar auf höhere Lagen interpoliert werden, die Integration der lokalen Effekte im Einzugsgebiet wäre jedoch nur mit weiteren Auswertungsverfahren möglich gewesen. Eine grobe Evaluierung der Niederschlagsmessungen konnte durch den Vergleich mit der Messstation Grimsel, Hospiz gemacht werden. Allerdings darf dieser Evaluierung nicht allzu viel Gewicht zugemessen werden, da die Messstation Grimsel, Hospiz mit 10 km Entfernung eine grosse Distanz zum Einzugsgebiet aufweist und die lokalen Effekte damit sehr unterschiedlich sein können. Eine genauere Evaluierung machte MeteoSCHWEIZ mit einer Analyse der Niederschlagsverteilung im Spreitgraben für den Sommer 2010 unter Einbezug von Radarmessungen. Daraus konnten Messungenauigkeiten einzelner Stationen ermittelt werden. Zudem wurden Empfehlungen einer optimaleren Anordnung der Messstationen für Quervergleiche zwischen den Stationen gegeben (Gabella et al., 2012).

Das Wasseräquivalent der Schneedecke wurde aufgrund der Temperatur- und Niederschlagsdaten simuliert, und somit flossen die erwähnten Unsicherheiten in die Simulation mit ein. Zudem konnte die Schneeverteilung durch Lawinen nicht simuliert werden. Im Spreitgraben werden jedoch durch diese Umverteilung grosse Schneemengen an den Hangfusslagen abgelagert, welche den Sommer zum Teil überdauern und somit die Schuttkegel überdecken und bei warmen Temperaturen Schmelzwasser liefern. Dieser Ungenauigkeit wurde aufgrund einer tief angesetzten Schmelzrate entgegenzuwirken versucht, damit der Schmelzwasserbeitrag zum Abfluss auch im Sommer stattfand. Dadurch ist allerdings von einer Überschätzung der frühsummerlichen Schneedecke auszugehen. Diese Vermutung kann durch die zu hoch simulierten Basisabflüsse gegenüber den gemessenen Basisabflüssen im Juli 2012 in Abbildung 31 teilweise bestätigt werden.

Die angewandte Methodik zur Auswertung der Messdaten kann aufgrund der Anzahl und Verteilung der Messstationen im Spreitgraben als angemessen angenommen werden. Eine Verbesserung im Umgang mit den erwähnten Unsicherheiten wäre mit einem Mehraufwand durch zusätzliche Analysen unter Einbezug weiterer Auswertungsverfahren und Fernerkundungsdaten gemäss Kapitel 2.5 möglich. Vor allem während der Wintermonate könnten zusätzliche Messwerte der Station Tal der besseren Evaluierung von Unsicherheiten dienen. Messungen im Gipfelbereich während dieser Jahreszeit und daraus extrahierbare Verteilungsmuster über das gesamte Einzugsgebiet sind jedoch aufgrund der hohen

Schneemengen und Schneeverteilungen kaum möglich. Ein verbessertes Verständnis des Schmelzwassereintrages durch perennierende Schneefelder könnte durch Analysen der Schneeverteilung anhand Fotovergleichen vom Kamerastandort unterhalb des Birglistocks oder durch Modellierung der Transport-, Ablagerungs- und Umverteilungsprozesse von Schneemengen anhand digitaler Höhenmodelle (Gruber, 2007) erreicht werden.

7.2 Abflussmessung und Abflussberechnung

Der methodische Ansatz zur Abflussmessung wird im Folgenden kritisch betrachtet und diskutiert. Dabei liegt der Hauptbezug auf der Hypothesenstellung A. Demnach wird erwartet, dass mit einer geeigneten, murgangresistenten Messkonstruktion Basisabflüsse und spezifische Abflussspitzen zu Ereigniszeitpunkten permanent gemessen werden können. Diese Annahme beruht auf den Studien von Rennermalm et al. (2011) und Kean et al. (2012), welche mit ähnlichen Messvorrichtungen und Drucksensoren Abflussmessungen durchführten. Die Bedingungen im Untersuchungsgebiet eines proglazialen Flusses bei Rennermalm et al. (2011) wiesen jedoch deutlich höhere Pegelstände auf als beim Standort Galerie, und die Murgangproblematik war nicht vorhanden. Demnach war die Installation des Pegelmessers am seitlichen Flussrand in das Fliessgewässer eingetaucht möglich. Kalibrierungsmessungen zur Abschätzung der Fliessgeschwindigkeiten und zur Herleitung der Abfluss-Pegel-Beziehung wurden ebenfalls mit manuellen Abflussmessungen gemacht. Kean et al. (2012) versenkten den Logger ähnlich wie in Kapitel 5.3.1 beschrieben in der Mitte des Gerinnes in ein Bohrloch. Dabei handelte es sich wie im Spreitgraben um ein Murganggerinne. Allerdings wurden in dieser Studie vor allem die Zeitpunkte und Grössenordnungen der Spitzenabflüsse gemessen, nicht aber die effektiven Abflussmengen.

7.2.1 Evaluierung zur Eignung der Fliessformel nach Manning

Gemäss Kapitel 2.3 sollten bestimmte Bedingungen für die Anwendung der Fliessformel nach Manning erfüllt sein. Die Rauigkeitsunregelmässigkeiten der Mischbetonschicht am Loggerstandort liegen geschätzt bei ca. 0.6-0.7 cm. Pegelhöhen unter 2 cm wurden erst ab dem 15. November registriert, und am 21. November 2012 wurden mit 1.4 cm die kleinsten Pegelhöhen gemessen. Da die kleinsten Pegelwerte im November jedoch gemäss Kapitel 6.3.1 nicht mehr betrachtet wurden, ist die Bedingung von Rauigkeitsunregelmässigkeiten kleiner als einem Drittel des Wasserpegels gemäss Chow (1959) erfüllt. Die Voraussetzungen des unveränderten Bachbettes mit dem Sohlengefüge, der konstanten Fliessgeschwindigkeit und der konstanten Abflusstiefe während einer Messung trafen für den Loggerstandort ebenfalls zu.

Auch das gleichmässige Fliessverhalten mit parallelem Verlauf von Wasseroberfläche, Energiegefälle der Fliesslinien und Sohlengefälle war nach eigenen Einschätzungen gegeben.

Turbulentes Fliessverhalten und schiessende Wasserströmung als weitere Grundvoraussetzungen konnten mit den Reynolds-Zahlen und den Froude-Zahlen (Formeln 2.4 und 2.5) validiert werden. Die kleinsten Reynolds-Zahlen wurden aufgrund der tiefsten Pegelmessungen für den Monat November mit Werten um 8500 berechnet, womit turbulentes Fliessverhalten am Loggerstandort bestätigt ist. Superkritische oder schiessende Wasserströmung wird bei Froude-Zahlen grösser als 1 erreicht. Aus den Berechnungen über die Messzeitreihe resultierten Froude-Zahlen zwischen 2.6 und 3.8, womit schiessende Wasserströmung gegeben ist. Diese Evaluierung zeigt somit theoretisch die Eignung der Fliessformel nach Manning für das Fliessverhalten des Abflusses am gewählten Loggerstandort.

7.2.2 Unsicherheiten in den Pegelmessungen

Trotz des geeigneten Standortes waren die Pegelmessungen mit grossen Ungenauigkeiten verbunden. Wie in Kapitel 6.2.4 bereits dargestellt wurde, konnte aus den manuellen Abflussmessungen und den Pegelmessungen keine eindeutige Abfluss-Pegel-Beziehung (Abbildung 24) hergeleitet werden. Daher wurden die manuellen Abflussmessungen als exakt angenommen, und die Rauigkeitskoeffizienten konnten gemäss Formel 2.3 abgeschätzt und mit empirischen Abschätzungen von Cowan (1956) und Jarrett (1985) verglichen werden. Aus diesen beiden Bedingungen war die Ableitung von Pegelständen und Fliessgeschwindigkeiten möglich, allerdings nur zu Zeitpunkten, wo manuelle Abflussmessungen vorhanden waren, und unter Einbezug der Messungenauigkeiten von Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren und der Unsicherheiten in den Rauigkeitsabschätzungen. Daraus wurden die Pegelstände der gesamten Messreihe nach dem Interpolationsverfahren korrigiert.

Die höheren Korrekturwerte nach dem Ereignis vom 19. September 2012 sind gemäss Kapitel 6.2.4 auf die veränderten Fliessbedingungen am Loggerstandort zurückzuführen. Diese Veränderungen leiteten einerseits nicht mehr den gesamten Abfluss über den Levelogger und verursachten andererseits einen sehr variablen Pegelstand am Loggerstandort (vgl. Abbildung 26). Aus diesen beiden Gründen war das zur Verwendung der Fliessformel nach Manning notwendige, gleichmässige Fliessverhalten nicht mehr gegeben (Dalrymple and Benson, 1967; Gordon et al., 2004). Der Pegelstand resultierte nicht im effektiven Pegelstand, welcher aus der jeweiligen Abflussmenge resultieren würde.

Weiter ist anzunehmen, dass die Abschätzungen von höheren Abflüssen, insbesondere von Spitzenabflüssen, als sehr ungenau einzustufen sind. Dieser Einschätzung liegen verschiedene Aspekte zugrunde. Die Fliesslinien der Wasseroberfläche verliefen aufgrund der stark zunehmenden Geschwindigkeit und der zunehmend welligen Wasseroberfläche nicht mehr

parallel zum Sohlgefälle und somit nicht mehr gleichförmig (Bollrich, 2013). Wenn der Wasserpegel die Seitenwandhöhen des konstruierten Gerinnes überschritt, lag aufgrund des seitlich abgelagerten, grobblockigen Schuttmaterials ein wesentlich inhomogenerer Untergrund vor, welcher die Fliesseigenschaften stark veränderte. Zudem transportiert der Spreitgraben zu Spitzenabflüssen grosse Sedimentmengen, welche sich im Bohrloch festsetzen konnten und damit die Messungen des Loggers verfälschten. Diese Ungenauigkeiten konnten nicht abgeschätzt werden, da aufgrund fehlender, manueller Abflussmessungen während hoher Pegelstände keine Herleitung der Abfluss-Pegel-Beziehung möglich war. Der Grund der fehlenden Abflussmessungen liegt in der potentiellen Murganggefahr während dieser Zeitpunkte, wodurch ein Aufenthalt im Gerinne zu gefährlich gewesen wäre.

Zusammenfassend kann die Hypothese **A** nur bedingt bestätigt werden. Für exakte Abflussmessungen ist die Messmethode zu ungenau und mit diversen Unsicherheiten verbunden, sowohl für generelle Basisabflüsse als auch für Spitzenabflüsse. Auch Rennermalm et al. (2011) mussten mit grösseren Ungenauigkeiten umgehen, jedoch ist davon auszugehen, dass die Methode für höhere Pegelstände mit gleichmässigerem Fliessverhalten besser geeignet ist. Allerdings lieferten die Messungen ziemlich genaue Zeitpunkte der Spitzenabflüsse und ermöglichten das ungefähre Abschätzen der Grössenordnungen von Abflussmengen, was die Studie von Kean et al. (2012) bereits für Murgangabflüsse prognostizierte. Die erwartete Murgangresistenz der Loggervorrichtung konnte aufgrund fehlender Ereignisse in der Saison 2012 nicht getestet werden.

Eine genauere Analyse der Unsicherheiten, insbesondere derjenigen bei geringen Abflussmengen, könnte unter Umständen durch einen Mehraufwand erreicht werden. Dazu müssten die manuellen Abflussmessungen in kleineren Zeitabständen erfolgen. Zusätzlich wären manuelle Pegelmessungen in regelmässigen Abständen von Vorteil. Damit könnten die Pegelmessungen des Levelloggers evaluiert werden. Eine Analyse zur exakteren Abschätzung des Rauigkeitskoeffizienten aufgrund der Korngrössenzusammensetzung der Gerinnesohle wäre möglich, würde jedoch aufgrund der erwähnten Fehlereinflüsse vermutlich kaum zu verbesserten Abflussabschätzungen führen. Mit einem grösseren Kostenaufwand könnte zudem ein Levellogger mit höherer Präzision der Sensoren verwendet werden, was insbesondere bei den sehr kleinen Pegelständen des Basisabflusses im Spreitgraben ein Vorteil wäre.

7.3 Erkenntnisse aus den Abflusssimulationen

Mit dem Modellierungsansatz wurde versucht, die Hypothesenstellung **B** zu bestätigen. Damit sollten nach dem Ansatz einer optimalen Modellkalibrierung hydrologisch relevante Faktoren des Einzugsgebietes im Kontext mit dem Abflussregime analysiert werden und eine Abschätzung von Abflussspitzen während vergangener Ereignisse ermöglichen. Wie in Kapitel

7.1 und 7.2.2 bereits diskutiert, lagen die Inputdaten Temperatur, Niederschlag und Abfluss mit Ungenauigkeiten unterschiedlicher Grössenordnung vor. Die grössten Unsicherheiten sind in den Abflussmessungen zu erwarten, wobei auch die Auswertungen der Niederschlagsdaten grössere Unsicherheiten aufweisen. Diese Unsicherheiten flossen in die Abflusssimulation mit ein. Daraus resultierte, dass die simulierten Abflussmengen zwar nicht exakt sind und Grössenordnungen der Spitzenabflüsse nur abgeschätzt werden konnten, jedoch die Zeitpunkte von Spitzenabflüssen genau simuliert wurden.

Für die Modellkalibrierung lag nur ein kurzer Zeitraum von Messungen vor, worin jedoch einige Spitzenabflussereignisse stattfanden. Damit ist eine allgemeine Bedingung zur Kalibrierung des HBV-Modells erfüllt. Die Zeitdauer von 5-10 Jahren zur Modellkalibrierung konnte jedoch aufgrund der kurzen Datenreihe von 3.5 Monaten während der Saison 2012 nicht erreicht werden. Auch die Modellvalidierung anhand einer von der Kalibrierungsperiode unabhängigen Zeitperiode unter Verwendung der vorgängig kalibrierten Parameter war nicht möglich. Diese Validierung wäre allenfalls durch Teilung der Messzeitreihe möglich, was allerdings die Kalibrierungsperiode stark verkürzen würde und deshalb nicht gemacht wurde. Nach Seibert and Beven (2009) ist jedoch eine geringe Anzahl an Abflussmessungen besser als fehlende Abflussmessungen, und mit einer sorgfältigen Auswahl der Messzeitpunkte sowie durch Beachten der resultierenden Ungenauigkeiten können bereits akzeptable Abflusssimulationen erzielt werden. Durch die Murganggefahr im Spreitgraben würde jedoch genau die Auswahl der Messzeitpunkte ein Problem darstellen, da grössere Abflüsse nicht erfasst werden können. Aus diesen Gründen sind im Spreitgraben sehr schwierige Voraussetzungen für präzise Abflusssimulationen nach einem Modellierungsansatz vorzufinden.

Durch Feldbeobachtungen konnten die Parameterwerte der relevanten Abflussprozesse vorgängig eingegrenzt werden, um die Modellkalibrierung nach der Trial-and-Error-Methode zu präzisieren. Danach kam die Feineinstellung mittels GAP-Optimierung zur Verwendung. Die Modelleffizienz fiel nach der Kalibrierung mit einem tiefen Wert von 0.39 aus, womit die simulierten Abflüsse nicht sehr gut an die gemessenen Abflüsse angepasst werden konnten. Diese mässige Effizienz kann verschiedene Ursachen haben. Einerseits wurden grosse Abflussspitzen vom Modell unterschätzt und kleine Abflussspitzen überschätzt. Zudem wurden die gemessenen Tagesgänge, insbesondere im Hochsommer, nicht simuliert. Andererseits verursachte die überschätzte Schneedecke im Juli zu hohe Abflusseinträge in der Simulation.

In Bezug auf den ersten Teil der Hypothese **B** konnte das hydrologische Prozessverständnis durch den Kalibrierungsvorgang verbessert werden. Bei den Bodenprozessen, bestehend aus Soil Routine und Response Function resultierten ein sehr tiefer Wert der maximalen Wasserspeicherkapazität des Bodens ($FC = 31$ mm) und ein hoher Wert der Perkulationsrate zwischen den Grundwasserboxen ($PERC = 0.39$ mm h⁻¹) im Vergleich zu den typischen Wertebereichen des Modells. Die Rezessionskoeffizienten K_1 und K_2 sowie der nicht-lineare Koeffizient α , welche den Wasserrückgang in den Grundwasserboxen steuern, zeigten ebenfalls

hohe Werte ($K_1 = 0.05 \text{ h}^{-1}$, $K_2 = 0.01 \text{ h}^{-1}$, $\alpha = 0.40$) in Bezug auf die typischen Wertebereiche des Modells. Bei der Routing Routine, welche die Zeitdauer zwischen höheren Abflüssen und Erreichen der Basisabflüsse steuert, resultierte ein sehr tiefer MAXBAS-Wert (MAXBAS = 1.01 h) verglichen mit den typischen Wertebereichen. Die vier letztgenannten Faktoren weisen auf einen schnellen Abflussverlauf im Einzugsgebiet hin.

Tabelle 16: Vergleich von resultierenden Parameterwerten nach dem Kalibrierungsvorgang mit typischen Wertebereichen aus dem HBV-Modell in Bezug auf die Bodenprozesse (Soil Routine), die Grundwasserprozesse (Response Function) und den Reaktionsprozess (Routing Routine).

Parameter	resultierender Wert	typischer Wertebereich aus dem HBV-Modell	Einheiten
FC	31	200	[mm]
PERC	0.39	0.04	[mm h ⁻¹]
K1	0.05	0.004	[h ⁻¹]
K2	0.01	0.002	[h ⁻¹]
α	0.40	0	[-]
MAXBAS	1.01	24	[h]

Die Werte für die Bodenprozesse wurden aufgrund der Beschreibung des Einzugsgebietes in Kapitel 3 für die Modellkalibrierung eingegrenzt. Da ein grosser Teil des Gebietes aus Fels, lockerem Schuttmaterial und schlecht entwickelter Böden besteht, muss die Wasserspeicherkapazität des Bodens gering und die Perkulationsrate im Grundwasser hoch sein. Ebenso erfolgt aus diesen Voraussetzungen eine schnelle Entleerung des Grundwasserspeichers. Die schnellen Reaktionszeiten des Abflusses, welche die triangulär gewichtete MAXBAS-Funktion steuert, werden durch die genannten Bedingungen impliziert. Dieser Einfluss liess sich vorgängig aus den spitzen Abflusspeaks in Abbildung 29 qualitativ abschätzen.

Der zweite Teil der Hypothesenstellung **B** bezieht sich auf die Abschätzung der Abflussspitzen während vergangener Ereignisse. Die Datenzuverlässigkeit ausserhalb der zur Kalibrierung verwendeten Abflussvariationsspanne ist jedoch mit Unsicherheiten behaftet und muss mit grosser Sorgfalt betrachtet werden (Seibert, 2003). Somit dienen die Abflussmengen lediglich einer groben Abschätzung. Zeitlich stimmten die Abflussspitzen jedoch ziemlich genau mit den Murgangereignissen der Saison 2011 überein (vgl. Tabelle 17).

Tabelle 17: Vergleich von Zeitpunkten der Murgangereignisse im Jahre 2011 mit den Zeitpunkten der simulierten, maximalen Abflussspitzen.

Datum	Zeitpunkte Murgangereignisse	Zeitpunkte max. Abflussspitzen (simuliert)
04.09.2011	Abend	22:00 h
05.09.2011	Morgen	10:00 h
10.10.2011	08:10 h	10:00 h

Die Hypothese **B** kann somit teilweise bestätigt werden. Die manuellen Parametereinstellungen während der Modellkalibrierung ermöglichen ein verbessertes Prozessverständnis der hydrologisch relevanten Parameter in einem Einzugsgebiet. Dieses Verständnis könnte vor allem in schlecht untersuchten, unzugänglichen Einzugsgebieten wichtige Erkenntnisse bringen. Im Falle des Spreitgrabens liegen allerdings bereits sehr detaillierte Untersuchungen vor, womit nach diesem Ansatz nur eine grobe Evaluierung der relevanten Faktoren möglich war. Allerdings könnten weitere Abflussentwicklungen während vergangener Murgangereignisse mit demselben Modell und den notwendigen Inputparameter abgeschätzt werden.

Die Modellierungen müssen jedoch ständig unter Vorbehalt der Unsicherheiten in der Parameterkonstellation betrachtet werden, da unterschiedliche Konstellationen ähnliche Simulationen ergeben können (Seibert, 1997). Eine Verbesserung der Modelleffizienz und der Parameterabschätzung könnte durch ein vielfaches Kalibrieren mit unterschiedlichen Parameterkonstellationen erreicht werden. Daraus wären Unsicherheiten der Parameterabschätzungen zum Beispiel mit einem Monte-Carlo-Vorgang statistisch extrahierbar (Seibert, 1997). Der Trend in den untersuchten Parametern ist jedoch auch mit der einfachen Kalibrierung und dem Hintergrundwissen ersichtlich.

7.4 Grenzwerte der Niederschlagsbedingungen

Die Niederschlagsbedingungen während vergangener Murgangereignisse oder potentieller Murgangefahren sind in Tabelle 12 und Tabelle 13 in Kapitel 6.4 dargestellt. Durch die Hypothesenstellung **C** werden für diese Bedingungen bestimmte Grenzwerte erwartet, welche im Zusammenhang mit den vorgängigen Temperaturbedingungen, der Schneesituation und der Schuttverfügbarkeit Murgänge auslösen. In Bezug auf 7-Tages-Vorfeuchten vorgängiger Niederschlagseinträge lagen die Werte vergangener Ereignisse meistens über 50 mm/7d. Ausnahmen mit geringeren Vorfeuchten zeigten die Murgangereignisse vom 12. Juli 2010 und 4. September 2011 sowie die potentielle Murgangefahr vom 12. September 2012. Das erstgenannte Ereignis erfolgte auf ein heftiges Gewitter mit einer hohen Stundensumme der maximalen Niederschläge und einer hohen maximalen Niederschlagsintensität. Dieselben

Gewitterbedingungen lösten auch bei den folgenden beiden Ereignissen im Jahr 2010 Murgänge aus. Beim Ereignis vom 4. September 2011 waren die Stundensumme der maximalen Niederschläge und die maximale Niederschlagsintensität kleiner, allerdings gingen dem Ereignis länger anhaltende Niederschläge voraus. Ähnliche Bedingungen waren während der potentiellen Murganggefahr vom 12. September 2012 vorhanden. Ein spezifisches Muster von Grenzwerten der Vorfeuchte zur Murgangauslösung ist aus den Resultaten schlecht ableitbar, was in Abbildung 33 bestätigt wird. Dabei beziehen sich die Vorfeuchtelinien auf den gesamten Niederschlagseintrag der dem Ereignis vorangegangenen sieben Tage. Allerdings zeigten die Bedingungen vergangener Ereignisse gemäss Tabelle 12 immer 7-Tages-Vorfeuchten von über 30 mm. Somit scheinen die Vorfeuchten eine wichtige, jedoch nicht ausreichende Bedingung zur Murgangauslösung im Spreitgraben zu sein. Eine grosse Unsicherheit in diesem Zusammenhang besteht durch den unbekanntem Schmelzwasserbeitrag zur Vorfeuchte aus der Schneedecke, welcher zum Beispiel mit spezifischen Messungen von Wasseräquivalenten in der Schneedecke im Anrissbereich analysierbar wäre.

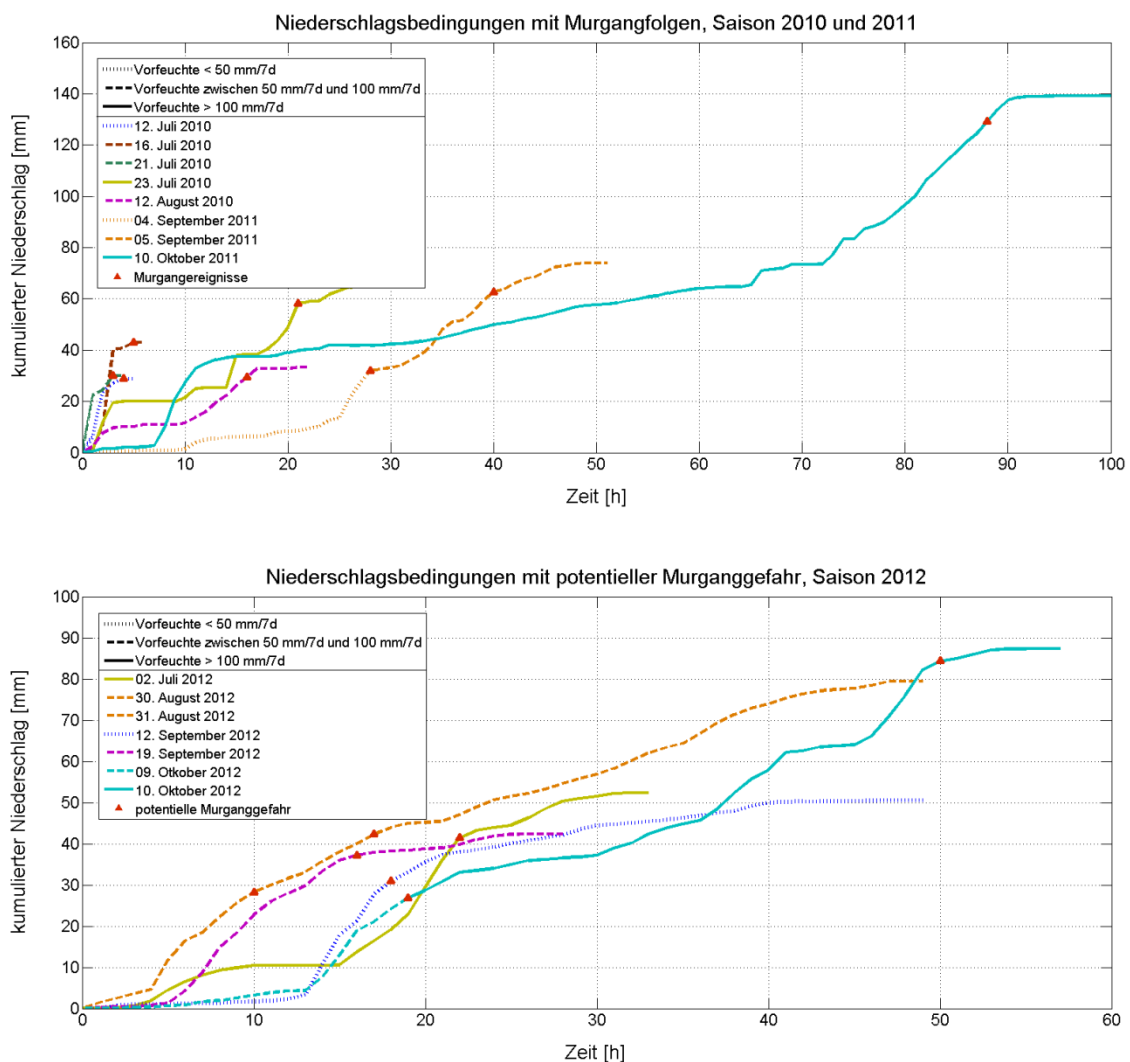


Abbildung 33: Niederschlagsbedingungen mit Murgangfolgen (Jahre 2010 und 2011) und mit potentieller Murganggefahr (Jahr 2012). Die Vorfeuchten zeigen den kumulierten Niederschlag der letzten 7 Tage bis zum jeweiligen Ereigniszeitpunkt und Zeit[h]=0 den jeweiligen Niederschlagsbeginn.

Die maximalen Niederschlagssummen und maximalen Niederschlagsintensitäten waren bei den Ereignissen oder potentiellen Murganggefahren meistens wesentlich höher im Vergleich zu den Bedingungen im Jahr 2012, welchen keine potentielle Gefahr zugewiesen wurde. Tiefere Intensitäten führten in der Vergangenheit vor allem in Zusammenhang mit höheren Vorfeuchten (12. August 2010, 5. September 2011 und 10. Oktober 2011) zu Murgangereignissen. Dass die Niederschlagsintensität eine entscheidende Rolle für die Auslösung von Murgängen im Spreitgraben spielt, ist in Abbildung 33 ersichtlich. Dabei folgten die Ereignisse in den Saisons 2010 und 2011 stets auf höhere Niederschlagsintensitäten (steilere Kurve des kumulierten Niederschlags). Kurze Niederschlagsereignisse führten nur in Zusammenhang mit einer grossen, durchschnittlichen Niederschlagsintensität zu Murgangereignissen. Dies traf auch für die potentiellen Murganggefahren in der Saison 2012 zu, in Bezug auf die zweite Aussage jedoch mit einem geringeren Trend. Die Resultate aus Tabelle 12 und Tabelle 13 zeigen diesen Zusammenhang zwischen durchschnittlicher Niederschlagsintensität und Niederschlagsdauer aufgrund der Grenzwertfunktion für inneralpine Zonen nach Zimmermann et al. (1997) (Formel 2.6). Dabei lagen die effektiven Grenzwerte bei den vergangenen Ereignissen und bei den potentiellen Murganggefahren nahe an den allgemeinen Grenzwerten. Aufgrund dieser Beobachtungen konnte diese allgemeine Grenzwertfunktion für den Spreitgraben angewendet und modifiziert werden (Abbildung 34).

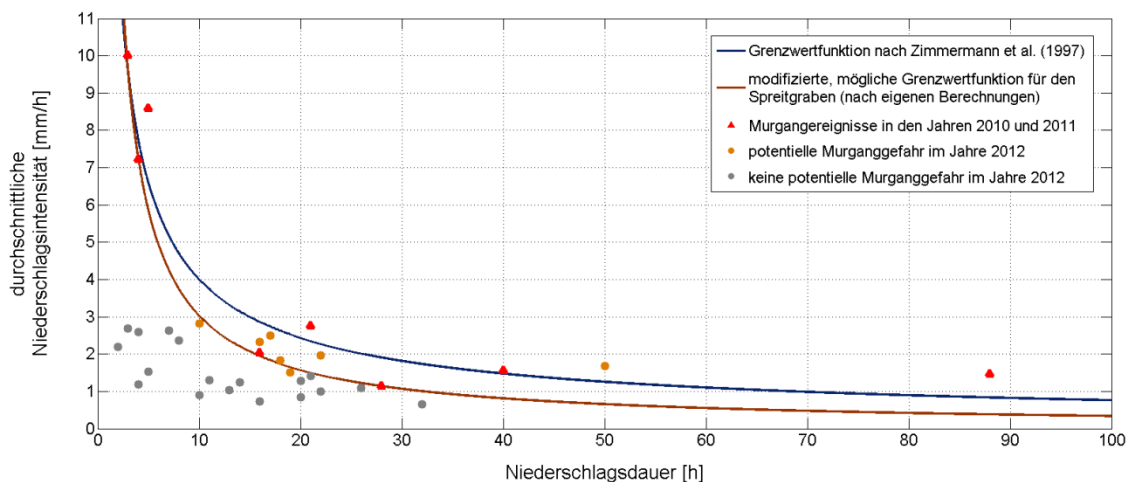


Abbildung 34: Vergleich der durchschnittlichen Niederschlagsintensität I [mm h^{-1}] und der Niederschlagsdauer D [h], welche in den vergangenen Jahren zu Murgangereignissen oder potentiellen Murganggefahren führten. Dabei ist die allgemeine Grenzwertfunktion für inneralpine Zonen nach Zimmermann et al. (1997) einer modifizierten, möglichen Grenzwertfunktion nach eigenen Berechnungen gegenübergestellt.

Einige Murgangereignisse fanden in der Vergangenheit mit Wertekonstellationen unterhalb der allgemeinen Grenzwertfunktion statt, was auch die negativen Werte in Tabelle 12 zeigten. Daher wurde eine mögliche Grenzwertfunktion für den Spreitgraben angepasst, welche die

folgende Beziehung zwischen Niederschlagsintensität I [mm h^{-1}] und Niederschlagsdauer D [h] aufweist.

$$I = 27 * D^{-0.95} \quad (7.1)$$

Nach dieser modifizierten Grenzwertfunktion liegen die Wertekonstellationen aller Murgangereignisse in den Jahren 2010 und 2011 oberhalb der Kurve. Die grösste Korrektur der allgemeinen Grenzwertfunktion musste vor allem im Bereich von zehn bis dreissig Stunden Niederschlagsdauer gemacht werden. Allerdings liegen dann auch die Werte potentieller Murgangefahren grösstenteils über der modifizierten Grenzwertfunktion, während sie bei der allgemeinen Grenzwertfunktion mit einer Ausnahme tiefer sind. Die Werte von Niederschlagsereignissen, welchen keine potentielle Murgangefahr zugeteilt wurde, liegen ausnahmslos unterhalb beider Grenzwertfunktionen.

Die Kurvenverläufe veranschaulichen, dass ein Zusammenhang zwischen der Niederschlagsintensität und der Niederschlagsdauer für die Auslösung von Murgängen besteht. Allerdings zeigen die Werte von potentiellen Murgangefahren oberhalb der modifizierten Grenzwertfunktion auch, dass zusätzlich zur Niederschlagsintensität und Niederschlagsdauer weitere Faktoren und Bedingungen zur Auslösung von Murgängen im Spreitgraben vorhanden sein müssen.

7.5 Einfluss der Temperaturbedingungen und der Schneesituation auf den Abfluss und die Murgangaktivität

Eine Einschätzung des Temperatureinflusses in Bezug auf Murgangereignisse im Spreitgraben ist schwierig, da die Temperaturbedingungen die Schneesituation, die Stabilität in den Geschiebeherden und die Schutzzufuhr durch Felssturzereignisse steuern. Ereignisspezifisch zeigen die Resultate aus Tabelle 14 bei den Murgängen in den Jahren 2010 und 2011 abgesehen vom 10. Oktober 2011 positive Temperaturen im 5-Tagesmittel von über 11°C auf 1850 m ü. M. Daraus lässt sich folgern, dass die Geschiebeherde im Einzugsgebiet wenig gefrorenes Material enthielten und somit instabilen Charakter aufwiesen. Betrachtet man den Temperaturverlauf über einen grösseren Zeithorizont, so ist in Abbildung 20 eine Warmphase von Ende Juni bis Ende Juli 2010, in Abbildung 32 eine länger andauernde Wärmephase von der zweiten Septemberhälfte bis zur ersten Oktoberhälfte im Jahre 2011 ersichtlich. Auf diese Warmphasen folgten in den beiden Jahren 2010 und 2011 jeweils Murgangereignisse. Ähnliche Wärmephasen existierten auch im August 2012 und in der ersten Septemberhälfte 2012, womit die Abschätzungen potentieller Murgangefahren gemäss Tabelle 13 auch in Bezug auf die Temperaturverhältnisse gerechtfertigt sind.

Ein weiterer wichtiger Fokus muss auf die fröhsommerlichen Temperaturverhältnisse gelegt werden, welche die Schnee- und Firnschmelze beeinflussen. Neben diesen Temperaturverhältnissen spielt auch die Schneedeckenmächtigkeit im Winter eine entscheidende Rolle. Das frühe Wegschmelzen der Schnee- und Firndecke legt einerseits die Geschiebeherde frei und verringert zusätzlich das Rückhaltevermögen von Niederschlagswasser durch die Schneedecke (Boone and Etchevers, 2001) Dadurch kann das Niederschlagswasser schneller in die freigelegten Geschiebeherde infiltrieren. Gemäss Kapitel 3.6 war der Kegelhals im inneren Graben im Herbst 2011 erstmals firnfrei, woraus sich aus diesem freigelegten Geschiebeherd Murgänge lösten (Geotest AG, 2012). Gründe dafür waren einerseits die mechanische Firnerosion durch vorangegangene Murgänge. Andererseits zeigte die Schneesimulation eine deutlich geringere Schneedeckenmächtigkeit im Jahr 2011 gegenüber dem Jahr 2012. Somit waren die Schneemengen in der Saison 2011 deutlich früher abgeschmolzen, was auch die Schneewasseräquivalente aus Tabelle 14 für die beiden Ereignistage im September 2011 zeigen. Das Schneewasseräquivalent von 41.6 mm am 10. Oktober 2011 entstand durch Neuschnee aufgrund von kühlen Temperaturen und dem Niederschlagseintrag. Dieser Neuschneeeintrag bedeckte jedoch vor allem die höher gelegenen Regionen und nur in geringem Masse die freigelegten Geschiebeherde am Kegelhals. Da zum Ereigniszeitpunkt die Temperaturen im Vergleich zu den Vortagen wieder höher waren (vgl. Tabelle 14), konnte die Neuschneedecke neben dem Niederschlagseintrag einen zusätzlichen Schmelzwassereintrag in die Geschiebeherde liefern. Im Herbst 2012 waren die Geschiebeherde im Kegelbereich gemäss eigenen Beobachtungen wieder bis in den September hinein mit Lawinenablagerungen bedeckt, was mitunter ein Grund für die ausgebliebenen Murgangereignisse sein könnte. Dies lässt sich aus den geringen Schneewasseräquivalenten über das gesamte Gebiet aus Tabelle 14 zwar nicht direkt ableiten. Wenn man jedoch beachtet, dass diese Schneemengen aufgrund der genannten Lawinenablagerungen hauptsächlich im Kegelhals des inneren Gerinnes zu lokalisieren sind, waren sie in diesen Bereichen doch beachtlich.

Diese Ausführungen zeigten, dass sie in Zusammenhang mit den diskutierten Grenzwertbedingungen der Niederschläge aus Kapitel 7.4 die Hypothesenstellung C grundsätzlich bestätigen. Konstant hohe Temperaturen und ein langanhaltendes, intensives Niederschlagsereignis erhöhen die potentielle Murgangefahr im Spreitgraben. In Bezug auf die Schneesituation sind mit den einfachen Simulierungen im HBV-Modell keine effektiven Zusammenhänge ableitbar, womit dieser Einflussfaktor wohl weiterhin durch Feldbeobachtungen vor Ort oder mit Kameras die präzisesten Schlüsse zulässt. Zusätzlich müssen die Wechselwirkungen von Niederschlag, Temperatur und Schneedecke jedoch auch zwingend im Kontext der Schuttverfügbarkeit und deren Korngrössenverteilung betrachtet werden. Diese Faktoren beeinflussen das Wasserspeichervermögen und daher die Vorfeuchtespeicherung in den Geschiebeherden und steuern somit das Abflussverhalten im Einzugsgebiet.

7.6 Das Abflussverhalten zu Ereigniszeitpunkten

Gemäss der Hypothesenstellung **D** wird generell ein ähnliches Muster im Abflussverhalten während Ereigniszeitpunkten von Murgängen erwartet. Durch spezifische Unterschiede sollten jedoch Rückschlüsse auf die hydrologischen Bedingungen im Anrissbereich vor diesen Ereignissen gezogen werden können. Die Abflüsse im Einzugsgebiet reagierten in der Vergangenheit sehr schnell auf Niederschlagsereignisse, was sowohl die zeitlichen Verzögerungen insbesondere auf die maximalen Stundensummen und maximalen Niederschlagsintensitäten aus Tabelle 15, als auch die schmalen Abflussspitzen aus Abbildung 29 zeigten. Diese schnellen Reaktionszeiten wurden durch den Kalibrierungsvorgang mit dem HBV-Modell gemäss Kapitel 6.3.1 und Kapitel 7.3 bestätigt.

Die Wasserspeicherkapazität des Untergrundes scheint aufgrund der Parameterschätzung im Modell und der gemachten Bodenanalysen sehr tief zu sein. Im Anrissbereich muss diese Speicherkapazität noch geringer sein, da vorwiegend Fels und Schutt mit geringem Speichervermögen respektive hoher Durchlässigkeit vorhanden ist. Somit ist davon auszugehen, dass sich die Speicher schnell entleeren. Allerdings bezieht sich die Zeitreihe des Abflussverhaltens auf das gesamte Gebiet und nicht spezifisch auf den inneren Graben, wo die Murgänge in den letzten Jahren ausgelöst wurden. Die gerinnespezifischen Abflussanalysen aus Kapitel 6.2.2 zeigten in der Saison 2012 deutlich kleinere Abflussmengen aus dem inneren Graben im Vergleich zum äusseren Graben. Diese Messungen wurden aufgrund der Murganggefahr nur zu Zeitpunkten geringer Abflussmengen gemacht und müssen somit den Basisabflüssen zugeordnet werden. Aus Abbildung 22 ist ersichtlich, dass der innere Graben bei höheren Temperaturen mit grösserem Abfluss reagierte. Dies liess sich durch die höheren prozentualen Abflussanteile am 11. September und 17./18. Oktober 2012 zeigen. Während der manuellen Abflussmessungen zu diesen Zeitpunkten herrschte jeweils eine Warmphase (vgl. Abbildung 29), welche am 17./18. Oktober auf ein Föhnereignis zurückzuführen ist. Unter Berücksichtigung, dass im Kegelhalbs des inneren Grabens im Herbst 2012 der grösste Anteil an Schneemengen durch Firn oder Lawinenschnee lag, wird ein höherer Basisabfluss im inneren Graben somit zu einem grossen Teil durch die Schneeschmelze beeinflusst. Die permanent höheren Basisabflüsse aus dem äusseren Graben unterhalb der Schaflägerstöck können mit der höheren Wasserspeicherkapazität des Untergrundes aufgrund des grösseren Vorkommens von unterentwickelten Böden und somit einem geringeren Felsanteil, sowie dem höheren Anteilen an Feinmaterial im Teileinzugsgebiet des äusseren Grabens erklärt werden. Daher trägt das gespeicherte Bodenwasser auch mit längerer Verzögerung nach einem Niederschlagseintrag zum erhöhten Abfluss bei. Der mittlere Graben wird aufgrund seines gering abgeschätzten Einflusses, sowohl auf Murgangereignisse als auch auf das Abflussverhalten, in dieser Diskussion vernachlässigt.

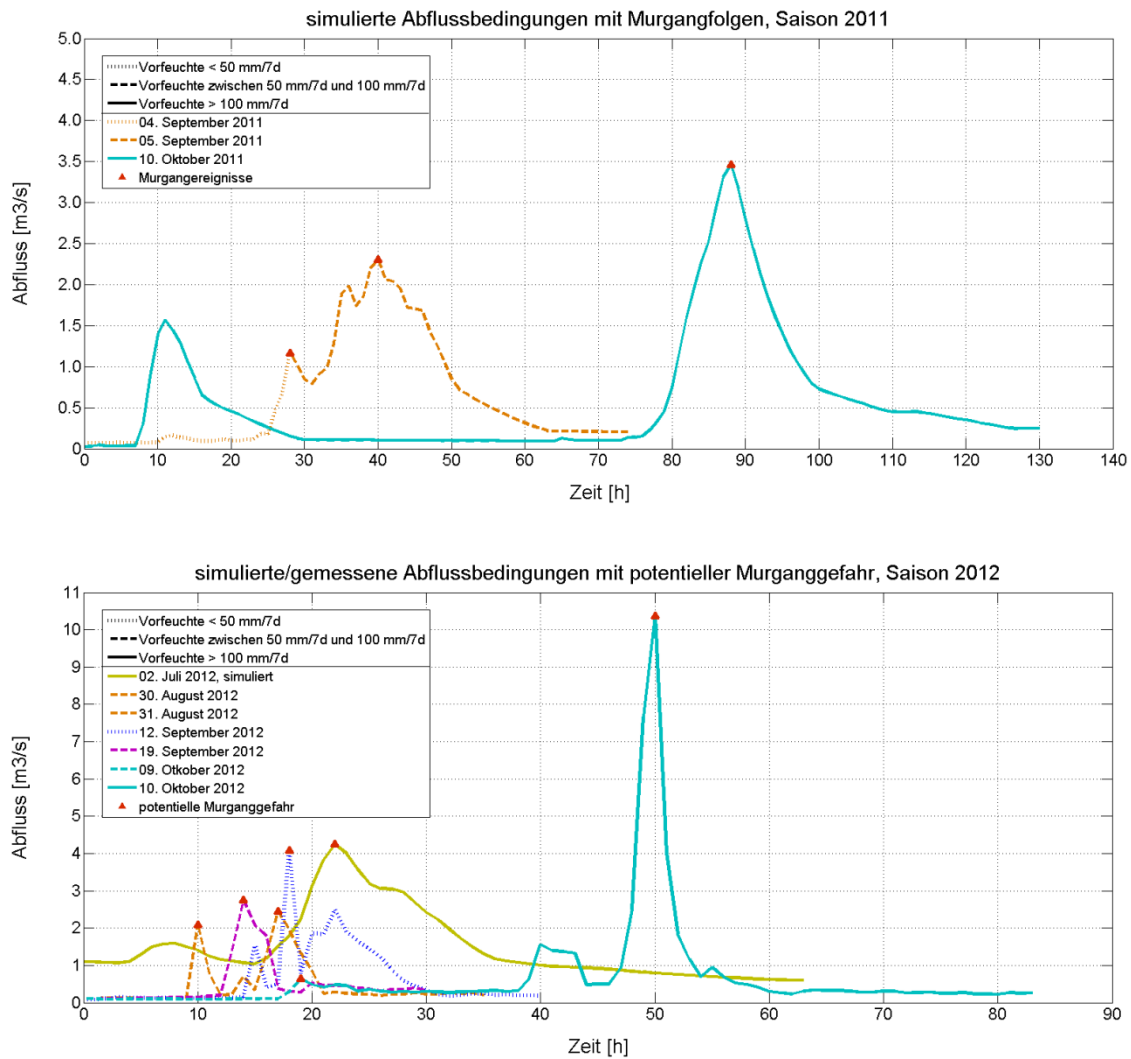


Abbildung 35: Simulierte und gemessene Abflussbedingungen mit Murgangfolgen (Jahr 2011) und mit potentieller Murganggefahr (Jahr 2012). Die Vorfeuchten zeigen den kumulierten Niederschlag der letzten 7 Tage bis zum jeweiligen Ereigniszeitpunkt.

In Abbildung 35 ist das simulierte Abflussverhalten während Murgangereignissen für die Saison 2011 und das simulierte Abflussverhalten vom 2. Juli 2012 sowie das gemessene Abflussverhalten während potentieller Murganggefahren für die Saison 2012 am Standort Galerie in Abhängigkeit der 7-Tages-Vorfeuchten dargestellt. Dabei beziehen sich die Vorfeuchten wiederum auf den gesamten Niederschlagseintrag der dem Ereignis vorangegangenen sieben Tage. Der Zeitpunkt 0 zeigt den jeweiligen Beginn des Niederschlagsereignisses. Die höchsten Abflussspitzen korrelieren mit lang andauernden Niederschlägen und hohen Vorfeuchten. Der erhöhte Basisabfluss vor und nach dem Ereignis vom 2. Juli 2012 ist auf den grösseren Schmelzwassereintrag zurückzuführen, was auch aus den Resultaten der manuellen Abflussmessungen vom 9./10. Juli 2012 in Kapitel 6.2.2 ersichtlich ist.

Durch Vergleich der Abflusskurven aus Abbildung 35 und der Niederschlagskurven aus Abbildung 33 wurde eine schnelle Abflusszunahme vor allem durch eine hohe Niederschlagsintensität erreicht. Geringe Niederschlagsintensitäten können im Einzugsgebiet

offensichtlich auch bei höheren Vorfeuchten noch gespeichert werden, was mehrfach auftretende Abflussspitzen mit jeweils nachfolgenden Abflussabnahmen trotz Niederschlags-einträge in den Abflusskurven vom 5. September, 2011, 10. Oktober, 2011, 2. Juli, 2012, 30./31. August, 2012 und 10. Oktober, 2012 zeigen. Wie bereits in Kapitel 7.4 festzustellen war, ist eine Korrelation zwischen den 7-Tages-Vorfeuchten und den drei Ereignissen im Jahr 2011 nicht erkennbar. Aufgrund der sehr geringen Basisabflüsse vor einem Niederschlagsereignis und der damit ableitbaren, schnellen Entleerung der Bodenspeicher ist jedoch davon auszugehen, dass vor allem die Summe der ereignisauslösenden Niederschläge und die Schmelzwasser-einträge als Vorfeuchtebedingungen entscheidend sind. Diese Vermutungen könnten durch eine genauere Analyse der Anrissgebiete untersucht werden. Dazu müsste der Wasseranteil im Geschiebeherd jedoch bekannt sein. Diesen Zusammenhang untersuchten zum Beispiel Berti and Simoni (2005) anhand im Geschiebeherd installierter Drucksensoren. Dabei analysierten sie Veränderungen des Porenwasserdrucks im Schuttgefüge aufgrund des Niederschlagseintrages. Weitere Erkenntnisse würde bestimmt auch eine Vorfeuchteanalyse bis zum Zeitpunkt des jeweiligen Beginns der ereignisauslösenden Niederschläge bringen. Dabei könnten diese Resultate mit den Basisabflüssen verglichen werden und zu einem erweiterten Prozess-verständnis des Speichervermögens im Untergrund und des Abflussverhaltens führen. Gemäss den Studien von Berti and Simoni (2005) und Gregoretto and Dalla Fontana (2008) bringen Analysen der Korngrößenverteilung im Anrissbereich zusätzliches Verständnis dieser Prozesse. Aufgrund der gerinnespezifischen Reaktionen würden permanente Pegelmessungen direkt unterhalb des Anrissgebietes wohl ebenfalls zu deutlich besseren Abschätzungen von kritischen Abflussspitzen vor und während Murgangereignissen führen. Somit muss mit dem Messstandort Galerie ein Schwachpunkt der Methodik genannt werden, da an diesem Standort der kumulierte Abfluss aus dem gesamten Einzugsgebiet gemessen wurde.

Gemäss der Hypothese **D** konnte ein ähnliches, generelles Reaktionsmuster des Abflussverhaltens zu Ereigniszeitpunkten aufgezeigt werden. Die Ereignisse im Jahre 2011 erfolgten jeweils nach starker und schneller Abflusszunahme, was ebenso auf die potentiellen Murganggefahren im Jahre 2012 zutraf. In Bezug auf die Niederschlagsbedingungen korrelierten diese starken Abflusszunahmen mit hohen Niederschlagsintensitäten. Rückschlüsse auf die hydrologischen Bedingungen im Anrissbereich sind aufgrund spezifischer Unterschiede im Abflussverhalten allerdings nur bedingt zu ziehen, da der Messstandort beim Ausflussspunkt des gesamten Einzugsgebietes lag. Daraus ist eine schnelle Entleerung des Einzugsgebietes bis zum Erreichen des Basisabflusses ersichtlich. Wie viel Wasser im Anrissbereich beim Erreichen des Basisabflusses allerdings noch immer zurückgehalten wird, kann aus den Resultaten nicht abgeleitet werden. Der effektive Einfluss von Vorfeuchten ist mit dem dargestellten Abflussverhalten schwierig abzuschätzen, insbesondere auch durch den unbekanntem Anteil des Schmelzwassereintrages. Generell tragen jedoch höhere Vorfeuchten zu einem höheren Maximalabfluss bei, da mit zunehmender Wassersättigung des Untergrundes der Oberflächenabfluss zunimmt.

7.7 Murgangauslösung als multifaktorielle Prozesskette

Dass sich komplexe Prozessinteraktionen im Anrissbereich von Murgängen abspielen, wurde in dieser Arbeit mehrfach erwähnt und teilweise analysiert. In dieser Diskussion konnte aufgezeigt werden, dass die Einflüsse der einzelnen Faktoren wichtig sind, jedoch meistens durch gegenseitige Interaktionen Murgänge im Spreitgraben auslösten. Daher sind diese Zusammenhänge in Abbildung 36 nochmals zusammenfassend dargestellt.

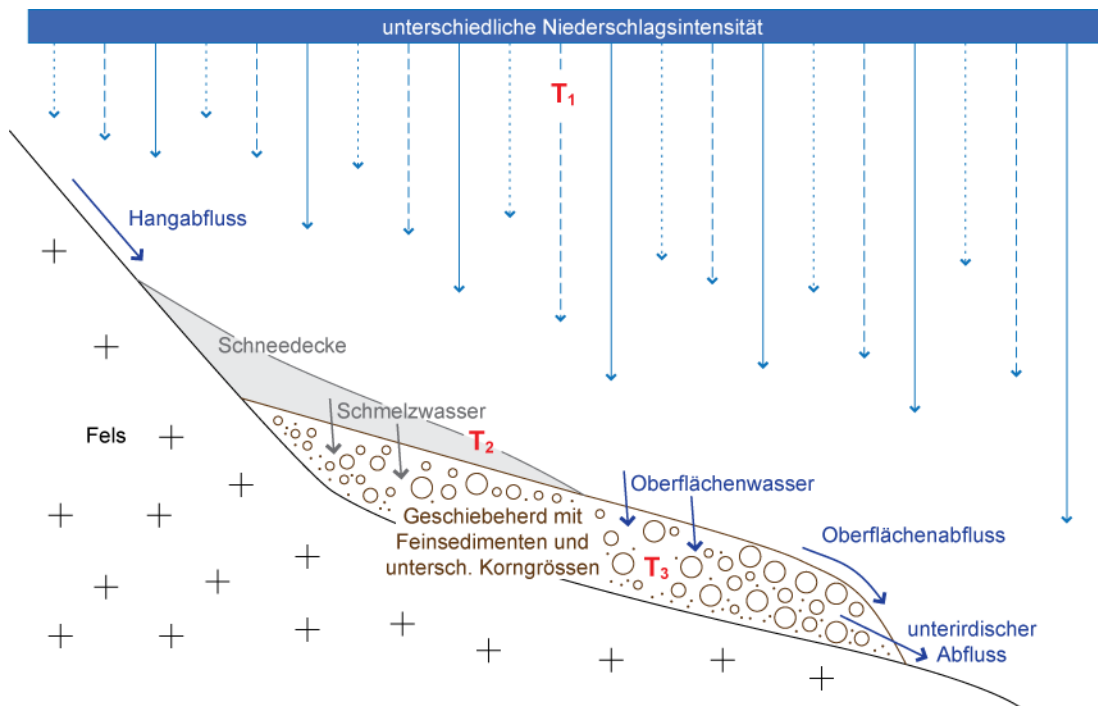


Abbildung 36: Schematische Darstellung eines Geschiebeherdes an Hangfusslage mit Potential für Murgangauslösung. Darin sind die Hauptfaktoren Niederschlag mit unterschiedlicher Intensität, Temperatur ($T_1 - T_3$), Schneedecke und Zusammensetzung des Geschiebeherdes für die hydrologisch wichtigsten Prozessketten (Pfeile) dargestellt.

Die Methodik in dieser Arbeit setzte insbesondere in der Analyse der variablen Niederschläge und des Abflusses aus dem System an. Dabei wurde der Einfluss der Temperatur und der Schneedecke miteinbezogen.

Es konnte gezeigt werden, dass die Niederschläge in Bezug auf die Intensität und die Dauer einen wichtigen Einfluss auf die Murgangauslösung im Spreitgraben ausüben. Sie steuern die Wassermenge, welche dem Geschiebeherd durch den Hangabfluss und die Perkolations des Oberflächenwassers zugeführt wird. Ein grösserer Zufluss erhöht den Wasseranteil im Geschiebeherd und begünstigt damit die Auslösebedingungen, was im letzten Abschnitt dieses Kapitels präziser erläutert wird.

Ob der Niederschlag als Schnee oder in flüssiger Form fällt, wird durch die Temperatur T_1 gesteuert. Der Schneefall perkoliert nicht direkt in den Geschiebeherd, sondern speichert das Wasser in der sich aufbauenden Schneedecke auf dem Geschiebeherd. Ein schneebedeckter Anrissbereich nimmt zusätzliches Niederschlagswasser bis zur Sättigung auf und hält es zurück. Schnee- oder firnfreie Geschiebeherde können daher in Bezug auf die Murgangauslösung wesentlich sensibler auf die Niederschlagseinträge reagieren, was die Murgangereignisse aus den firnfreien Kegelablagerungen im Herbst 2011 zeigten. Der Einfluss der Schneedecke konnte in dieser Analyse nur qualitativ beurteilt werden, da die gravitativ bedingten Umverteilungsprozesse in der Schneedeckensimulation nicht beachtet wurden.

Höhere Temperaturen begünstigen die Schneeschmelze (T_2) und das Auftauen von gefrorenem Schuttmaterial (T_3) im Geschiebeherd. Der erste Prozess erhöht die Vorfeuchte im Geschiebeherd zusätzlich durch Schmelzwassereintrag, und der zweite Prozess kann den Geschiebeherd destabilisieren. Die Resultate der Temperaturanalysen zeigten deutlich, dass Murgangereignisse im Spreitgraben meistens auf eine längere Warmphase folgten. Frühsommerlich warme Temperaturen können zudem die Felssturzaktivität begünstigen und zusätzlich mobilisierbares Schuttmaterial zur Verfügung stellen. Auf ein solches Felssturzereignis erfolgten im Jahr 2009 auch die ersten Murgangereignisse im Spreitgraben.

Die Korngrößenverteilung und der Anteil an Feinmaterial beeinflussen das Wasserspeichervermögen und die Infiltrationskapazität im Geschiebeherd. Dadurch wird die Verweildauer des Wassers als Vorfeuchte bestimmt und der unterirdische Abfluss gesteuert. Ein grosser Anteil an Feinmaterial erhöht das Wasserspeichervermögen gegenüber grobblockigem Material. Bei hoher Vorfeuchte kann der Porenwasserdruck im Anrissbereich durch Niederschlagseinträge schneller zunehmen und die Mobilisierung des Schuttmaterials begünstigen. Gemäss Kapitel 3.4 könnte das Ausschwemmen von Feinmaterial aus den Geschiebeherden mitunter ein Grund für die ausbleibenden Murgangereignisse im Jahr 2012 gewesen sein. Sind die Geschiebeherde wassergesättigt, erfolgt ein erhöhter Oberflächenabfluss aus Niederschlags- und Schmelzwasser. Sowohl der Oberflächenabfluss als auch der unterirdische Abfluss wurden durch die Abflussanalysen untersucht. Diese zeigten, dass hohe Niederschlagsintensitäten vom Einzugsgebiet nicht mehr gespeichert werden konnten und mit schnellen Abflusszunahmen reagierten. Zudem führten höhere Vorfeuchten zu generell grösseren Abflussspitzen. Allerdings muss an dieser Stelle nochmals erwähnt werden, dass sich die Messungen von Spitzenabflüssen auf das gesamte Einzugsgebiet bezogen. Um bessere Resultate zu erzielen, könnten die gemachten Analysen gemäss Berti and Simoni (2005) und Gregoretto and Dalla Fontana (2008) direkt an den Gefahrenherden vorgenommen werden.

8 Schlussfolgerungen

Ausgangslage und Vorgehensweise

Murgänge sind ein weit verbreitetes Phänomen im alpinen und hochalpinen Bereich und stellen vor allem im besiedelten Raum eine erhebliche Naturgefahr dar. Durch ihre starke Erosionswirkung können sie ein immens hohes Zerstörungspotential entwickeln und grosse Flächen mit Geschiebemengen im Ablagerungsbereich bedecken. Im Kontext des aktuellen Klimawandels ist ein besseres Verständnis der Auslöse-, Transport-, Erosions- und Ablagerungsprozesse notwendig, um Veränderungen bezüglich Frequenz und Grössenordnung der Murgangereignisse abschätzen zu können. Der Spreitgraben bei Guttannen im Berner Oberland zeigte seit 2009 eine hohe Aktivität an Murgangereignissen, welche bis 2011 von Jahr zu Jahr zunehmende Geschiebemengen in das Aaretal verfrachteten. Da sich im Auslaufbereich des Grabens Strassen, Werkleitungen und Gebäude befinden, wurden technische Massnahmen durch ein Überwachungs- und Alarmsystem ergriffen. Die Daten dieser Beobachtungseinrichtungen werden zusätzlich genutzt, um das Prozessverständnis von Murgängen am spezifischen Beispiel des Spreitgrabens zu erweitern.

Basierend auf bestehenden Forschungsergebnissen über Murgang auslösende Prozessinteraktionen zwischen Temperaturbedingungen, Niederschlagsverhältnissen, Schneedeckeneinfluss und der Zusammensetzung der Geschiebeherde, wurden die Hypothesen in dieser Arbeit mit dem Fokus auf hydrologisch bedingte Auslösemechanismen von Murgängen im Spreitgraben gestellt. Dabei waren Analysen der Niederschlagsverhältnisse als Eintragsparameter in das Einzugsgebiet und der Abflüsse als Ausgabeparameter aus dem Einzugsgebiet zentral. Diese beiden Faktoren konnten unter Berücksichtigung der Temperaturbedingungen, der Schneeverhältnisse und der Zusammensetzung der Geschiebeherde mit Bezug auf vergangene Murgangereignisse untersucht werden.

Die angewandten Methoden zur Untersuchung der erwähnten Parameter lassen sich in drei Teilbereiche gliedern. Einerseits wurden **Abflussmessungen** für den Zeitraum Juli bis November 2012 durchgeführt. Dazu diente eine murgangresistente Messvorrichtung mit einem Drucksensor für Pegelstandmessungen am Abflusspunkt des Spreitgrabens, welche senkrecht in einem Bohrloch im Bachbett installiert wurde. Aus diesen Pegelständen konnten durch regelmässig ausgeführte Abflussmessungen nach dem Verdünnungsverfahren und unter Verwendung der Fliessformel nach Manning mit empirisch abgeschätzten Rauigkeitskoeffizienten effektive Abflüsse abgeleitet werden. Der zweite Teil beinhaltete das **Auswerten der Temperatur- und Niederschlagsmessungen** von fünf Messstationen für den Zeitraum Juni 2010 bis Dezember 2012 durch ein räumliches Interpolationsverfahren mittels Thiessen-Polygone und durch berechnete Höhengradienten. Diese Abfluss-, Temperatur- und

Niederschlagsdaten wurden drittens für Abfluss- und Schneedeckensimulationen von Juni 2011 bis Dezember 2012 mit dem hydrologischen **HBV-Modell** verwendet. Zur Modellkalibrierung diente die Zeitreihe der Abflussmessungen. Aufgrund einer Höhenabstufung mit 100 Meter Äquidistanz konnten die Schneesverhältnisse besser simuliert werden. Aus diesen drei Teilbereichen resultierten die benötigten Faktoren zur Analyse vergangener Murgangereignisse.

Haupterkenntnisse

Aus den Pegelmessungen abgeleitet resultierte eine Abflusskurve über den Zeitraum von Mitte Juli bis Mitte November 2012, welche eindeutige Abflussreaktionen auf starke Niederschlagsereignisse zeigte. Dabei mussten die Pegelstände durch Kalibrierungsmessungen allerdings zusätzlich korrigiert werden. Für Abflussmessungen in einem steilen Gebirgsgerinne mit hohen Fliessgeschwindigkeiten und kleinen Pegelständen bei geringen Basisabflüssen ist die Genauigkeit dieser Messmethode daher limitiert. Beim Entwickeln der Messvorrichtung wurde besonders auf deren Murgangresistenz geachtet, was jedoch aufgrund ausbleibender Murgangereignisse im Jahr 2012 nicht überprüft werden konnte. Für Abflusssimulationen mit dem HBV-Modell waren im Spreitgraben sehr schwierige Bedingungen vorhanden. Insbesondere die kurze Zeitspanne von Beobachtungswerten, die sehr kleinen Basisabflüsse und die schnell reagierenden, hohen Spitzenabflüsse erschwerten die Modellkalibrierung. Trotzdem konnten Grössenordnungen hydrologisch wichtiger Parameter im Einzugsgebiet durch die Modellkalibrierung abgeschätzt und Spitzenabflüsse zeitlich realistisch simuliert werden. Eine genaue Simulation der Spitzenabflussmengen konnte nicht erreicht werden, womit nur eine grobe Abschätzung dieser Mengen möglich war.

Die Niederschlagsbedingungen während vergangener Murgangereignisse im Spreitgraben zeigten, dass für kurz andauernde Niederschläge wesentlich höhere Intensitäten (häufig durch Gewitter ausgelöst) zur Murgangauslösung nötig sind als für lang andauernde Niederschläge. Dieser Zusammenhang wurde in der Vergangenheit bereits mehrfach in verschiedenen Einzugsgebieten festgestellt. Darauf basierend konnte für den Spreitgraben eine spezifische Grenzwertfunktion für die durchschnittliche Niederschlagsintensität I [mm h^{-1}] in Bezug auf die Niederschlagsdauer D [h] abgeleitet werden, bei deren Überschreiten die Murgangswahrscheinlichkeit hoch ist.

$$I = 27 * D^{-0.95}$$

Zudem erfolgten die vergangenen Murgänge mit zeitlich kurzer Verzögerung von zwei bis sechs Stunden auf maximale Niederschlagsintensitäten. Die Vorfeuchte im Anrissbereich wird grösstenteils durch die Niederschlagssumme vor einem Murgangereignis gesteuert. Analysen von 7-Tages-Vorfeuchten zeigten keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen Vorfeuchtemengen und vergangenen Murgangereignisse. Allerdings ereigneten sich bis zum heutigen Zeitpunkt noch keine Murgänge bei Vorfeuchten unter 34 mm/7d, und bei Vorfeuchten über 60

mm/7d reichten geringere Niederschlagsintensitäten zur Murgangauslösung. Somit scheint dieser Faktor eine wichtige, jedoch nicht ausreichende Bedingung zur Murgangauslösung im Spreitgraben zu sein.

Bei den Temperaturverhältnissen konnte vor vergangenen Murgangereignissen fast immer eine länger andauernde Warmphase von über 10°C im 5-Tagesmittel für das Zentrum des Einzugsgebietes auf einer Höhe von 1850 m ü. M. festgestellt werden. Warme Temperaturen können die Schuttablagerungen durch auftauendes Untergrundmaterial destabilisieren, was zu einem erhöhten Auslösepotential führt. Die temperaturbedingte Felssturzaktivität mit daraus resultierender Schuttverfügbarkeit wurde in dieser Arbeit nicht beachtet.

In Bezug auf die Schneeverhältnisse steuern die Temperaturbedingungen sowohl die Schneeakkumulation als auch die Schneeschmelze. Beide Faktoren wirken sich auf die Vorfeuchtebedingungen im Geschiebeherd aus, wobei Schneefälle und eine vorhandene Schneedecke die Speicherung von Niederschlägen ermöglichen und Schmelzwassereinträge die Vorfeuchte erhöhen. Die Schneesimulation mit dem HBV-Modell ist limitiert, da sie das Wasseräquivalent der Schneedecke über das gesamte Einzugsgebiet berechnet und Schneeverteilungen nicht beachtet werden. Daher konnte nur qualitativ durch Beobachtungen beurteilt werden, dass schnee- und firnfreie Geschiebeherde im Spreitgraben in der Vergangenheit ein höheres Anrisspotential zeigten.

Sowohl die gemessenen wie auch die simulierten Abflusskurven zeigten generell ein ähnliches Reaktionsmuster mit starken Abflusszunahmen auf hohe Niederschlagsintensitäten und höheren Abflussmengen bei höheren Vorfeuchtebedingungen. Die Murgangereignisse im Jahr 2011 erfolgten jeweils zu Zeitpunkten der simulierten, maximalen Abflussspitzen. Aufgrund der schmalen Abflussspitzen und der schnellen Reaktionszeiten ist von einem sehr geringen Wasserspeichervermögen des Einzugsgebietes auszugehen, wodurch sich die Speicher im Spreitgraben sehr schnell entleeren. Dieser Prozess beeinflusst die Vorfeuchte in den Anrissbereichen vor Murgangereignissen in Zusammenhang mit dem Niederschlags- und Schmelzwassereintrag wesentlich. Daher scheinen grenzwertige Vorfeuchten für potentielle Murgänge vor allem von den jeweiligen Niederschlagseinträgen vor dem Ereignis abhängig zu sein. Wie viel Wasser in den Anrissbereichen längerfristig jedoch zurückgehalten wird, und in welchem Masse das Schmelzwasser die Vorfeuchte erhöht, konnte nicht analysiert werden, da die Abflüsse über das gesamte Einzugsgebiet gemessen und simuliert wurden.

Ausblick

Zum heutigen Zeitpunkt ist die weitere Verwendung der Messvorrichtung am Standort Galerie für Abflussmessungen wenig sinnvoll, da der Gerinnequerschnitt durch zusätzliche Geschiebeablagerungen weiter verändert wurde und nur noch ein geringer Teil des Abflusses vom Logger gemessen würde. Mit dem Anbringen des Loggers vor einem prognostizierten

Starkniederschlag mit potentieller Murganggefahr könnten im Ereignisfall jedoch die Murgangresistenz der Messvorrichtung getestet und zusätzliche Erkenntnisse über die Zeitpunkte, Grössenordnungen und Zusammensetzungen der Murgänge gewonnen werden.

Die Temperatur- und Niederschlagsmessungen wurden aus allen verfügbaren Messstationen im Einzugsgebiet auf den Schwerpunkt des Einzugsgebietes interpoliert. Da das Alarmsystem im Spreitgraben jedoch nur an eine Messstation (Standort Sattel) gekoppelt ist, wären dieselben Grenzwertanalysen der Niederschläge unter Einbezug dieser einzelnen Station für eine exaktere Alarmauslösung notwendig. In Bezug auf die Temperaturbedingungen könnten die Messdaten auf die Standorte potentieller Anrissbereiche interpoliert werden, um effektive Grenzbedingungen vor Murgangereignissen zu untersuchen.

Um weitere Erkenntnisse über Interaktionen von Wassereintrag, Wasserspeichervermögen und Abflussreaktionen in den Anrissbereichen zu erlangen, sind regelmässige Analysen des Schuttgefüges potentieller Gefahrenherde notwendig. Die Kombination von Abflussmessungen und Porenwasseranalysen innerhalb dieser Gefahrenbereiche würde wesentlich genauere Untersuchungen von Vorfeuchten ermöglichen.

Die Beobachtungs- und Überwachungsmethoden im Spreitgraben entwickeln sich ständig weiter, und die zunehmenden Erkenntnisse aus zukünftigen Murgangbeobachtungen können das Prozessverständnis in der Murgangforschung sowohl allgemein, als auch spezifisch auf den Spreitgraben bezogen, fortlaufend verbessern.

Literatur

- Bacchini, M., and Zannoni, A. 2003. Relations between rainfall and triggering of debris-flow: case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy). *Natural Hazards and Earth System Science* **3**: 71–79.
- Badoux, A., Graf, C., Rhyner, J., Kuntner, R., and McArdeell, B.W. 2008. A debris-flow alarm system for the Alpine Illgraben catchment: design and performance. *Natural Hazards* **49**: 517–539.
- Bundesamt für Umwelt (BAFU) 2005. Hinweiskarte zur potenziellen Permafrostverbreitung in der Schweiz. BAFU - Bundesamt für Umwelt, Bern.
- Bergström, S. 1992. The HBV Model - its structure and applications. Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Hydrology, Norrköping **4**: 35 pp.
- Bergström, S. 1995. The HBV Model (Chapter 13). Computer Models of Watershed Hydrology. Edited by V.P. Singh, *Water Resources Publications*, 443–476, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Berti, M., and Simoni, A. 2005. Experimental evidences and numerical modelling of debris flow initiated by channel runoff. *Landslides* **2**: 171–182.
- Beven, K. 2012. Rainfall-Runoff Modelling: The Primer. 2nd edition, 2012, 457 pp., John Wiley & Sons, Ltd, West Sussex, UK.
- Bollrich, G. 2013. Technische Hydromechanik 1: Grundlagen. 7. Ausgabe, 2013, 450 S., Beuth Verlag GmbH, Berlin.
- Boone, A., and Etchevers, P. 2001. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: local-scale evaluation at an Alpine site. *Journal of Hydrometeorology* **2**: 374–394.
- Brunner, H., Nievergelt, J., Peyer, K., Weisskopf, P., und Zihlmann, U. 2002. Klassifikation der Böden der Schweiz - Bodenprofiluntersuchung, Klassifikationssystem, Definitionen der Begriffe, Anwendungsbeispiele. FAL Reckenholz, Eidgenössische Forschungsanstalt für Agrarökologie und Landbau, Zürich: 67 S.+Anhang.
- Butterworth, J.A., Hewitt, E.J., and McCartney, M.P. 2000. Discharge measurement using portable dilution gauging flowmeters. *Water and Environment Journal* **14**: 436–441.
- Caine, N. 1980. The rainfall intensity: duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* **62**: 23–27.
- Cheng, C.T., Ou, C.P., and Chau, K.W. 2002. Combining a fuzzy optimal model with a genetic algorithm to solve multi-objective rainfall–runoff model calibration. *Journal of Hydrology* **268**: 72–86.
- Cheng, C.T., Zhao, M.Y., Chau, K.W., and Wu, X.Y. 2006. Using genetic algorithm and TOPSIS for Xinanjiang model calibration with a single procedure. *Journal of Hydrology* **316**: 129–140.
- Chow, V.T. 1959. Open-channel hydraulics. McGraw-Hill, New York.
- Clements, C.B., Whiteman, C.D., and Horel, J.D. 2003. Cold-air-pool structure and evolution in a mountain basin: Peter Sinks, Utah. *Journal of Applied Meteorology* **42**: 752–768.

- Cowan, W.L. 1956. Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agricultural Engineering* **37**: 473–475.
- Crozier, M.J. 1999. Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model. *Earth Surface Processes and Landforms* **24**: 825–833.
- Dalrymple, T., and Benson, M.A. 1967. Measurement of peak discharge by the slope-area method. *USGS - U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations*, Washington, DC. Book 3, Chapter A2.
- Daly, C. 2006. Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets. *International Journal of Climatology* **26**: 707–721.
- Day, T.J. 1976. On the precision of salt dilution gauging. *Journal of Hydrology* **31**: 293–306.
- Dingman, S.L. 2002. *Physical Hydrology*. 2nd edition, 2002, 646 pp., Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Diolaiuti, G.A., Maragno, D., Agata, C.D., Smiraglia, C., and Bocchiola, D. 2011. Glacier retreat and climate change: Documenting the last 50 years of Alpine glacier history from area and geometry changes of Dosedè Piazzì glaciers (Lombardy Alps, Italy). *Progress in Physical Geography* **35**: 161–182.
- Fischer, A.M., Weigel, A.P., Buser, C.M., Knutti, R., Künsch, H.R., Liniger, M.A., Schär, C., and Appenzeller, C. 2011. Climate change projections for Switzerland based on a Bayesian multi-model approach. *International Journal of Climatology* **32**: 2348–2371.
- Gabella, M., Germann, U., Panziera, L., Hering, A., Sideris, I., Clementi, L., Sassi, M., Nisi, L., and Mandapaka, P. 2012. Meteorological analysis of two debris flow events in the Spreitlaui basin in summer 2010. Federal Office of Meteorology and Climatology (MeteoSwiss).
- Gabet, E.J., and Mudd, S.M. 2006. The mobilization of debris flows from shallow landslides. *Geomorphology* **74**: 207–218.
- Geotest AG 2010a. Monitoring mittels Feldmessungen: Systemwahl und Kostenentwicklung am Beispiel Spreitgraben in Guttannen. Bericht der Geotest AG: Tobler, D., V. Raemy, und K. Graf, *ZLG* **36**.
- Geotest AG 2010b. Guttannen, Murgang Spreitloui - Analysen und Prognosen. Bericht Nr. 09237.8 im Auftrag vom Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I: 39 S. + Anhang.
- Geotest AG 2012. Murgänge Spreitgraben Guttannen - Ereignisanalyse und Prognosen Spreitgraben. Bericht Nr. 14092371.3 im Auftrag vom Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I: 39 S. + Anhang.
- Geotest AG 2013. Murgänge Spreitgraben Guttannen - Analyse Murgangdisposition 2012. Bericht Nr. 1412095.1 im Auftrag vom Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I: 26 S. + Anhang.
- Gioia, G., and Bombardelli, F. 2001. Scaling and similarity in rough channel flows. *Physical Review Letters* **88**.
- Gordon, N.D., McMahon, T.A., Finlayson, B.L., Gippel, C.J., and Nathan, R.J. 2004. *Stream hydrology: an introduction for ecologists*. 2nd edition, 2004, 429 pp., John Wiley & Sons, Ltd, West Sussex, UK.

- Graf, C., und Bartelt, P. 2010. Zweitmeinung zur Gefahrenabklärung Spreitgraben, Guttannen/BE. Bericht der WSL - Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, im Auftrag vom Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I: 42 S. + Anhang.
- Gregoretti, C., and Dalla Fontana, G. 2008. The triggering of debris flow due to channel-bed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: analyses of critical runoff. *Hydrological Processes* **22**: 2248–2263.
- Gruber, S. 2007. A mass-conserving fast algorithm to parameterize gravitational transport and deposition using digital elevation models. *Water Resources Research* **43**.
- Gruber, S., and Haeberli, W. 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research* **112**.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., and Stark, C.P. 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics* **98**: 239–267.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., and Stark, C.P. 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* **5**: 3–17.
- Gwinner, M.P. 1978. Geologie der Alpen: Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik. 2. Auflage, 1978, 480 S., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele u. Obermiller, Stuttgart.
- Hählen, N. 2010. Objektschutz - aus aktuellem Anlass: Murgänge Spreitgraben Guttannen. In *Fachleute Naturgefahren Schweiz*, Herbstkurs 2010, FAN; 11.
- Hamilton, S. 2008. Sources of uncertainty in Canadian low flow hydrometric data. *Canadian Water Resources Journal* **33**: 125-136.
- Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., et al. 2009. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews* **92**: 117–171.
- Hasler, A., Gruber, S., and Beutel, J. 2012. Kinematics of steep bedrock permafrost. *Journal of Geophysical Research* **117**.
- Huang, H.Q., Chang, H.H., and Nanson, G.C. 2004. Minimum energy as the general form of critical flow and maximum flow efficiency and for explaining variations in river channel pattern. *Water Resources Research* **40**.
- Huggel, C., Käab, A., Haeberli, W., and Krummenacher, B. 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Science* **3**: 647–662.
- Huggel, C., Clague, J.J., and Korup, O. 2012a. State of Science: Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains. *Earth Surface Processes and Landforms* **37**: 77–91.
- Huggel, C., Allen, S., Deline, P., Fischer, L., Noetzli, J., and Ravelin, L. 2012b. Ice thawing, mountains falling - are alpine rock slope failures increasing? *Geology Today* **28**: 98–104.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2007. Climate Change 2007: the physical science basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Iverson, R.M., Reid, M.E., and Lahusen, R.G. 1997. Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **25**: 85–138.
- Jarrett, R.D. 1985. Determination of roughness coefficients for streams in Colorado. *USGS - U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report*, 85-4004, Lakewood, Colorado, USA.
- Kean, J.W., Staley, D.M., Leeper, R.J., Schmidt, K.M., and Gartner, J.E. 2012. A low-cost method to measure the timing of postfire flash floods and debris flows relative to rainfall. *Water Resources Research* **48**.
- Kilpatrick, F.A., and Cobb, E.D. 1985. Measuring of discharge using tracers. *USGS - U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations*, Washington, DC.
- Krause, P., Boyle, D.P., and Båse, F. 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences* **5**: 89–97.
- Leon, J.G., Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.-P., Cauhopé, M., Frappart, F., Filizola, N., and Fraizy, P. 2006. Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges. *Journal of Hydrology* **328**: 481–496.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., and Bergström, S. 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology* **201**: 272–288.
- Linsbauer, A., Paul, F., Machguth, H., and Haeberli, W. 2013. Comparing three different methods to model scenarios of future glacier change in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* **54**: 241–253.
- Luna, B.Q., Remaître, A., van Asch, T.W.J., Malet, J.P., and van Westen, C.J. 2012. Analysis of debris flow behavior with a one dimensional run-out model incorporating entrainment. *Engineering Geology* **128**: 63–75.
- Magirl, C.S., Gartner, J.W., Smart, G.M., and Webb, R.H. 2009. Water velocity and the nature of critical flow in large rapids on the Colorado River, Utah. *Water Resources Research* **45**.
- Major, J.J., Pierson, T.C., and Scott, K.M. 2005. Debris flows at Mount St. Helens, Washington, USA. *Debris Flow Hazards and Related Phenomena*, edited by Jakob, M., and O. Hungr, pp. 685–731, Springer, New York.
- McArdell, B.W., Bartelt, P., and Kowalski, J. 2007. Field observations of basal forces and fluid pore pressure in a debris flow. *Geophysical Research Letters* **34**.
- McGuinness, J.L., and Bordne, E.F. 1972. A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values. *Technical Bulletin* **1452**, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington, DC.
- MeteoSchweiz (2013a). Klimaszenarien Schweiz – eine regionale Übersicht. Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie (MeteoSchweiz), Fachbericht MeteoSchweiz **243**.
- MeteoSchweiz (2013b). Klima Schweiz - Klimadiagramme. Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie (MeteoSchweiz).
http://www.meteosuisse.admin.ch/web/de/klima/klima_schweiz/klimadiagramme.html
 Zugriff: 09.07.2013.
- Moore, R. 2004. Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement: Part 1. *Streamline Watershed Management Bulletin* **7**: 20-23.

- Moore, R. 2005. Slug injection using salt in solution. *Streamline Watershed Management Bulletin* **8**.
- Nakamura, R., and Mahrt, L. 2005. Air temperature measurement errors in naturally ventilated radiation shields. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **22**: 1046–1058.
- Nash, J.E., and Sutcliffe, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology* **10**: 282–290.
- Nešpor, V., and Sevruk, B. 1999. Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **16**: 450–464.
- Noetzi, J., and Gruber, S. 2009. Transient thermal effects in Alpine permafrost. *The Cryosphere* **3**: 85–99.
- Noetzi, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., and Haeberli, W. 2007. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research* **112**.
- Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC) 2008. Das Klima ändert - was nun? Der neue UN-Klimabericht (IPCC 2007) und die wichtigsten Ergebnisse aus Sicht der Schweiz. Editiert durch Frei, C., M. Croci-Maspoli, und C. Appenzeller, S. 15-19. OcCC - Organe consultatif sur les changements climatiques, Bern.
- OTT Hydrometrie AG 2013. Frühjahr 2011 - Niederschlagsüberwachung Grimselgebiet, Projekt zur Umlegung der Transitgasleitung. Mellingen, Schweiz.
http://www.ott-schweiz.ch/web/ott_ch.nsf/id/pa_blog11_niederschlagsueberwachung.html
 Zugriff: 06.07.2013.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., and Loumagne, C. 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? *Journal of Hydrology* **303**: 290–306.
- Paul, F., and Haeberli, W. 2008. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models. *Geophysical Research Letters* **35**.
- Rennermalm, A.K., Smith, L.C., Chu, V.W., Forster, R.R., Box, J.E., and Hagedorn, B. 2011. Proglacial river dataset from the Akuliarusiarsuup Kuua River northern tributary, Southwest Greenland, 2008–2010. *Earth System Science Data Discussions* **4**: 71–97.
- Rickenmann, D., and Zimmermann, M. 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* **8**: 175–189.
- Rickenmann, D., Hürlimann, M., Graf, C., Näf, D., and Weber, D. 2001. Murgang-Beobachtungsstationen in der Schweiz. In *Wasser, Energie, Luft - Eau, Énergie, Air* **93**.
- Rieckermann, J., Borsuk, M., Reichert, P., and Gujer, W. 2005. A novel tracer method for estimating sewer exfiltration. *Water Resources Research* **41**.
- Rolland, C. 2003. Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of Climate* **16**: 1032–1046.
- Scheuner, T., Keusen, H.R., Mcardell, B.W., and Huggel, C. 2009. Murgangmodellierung mit dynamisch-physikalischem und GIS-basiertem Fließmodell. In *Wasser, Energie, Luft - Eau, Énergie, Air* **101**: 15-21.

- Schmadel, N.M., Neilson, B.T., and Stevens, D.K. 2010. Approaches to estimate uncertainty in longitudinal channel water balances. *Journal of Hydrology* **394**: 357–369.
- Schwarb, M., Frei, C., Schär, C., and Daly, C. 2001. Mittlere saisonale Niederschlagshöhen im europäischen Alpenraum 1971-1990. In *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 2.7., BWG - Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern.
- Seibert, J. 1997. Estimation of parameter uncertainty in the HBV Model. *Nordic Hydrology* **28**: 247–262.
- Seibert, J. 2003. Reliability of model predictions outside calibration conditions. *Nordic Hydrology* **34**: 477–492.
- Seibert, J., and Beven, K. 2009. Gauging the ungauged basin: how many discharge measurements are needed? *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **13**: 883–892.
- Seibert, J., and McDonnell, J.J. 2002. On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resources Research* **38**.
- Seibert, J., and Vis, M.J.P. 2010. HBV-light-GUI, Version 4.0.0.4. A semi-distributed hydrologic model to simulate catchment runoff. University of Zurich, Department of Geography, Physical Geography, Hydrology and Climate.
- Seibert, J., and Vis, M.J.P. 2012. Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences* **16**: 3315–3325.
- Silberstein, R.P. 2006. Hydrological models are so good, do we still need data? *Environmental Modelling & Software* **21**: 1340–1352.
- Simpson, M.R. 2001. Discharge measurements using a broad-band acoustic Doppler current profiler. *U.S. Geological Survey*, U.S. Department of the Interior, Sacramento, California.
- Solinst (2012a). Solinst 3001 Levellogger® Edge, Model 3001 - Data Sheet. High Quality Groundwater and Surface Water Monitoring Instrumentation, Solinst Canada Ltd., Georgetown, Ontario.
<http://www.solinst.com/Prod/3001/3001-data-loggers.html>
 Zugriff: 20.03.2013.
- Solinst (2012b). Solinst 3001 Levellogger® Edge, Model 3001 - User Guide for Levellogger Series Software, Version 4. High Quality Groundwater and Surface Water Monitoring Instrumentation, Solinst Canada Ltd., Georgetown, Ontario.
<http://www.solinst.com/Prod/3001/LevelloggerInstructions.html>
 Zugriff: 20.03.2013.
- Spreafico, M., and Weingartner, R. (2005). Hydrologie der Schweiz - Ausgewählte Aspekte und Resultate. Berichte des BWG - Bundesamt für Wasser und Geologie, Serie Wasser Nr. 7, Bern.
- Stahl, K., Moore, R.D., Floyer, J.A., Asplin, M.G., and McKendry, I.G. 2006. Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology* **139**: 224–236.
- Stoffel, M., and Huggel, C. 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography* **36**: 421–439.

- Swisstopo 2012. Landeskarten 1:25'000. Bundesamt für Landestopographie (Swisstopo).
<http://www.swisstopo.admin.ch>
 Zugriff: 28.10.2012.
- Swisstopo 2013. Höhenmodelle DHM25. Bundesamt für Landestopographie (Swisstopo).
<http://www.swisstopo.admin.ch>
 Zugriff: 21.05.2013.
- Terlien, M.T.J. 1998. The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology* **35**: 124–130.
- Vallance, J.W. 2005. Lahars. *Debris Flow Hazards and Related Phenomena*, edited by Jakob, M., and O. Hungr, pp. 247–274, Springer, New York
- Vandine, D.F., and Bovis, M. 2002. History and goals of Canadian debris flow research, a review. *Natural Hazards* **26**: 69–82.
- Viviroli, D., Zappa, M., Gurtz, J., and Weingartner, R. 2009. An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. *Environmental Modelling & Software* **24**: 1209–1222.
- Washburn, A.L. 1979. Geocryology: a survey of periglacial processes and environments. 2nd edition, 1979, 406 pp., Edward Arnold Ltd., London.
- Zimmermann, M., Mani, P., Gamma, P., Gsteiger, P., Heiniger, O., and Hunziker, G. 1997. Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz. *Schlussbericht im Rahmen des nationalen Forschungsprogrammes "Klimaänderung und Naturkatastrophen in der Schweiz" NFP 31*, vdf Hochschulverlag AG an der ETH, Zürich.

Persönliche Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und die den verwendeten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Ort, Datum

Unterschrift

Zürich, 30. September 2013

Daniel Eberhard