Institut für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Sebastian Würzer

Der Einfluss von Klimaveränderungen auf Regen-auf-Schnee Ereignisse Eine modellbasierte Attribution

Masterarbeit unter Leitung von Dr. Kerstin Stahl Freiburg i.Br., Februar 2013

Institut für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Sebastian Würzer

Der Einfluss von Klimaveränderungen auf Regen-auf-Schnee Ereignisse Eine modellbasierte Attribution

Referent: Dr. Kerstin Stahl

Korreferent: PD Dr. Jens Lange

Masterarbeit unter Leitung von Dr. Kerstin Stahl Freiburg i.Br., Februar 2013

Inhaltsverzeichnis

Inhal	tsverzeichnis	5
Abbil	ldungsverzeichnis	7
Tabe	llenverzeichnis	8
Abkü	irzungs- und Symbolverzeichnis	9
Zusa	mmenfassung	1
1	Einführung und Ziel der Arbeit	2
2	Einleitung	4
2.1	Die Schneedecke	4
2.2	Rain-on-Snow	5
2.2.1	Definition Rain-on-Snow und äquivalente Regenhöhe	5
2.2.2	Prozesse bei Rain-on-Snow	6
2.2.3	Klima und Auftreten von Rain-on-Snow	9
2.3	Gebiets-, Stations- und Datenbeschreibung	9
2.3.1	Daten und Stationen	9
2.3.2	Stationsauswahl	10
2.3.3	Beschreibung der Stationslage	12
3	Methoden	14
3.1	Modellbildung	14
3.1.1	Modellstruktur	15
3.1.2	Implementierung regeninduzierter Schneeschmelze:	19
3.1.3	Kalibrierung / Optimierung	20
3.2	Trendanalyse	21
3.2.1	Trendberechnung	21
3.2.2	Mann-Kendall Test	23
4	Ergebnisse	25
4.1	Betrachtung der Modellgüte	25
4.2	Trends der klimatischen Größen	29
4.2.1	Lufttemperatur	29
4.2.2	Niederschlag:	
4.2.3	Schneedeckendauer:	
4.2.4	ROS-Tage	
4.2.5	ROS-Ereignisse	41

5	Diskussion	.48
5.1	Probleme der Modellierung	.48
5.1.1	Fehler der Inputdaten	.48
5.2	Betrachtung der ROS-Ereignisse	.52
5.2.1	Vergleich mit der Schneedecke	.52
5.2.2	Entstehung von ROS-Ereignissen	.52
5.3	Klimatrends	.53
5.3.1	Temperatur	.53
5.3.2	Niederschlag	.54
5.3.3	Schneedeckendauer	.54
6	Schlussfolgerung	.56
Anhai	ng A: Tabelle der Stationslagedaten	.57
Anhai	ng B: Tabellen des r (Pearson) und $ au$ (Spearman) für die einzelnen Jahre	.58
Litera	turverzeichnis	.62
Hierm	it erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde	.67

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Darstellung der Modellstruktur16
Abbildung 2: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Kiefersfelden-Gach im Jahr 1997.26
Abbildung 3: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Münsingen-Apfelstetten im Jahr 1953
Abbildung 4: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Garmisch-Partenkirchen im Jahr 1959
Abbildung 5: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Münsingen-Apfelstetten im Jahr 1977
Abbildung 6: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Reit-im-Winkl im Jahr 1968 29
Abbildung 7: Verlauf der saisonalen Mitteltemperatur für die untersuchten Stationen. 30
Abbildung 8: Verlauf der Monatsmitteltemperaturen an der Station Freudenstadt. Dem gleichen Muster folgt auch der Verlauf der Monatsmitteltemperaturen der anderen Stationen
Abbildung 9: Entwicklung der Niederschlagssummen für die untersuchten Stationen33
Abbildung 10: Beobachtete und modellierte Schneedeckendauern der einzelnen Stationen
Abbildung 11: Beobachtete und modellierte Schneedeckendauer und 1:1 Linie
 Abbildung 12: Schneedeckendauer aufgetragen gegen die saisonale Mitteltemperatur und die Niederschlagssumme: Die Abbildung zeigt einen eindeutigen Zusammenhang von Mitteltemperatur eines betrachteten Jahres und der Schneedeckendauer. Bei der Niederschlagssumme scheint in Reit-im-Winkl eine Korrelation mit der Schneedeckendauer zu bestehen, in Freudenstadt jedoch ergibt die Korrelation nur ein Bestimmtheitsmaß von R²=0.05 und auch optisch lässt sich nicht auf eine Korrelation schließen
 Abbildung 13: Trendgeraden der beobachteten (rote Punkte) und modellierten (graue Punkte) Schneedeckendauer der Station Freudenstadt für die zwei Zeiträume 1953 bis1981 (beobachtet schwarze gestrichelte Linie, modelliert schwarze durchgezogene Linie) und 1981 bis 2011 (beobachtet rote gestrichelte Linie, modelliert rote durchgezogene Linie).
Abbildung 14: Verlauf der Anzahl jährlicher ROS-Tage an den einzelnen Stationen40
Abbildung 15: Darstellung der ROS-Tage in Bezug auf die saisonale Mitteltemperatur, die saisonale Niederschlagssumme und die saisonale Schneedeckendauer. Es lässt sich einen eindeutigen Bezug zwischen den Werten erkennen. Dargestellt sind die Wertepaare, die Regressionsgerade und des Bestimmtheitsmaß R ² 41
Abbildung 16: Beispielhafter Jahresverlauf des SWE mit 2 Rain-on-Snow-Ereignissen dargestellt als Äquivalentniederschlagshöhe
Abbildung 17: Beispielhafter Jahresverlauf des SWE mit 3 Rain-on-Snow-Ereignissen dargestellt als Äquivalentniederschlagshöhe
Abbildung 18: Anzahl der ROS-Ereignisse > 20 mm Niederschlagsäquivalent und einem Regenanteil zwischen 30-70% bzw. einem minimalen absoluten Schmelzanteil von 30 mm
Abbildung 19: Histogramm der Höhe der Niederschlagssumme für ROS-Ereignisse46
Abbildung 20: Summe der saisonalen Niederschlagsäquivalente der ROS-Ereignisse47

Abbildung 21: Messwerte des Februar in den jeweiligen Tag des Januars verschoben an
der Station Lenningen-Schopfloch im Jahr 1956 (Saison 1955)49
Abbildung 22: Über einen Zeitraum von über 3 Jahren liegen die Messdaten des SWE
schätzungsweise zehnfach verringert vor. Eine manuelle Multiplikation mit dem
Faktor 10 lässt eine Angleichung an den Verlauf der Schneedecke erkennen50
Abbildung 23: Residuen-Plot der mittleren saisonalen Temperatur

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Übersicht über die Messung und Bildung der in der Arbeit verwendeten meteorologischen Messgrößen (DWD)
Tabelle 2: Übersicht über die Lage und Datenverfügbarkeit an den gewählten Stationen.
Tabelle 3 : Parameterwerte des zur Auswertung herangezogenen Modelldurchlaufs, mit den vorgegebenen Optimierungsbereichen. 25
Tabelle 4: Gütemaße relativer Fehler, Korrelationskoeffizient r nach Pearson und Rangkorrelationskoeffizient (tau) nach Spearman des ausgewerteten Modelldurchlaufs
Tabelle 5: Absolute Trends über den betrachteten Zeitraum von 59 Jahren. Die absoluten Werte wurden zur besseren Anschaulichkeit gewählt, da die Trendgeraden kleine Steigungen aufweisen
Tabelle 6: Trends der jährlichen Niederschlagssummen für die Bereiche 1953-2011 und 1953 – 2000 mit den jeweiligen p-Werten, die anhand des Mann-Kendall-Tests und der Standardnormalverteilung bestimmt wurden
 Tabelle 7: Absolute und relative Änderung der Schneedeckendauer über die Jahre 1953-2011 (Mit Ausnahme LeSch. 1953-2000) mit Angabe der p-Werte, die durch MK-Test auf Trendsignifikanz ermittelt wurden. Dabei sind signifikante Trends kursiv, stark signifikante Trends fett dargestellt.
Tabelle 8: Steigungen der Trendgeraden und p-Werte des Mann-Kendall-Tests für die Anzahl der ROS-Ereignisse Ereignisse > 20 mm Niederschlagsäquivalent und einem Regenanteil zwischen 30-70% bzw. einem minimalen absoluten Schmelzanteil von 30 mm.44
Tabelle 9:Stationslagen während des Betrachtungszeitraums
Tabelle 10: Rangkorrelationskoeffizient $\boldsymbol{\tau}$ nach Spearman
Tabelle 11: Korrelationskoeffizient r nach Pearson 59

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

Bestimmtheitsmaß	R ²
Deutscher Wetterdienst	DWD
Gehalt flüssigen Wassers der Schneedecke (Liquid Water Content)	LWC
Grundwasserneubildung	GWN
Korrelationskoeffizient	r
Meter über Normalnull	m ü. NN
Rain-on-Snow	ROS
Rangkorrelationskoeffizient (Kendall)	τ
Rangkorrelationskoeffizient (Spearman)	r _s
Schneewasseräquivalent (Snow Water Equivalent)	SWE
Snow Melt	SM

Zusammenfassung

Die mit dem Klimawandel verbundene Temperaturerhöhung ist in Süddeutschland überdurchschnittlich hoch. Rain-on-Snow-Ereignisse mit hohem Schadenspotential könnten damit einhergehend zunehmen. Die vorliegende Arbeit untersucht die Veränderung von Lufttemperatur und Niederschlag und ihren Einfluss auf Rain-on-Snow-Ereignisse. Hierfür wurde ein Punkt-Schnee-Modell entwickelt, welches die Entwicklung des Schneewasser-Äquivalents der Schneedecke als Voraussetzung für Rain-on-Snow-Ereignisse simuliert. Die Klimagrößen zeigen im betrachteten Zeitraum von 1953 bis 2011 nichtlineare Verläufe und können daher mit linearen Trends nicht zutreffend beschrieben werden. Eine generelle Aussage zur klimabedingten Veränderung der Häufigkeit von Rain-on-Snow-Ereignissen kann nur mit Einschränkungen getroffen werden. Die vorliegende Arbeit zeigt auf, dass ein erhöhtes Auftreten von Rain-on-Snow-Ereignissen nicht gegeben ist, da seit Beginn der 1980er Jahre eine deutliche Abnahme der Schneedeckendauer zu beobachten ist.

Abstract

Rising air temperatures in connection with climate change may cause an increase in rain-onsnow-events with high damage potential in Southern Germany. This thesis investigates the influence of changes in air temperature and precipitation on the frequency of rain-on-snowevents. A point-snow-model was developed that simulates the snow-water-equivalent of the snowpack as precondition for rain-on-snow-events. Climate variables in the observed period from 1953 to 2011 show non-linear trends; therefore a generalized prediction is not possible. This thesis shows that higher frequencies of rain-on-snow-events are not likely due to the reduction of the duration of the snowpack from the 1980s on.

1 Einführung und Ziel der Arbeit

Saisonale Schneedeckenakkumulation und –abbau sind wichtige hydrologische Prozesse, welche die Energie- und Wasserbilanz auf der Erdoberfläche entscheidend beeinflussen. Mit zunehmender geographischer Breite und Geländehöhe nimmt der Anteil des Niederschlags, welcher als Schnee fällt, zu. Abfluss ist somit weniger vom zeitlichen Eintreten des Niederschlags abhängig, sondern zunehmend davon, wie hoch die Wärmezufuhr für die Schneeschmelze ist. In einem klimatisch typischen Jahr bildet sich oberhalb von 40° nördlicher Breite über nahezu ganz Europa, Asien und Nordamerika eine saisonale Schneedecke von wesentlicher Dauer aus (Masuda et al., 1993). Informationen über die kontinentale Schneedeckenausbreitung sind entscheidend für Wetterprognosen und hydrologische Vorhersagen. Präzise Informationen sind wichtig, um den Schnee als einen zuverlässigen Indikator für klimatische Variabilität und Wandel betrachten zu können (Robinson & Frei 2000).

Die Schneedecke wirkt während der winterlichen Akkumulation als großer Wasserspeicher und senkt die Temperaturleitfähigkeit der Erdoberfläche, während die Albedo zunimmt (Dechant & Moradkhani, 2011). Auf das Abflussregime wirkt die Schneedeckenentwicklung in ähnlicher Weise wie die Aufeinanderfolge niederschlagsfreier Perioden mit nachfolgendem Starkregen oder einer Phase langandauernden Landregens (KLIWA 2005). Vor allem im Süden Deutschlands sind in den letzten Jahrzehnten mehrere starke Hochwasserereignisse beobachtet worden, welche in ausgeprägtem Zusammenhang mit einsetzender Schneeschmelze und gleichzeitig auftretendem starkem Regen stehen (Caspary, 2004; Caspary & A Bárdossy, 1995), sogenannte Rain-on-Snow (ROS) Ereignisse.

Mehrere Studien haben die zeitliche Variabilität und Trends in der Ausdehnung und Ausprägung der Schneedecke über Europa untersucht und leiten aus den Ergebnissen signifikante Schwankungen während des gesamten letzten Jahrhunderts ab (Laternser & Schneebeli, 2003; DA Robinson & Frei, 2000; Brown & Robinson, 2011).

Ziel dieser Arbeit ist es, die Änderung klimatischer Größen an ausgewählten Standorten in Süddeutschland auf ihre Wirksamkeit bezüglich der Häufigkeit und des Ausmaßes von Rain-on-Snow-Ereignissen zu untersuchen. Anhand eines Punkt-Schneemodells soll die Schneedecke des jeweiligen Standorts simuliert und mittels einer Trendanalyse auf signifikante Erscheinungen in Bezug auf das Verhalten von Rain-on-Snow-Ereignissen untersucht werden. ROS-Ereignisse, die zu Hochwasser führen, können beträchtliche wirtschaftliche Schäden und Kosten verursachen (Caspary, 2004; Caspary & Bárdossy, 1995). Es ist daher von hoher Relevanz, abzuschätzen, wie sich die Häufigkeit und Intensität dieser Ereignisse in Bezug auf klimatische Größen verändern.

2 Einleitung

2.1 Die Schneedecke

In temperierten Klimata fällt Niederschlag im Winter und zu Beginn des Frühjahrs für gewöhnlich als Schnee und wird somit in mittleren und höheren Lagen für eine gewisse Zeit in der Schneedecke gespeichert (KLIWA, 2005; Sui & Koehler, 2001) Weltweit sind 50 % der Erdoberfläche permanent oder zeitweise mit Schnee bedeckt (Maniak, 2005). Die Speicherung des Niederschlags hat einen unmittelbaren Einfluss auf das hydrologische Regime. Sie beeinflusst z.B. die Grundwasserneubildung (GWN) oder das Abflussregime der Fließgewässer indem die Inputgröße Niederschlag mit zeitlicher Verzögerung und veränderter Intensität wirksam wird (KLIWA, 2005)

Die räumliche Verteilung des Schnees ist stark an die Höhenlage und Orographie gekoppelt, Niederschlag fällt mit steigender Höhe zusehends als Schnee, und auf der Luvseite von Gebirgen fällt meist mehr Niederschlag. Für den Erhalt der Schneedecke sind primär Niederschläge und Lufttemperatur von Bedeutung, jedoch spielt auch die Exposition eine wichtige Rolle, da eine erhöhte Einstrahlung die Schneeschmelze beschleunigt (Maniak, 2005). Die Schneedecke besteht aus einem Dreiphasengemisch mit 10 -40 % Eis, 0 – 30 % flüssigem Wasser und 60 – 90 % Luft in Bezug auf das Volumen (Wohlrab et al., 1992 in Herpertz, 2001). Diese Größen sind zeitlich stark variabel und ihr Anteil beispielsweise Abhängig von der Lufttemperatur oder dem Alter der Schneedecke.

Die hydrologisch bedeutendste Größe mit Bezug auf die Schneedecke ist das Schneewasseräquivalent. Es ist definiert als Wasser (fest, flüssig, gasförmig), das in der Schneedecke enthalten ist, ausgedrückt als Wasserhöhe (in mm) über einer horizontalen Fläche (DWD).

Die folgenden Begriffe dienen der Beschreibung der Schneedecke und ihrer Ausdehnung und Dauer und wurden alle dem KLIWA-Bericht (2005) bzw. aus dem Wetterlexikon des DWD entnommen.

Schneetag: Unter einem Schneetag versteht man den Tag, an welchem 24 Stunden lang ausschließlich Schnee gefallen ist. Der zugrunde gelegte Tageszeitraum erstreckt sich vom Frühtermin (06 Uhr UTC) bis zum darauffolgenden Frühtermin.

Schneedeckentag: Tag mit einer geschlossenen oder einer durchbrochenen (jedoch zu über 50 % vorhandenen) Schneedecke.

Schneedeckendauer: Die Schneedeckendauer ist gemäß DIN 4049-3 definiert als Anzahl der Schneedeckentage in einer bestimmten Zeitspanne. Als Schneedeckentag ist ein Tag definiert, an dem eine Schneedecke mit einem Bedeckungsgrad von über 50 % zu einem bestimmten Zeitpunkt vorhanden ist (KLIWA 2005).

Schneedeckenzeit: Zeitspanne vom ersten bis zum letzten Schneedeckentag, wobei auch schneedeckenfreie Tage eingeschlossen sind.

Beständigkeit der Schneedecke: Quotient aus Schneedeckendauer und der Schneedeckenzeit.

2.2 Rain-on-Snow

Fallen Schneeschmelze und Regen zusammen, kann dies die Schmelzprozesse beschleunigen, oder bei stärkerem Regen sogar zu Hochwasserereignissen führen (Sui & Koehler, 2001). Diese Phänomene sind in Süddeutschland wohlbekannt und treten z.B. gehäuft als sogenannte "Weihnachtstaufluten" im späten Dezember auf (Sui & Koehler, 2001). ROS-Ereignisse sind nicht nur Ursache für Hochwässer, sondern auch für andere Phänomene mit hohem Schadenspotential verantwortlich, wie z.B. Lawinen (Stimberis & Rubin, 2011; Conway & Benedict, 1992), Erdrutschungen und Murgängen (Singh et al., 1997). Die Mehrzahl der größten Hochwässer in British Columbia, Washington, Oregon und Kalifornien können mit ROS-Ereignissen in Verbindung gebracht werden (Singh et al., 1997). Den Zusammenhang von ROS-Ereignissen und Hochwasserereignissen in Nordbayern haben Sui & Koehler (2001) untersucht. Bardossy & Caspary (1995) und Caspary (2004) führten die großen Hochwasserereignisse in den Jahren 1990 und 1993 in Südwestdeutschland auf das Zusammentreffen von Regen mit gleichzeitig einsetzender Schneeschmelze zurück.

Der Temperaturanstieg im 20. Jahrhundert war in Deutschland mit +0.9 °C gegenüber dem weltweiten Anstieg von 0,6 °C überdurchschnittlich hoch. Zusätzlich ist ein deutlicher Anstieg von Winterniederschlägen zu verzeichnen (KLIWA, 2005). Ausgehend von der Vermutung, dass durch eine Erhöhung der mittleren Temperatur auch die Anzahl an ROS-Ereignissen steigt (Casson et al., 2010; Leung et al., 2004; Ye et al., 2007) könnte dies Anbetracht des Schadenspotentials der damit verbundenen Naturgefahren besorgniserregende Trends bedeuten.

2.2.1 Definition Rain-on-Snow und äquivalente Regenhöhe

Ein ROS-Ereignis wird festgelegt als Tag, an dem Regen fällt und gleichzeitig ein Abschmelzen der Schneedecke beobachtet wird (McCabe et al., 2007; Sui & Koehler, 2001; Sui & Koehler, 2006) Regen, der auf eine Schneedecke fällt, muss nicht zwingendermaßen zu einer Verringerung der Schneedecke führen (Maclean et al., 1995; McCabe et al., 2007). Da aber vor allem Ereignisse interessant sind, die einen potentiellen hydrologischen Effekt haben, wurden vor allem ROS-Events untersucht, die eine Verringerung der Schneedecke zur Folge haben.

Die resultierende Summe aus Schneeschmelze (Σ SM) und gefallenem Regen (Σ P) wird im Folgenden, wie auch bei Sui & Koehler (2001), als äquivalente Regenhöhe bezeichnet. Sie ist die relevante Größe für die Bemessung eines ROS-Ereignisses und dient in der Auswertung als kritische Größe für ROS-Ereignisse.

2.2.2 Prozesse bei Rain-on-Snow

Singh et al. (1997) setzen als Voraussetzung für die Erstellung eines funktionierenden Modells zur Simulation von ROS-Ereignissen ein Verständnis der Prozesse voraus, die mit der Speicherung von flüssigem Wasser (Liquid-Water-Content oder LWC), natürlicher und regeninduzierter Schneeschmelze und dem Wassertransport durch die Schneedecke zusammenhängen.(Conway & Benedict, 1992) beschreiben die Prozesse, welche stattfinden, wenn Regenwasser auf die Schneedecke trifft, anhand von Beregnungsversuchen:

Ein Teil des Wassers gefriert und latente Wärme wird dabei an die Schneedecke abgegeben. Diese erwärmt die Schneedecke auf 0 °C; ein isothermer Zustand entsteht. Conway & Benedict (1992) kamen zu dem Ergebnis, dass ca. 95% des Regens die Schneedecke befeuchtet und nur 5 % des Regens die Phase wechselt und dabei die Schneedecke erwärmt. Bei der Untersuchung zeigte sich anhand von Temperaturmessungen innerhalb der Schneedecke, dass das Regenwasser durch die Schneedecke perkoliert und diese verlässt, bevor die Schneedecke in der gesamten Ausdehnung isotherm wird. Singh et al. (1997) untersuchten ebenfalls im Rahmen einer Feldstudie das Verhalten einer Schneedecke anhand künstlicher Beregnungsversuche. Dabei wurde festgestellt, dass das Regenwasser sehr schnell durch eine gesättigte Schneedecke fließt. Dies geschieht durch eine vom Regen beschleunigte Metamorphose der Schneedecke und durch das Ausbilden von präferentiellen Fließwegen. Zusätzlich wird die Perkolation der "normalen" Schneeschmelze dadurch ebenfalls beschleunigt und das Schmelzwasser wiederum nutzt die gleichen präferentiellen Fließwege. Weiterhin gelangte man zu der Erkenntnis, dass bei längeren Ereignissen beinahe der gesamte auf die Schneedecke treffende Regen ebendiese als "Abfluss" wieder verlässt und wenig rückgehalten wird.

2.2.2.1 Schneeschmelze

Singh et al. (1997) beschreibt als Hauptfaktoren für die Abflussgenerierung aus der Schneedecke: Schneeschmelze, Metamorphose des Schnees, Wasserbewegung durch den nassen Schnee, Interaktionen des Schmelzwassers mit dem darunterliegenden Boden und Wasserfluss an der Schneedeckenbasis. Im Allgemeinen setzt mit der Erhöhung der Lufttemperatur ein Schmelzvorgang der Schneedecke ein, wodurch das in ihr enthaltene Wasser freigesetzt wird. Die Menge des Schmelzwassers ist gleich der Änderung im SWE während einer Schneeschmelz-Periode. Dabei lassen sich bei genauerer Betrachtung mehrere stattfindende Prozesse identifizieren:

- Erwärmung der Schneedecke bzw. Abbau des Kältegehalts: Aufgenommene Energie erhöht die mittlere Temperatur der Schneedecke bis zu einem Punkt, wo die Schneedecke einen isothermalen Zustand (kein vertikaler Temperaturgradient) einnimmt (0 °C). Dies wird durch das Konzept des Kältegehaltes repräsentiert, wobei der Kältegehalt die Energie ist, die benötigt wird, um die Schneedecke auf 0 °C zu erwärmen.
- Reifung der Schneedecke: Aufgenommene Energie wird dazu verwendet, Schnee zu schmelzen, jedoch verbleibt das Schmelzwasser aufgrund kapillarer Kräfte im Porenraum der Schneedecke (Yamaguchi et al., 2010). Am Ende dieser Phase kann die Schneedecke kein flüssiges Wasser rückhalten und wird als "Reif" angenommen.
- Abgabe-Phase: Weiterer Energieinput auf die reife Schneedecke führt zu mehr Schmelzwasser, welches nicht mehr in der Schneedecke rückgehalten werden kann und Abflusswirksam wird.

Die zuvor beschriebenen Phasen stellen eine idealisierte Abfolge dar, der sich in der Natur auch anders gestalten kann. So tritt beispielsweise Schmelze an der Oberfläche der Schneedecke auf, bevor sich ein isothermaler Zustand einstellt. Dieses Schmelzwasser perkoliert in tiefere Schichten der Schneedecke, wo Temperaturen von unter 0°C herrschen, und gefriert in Form von Eisschichten und -linsen. Die Abgabe latenter Wärme erwärmt den Schnee schließlich an dieser Stelle.

Das Auftreten von ROS führt zu einem Sonderfall der Schneeschmelze. Hierbei erfolgt zusätzlich zur Schneeschmelze (durch fühlbare Wärme) ein Energieeintrag durch latente Wärme, wenn der Regen in der kälteren Schneedecke gefriert (Conway & Benedict, 1992).

So ergibt sich die Wärme H_R , welche durch ROS-Ereignisse zur Verfügung gestellt wird wie in Formel (1) beschrieben (aus Maniak, 2005):

$$H_R = c_W i_R (T_R - T_0) \tag{1}$$

Dabei ist c_W die spezifische Wärme von Wasser (c_W= 4,186 J/g°C \triangleq 1,162 WHm^{-2°}C⁻¹mm⁻¹), *i_R* die Regenintensität in mm/h und *T_R* die Temperatur des Regenwassers. In Formel (2) wird als Näherung für diesen Wert angegeben:

$$H_R \approx 4.2 T_R N \tag{2}$$

Dabei wird T_R gleich dem Tagesmittel der Lufttemperatur in 2 m über dem Boden angenommen und N ist die Tagessumme des Niederschlags. Somit ergibt sich als Beispiel bei einem Regenereignis von N = 20 mm/d und $T_R = 10 \,^{\circ}C$ auf eine schmelzende Schneedecke mit $T_S = 0 \,^{\circ}C$ folgender Zusammenhang: Die Schmelzenergie von Eis bei 0 $\,^{\circ}$ C beträgt 333,7 * 10³ Jkg⁻¹, woraus folgt, dass für die Schmelze von 1mm Schmelzwasseräquivalent auf einem m² eine Energie von ca. 334 kJ aufgebracht werden muss. Bei obigem Beispiel ergibt dies eine Schmelze von 2,5 mm SWE. (Maniak, 2005).

Dieser Energieinput ist vernachlässigbar im Vergleich zum Eintrag durch die Nettostrahlung, jedoch hat der Regen weitere Einflüsse auf die Schneedecke, wie z.B. die Änderung der Albedo, die mechanische Entfernung von Schnee oder die Bildung von präferentiellen Fließwegen in der Schneedecke (Singh et al., 1997). Singh et al. (1997) verweisen auf Studien, die präferentielle Fließwege als "vertical flow channels", "flow fingers" oder "non-uniform flow" nachweisen. Durch präferentielles Fließverhalten kann Abfluss aus der Schneedecke schon auftreten, bevor ein "Reifen" der Schneedecke auftritt (Singh et al., 1997). Dies führt laut Singh et al. (1997) dazu, dass die Gefahr für die Entstehung eines Hochwassers bei ROS stärker von der Geschwindigkeit abhängt, mit welcher der Regen die Schneedecke passiert und zusätzlich noch mit Schmelzwasser angereichert wird, als durch regeninduzierte Schneeschmelze. (Yamaguchi et al. 2010) untersuchen das Rückhaltevermögen einer Schneedecke und bezeichnen die Perkolationsbewegung von Wasser in Schnee als analog der Bewegung in grobem Sand, jedoch mit gewissen Einschränkungen, da der Input Wasser und das poröse Medium dieselbe Substanz sind und Phasenübertritte das perkolierende Wasser beeinträchtigen können. Auch ist die Schneedecke einer kontinuierlichen Metamorphose ausgesetzt. Die physikalischen Eigenschaften des porösen Mediums Schnee sind somit veränderbar und beeinflussen die Antwort des Abflusses aus der Schneedecke (Singh et al., 1997). MacLean & English (1995) sehen den anfänglichen Zustand der Schneedecke, also deren Mächtigkeit, Temperatur und Dichte als wichtigste Faktoren für die Abflusswirksamkeit eines Ereignisses.

Mit Bezug auf die oben erwähnten Studien beruht diese Arbeit auf der Annahme, dass Regenwasser, welches an einem Tag gemessen wird und auf eine Schneedecke fällt, jedoch nicht in dieser rückgehalten wird, am selben Tag aus der Schneedecke perkoliert.

2.2.3 Klima und Auftreten von Rain-on-Snow

Blöschl et al. (1990) legen dar, dass durch Regen und Schneeschmelze bedingte Hochwässer dann entstehen können, wenn Schneeschmelze mit schweren Regenfällen zusammentrifft, wobei die Initialphase solcher Hochwässer oftmals von Schneeschmelze dominiert ist. Casson et al. (2010) stellen die Hypothese auf, dass ein Anstieg der Temperatur im Winter in Zentral- und Ostkanada zu einer Zunahme von ROS-Events führen könnte. Auch für andere Regionen wurde dieser Zusammenhang nahegelegt (Leung et al., 2004; Ye et al., 2007; Casson et al., 2010) konstatieren, dass eine Erhöhung der jährlichen Niederschlagsmenge sich nicht signifikant auf die Häufigkeit von ROS-Events auswirkt, da nicht gleichzeitig eine Erhöhung des Winterniederschlags festzustellen ist.

2.3 Gebiets-, Stations- und Datenbeschreibung

2.3.1 Daten und Stationen

Eine Übersicht über die zur Auswertung herangezogenen Messwerte und Informationen zur Messung bzw. zur Bildung der Messgrößen bildet Tabelle 1. Auf die Messwerte des Schneewasseräquivalents wird zudem gesondert eingegangen.

Tabelle 1: Übersicht über die Messung und Bildung der in der Arbeit verwendeten meteorologischen Messgrößen (DWD).

Name	Einheit	Information
Tagesmittel der Lufttempera- tur in 2 m über dem Erdboden	°C	Berechnetes Tagesmittel: bis 3/2001 täglich aus den drei Terminwerten, ab 4/2001 täglich aus den stünd- lichen Werten (>21 Termine) oder Hauptterminen um 00, 06, 12, 18 UTC
Niederschlagssumme	mm	Gemessene 24-stündige Niederschlagssumme im Zeitraum: bis 3/2001 zwischen 7:30 - 7:30 MEZ des Folgetages, ab 4/2001 zwischen 6:50 - 06:50 MEZ des Folgetages
Tägliche Schneehöhe	cm	Angaben zu Schneehöhe, Schneedecke und Neu- schneehöhe: bis 3/2001 um 7:30 MEZ seit 7:30 MEZ des Vortages, ab 4/2001 um 06:50 MEZ seit 06:50 MEZ des Vortages
Wasseräquivalent der Ge- samtschneedecke (SWE)	mm	Bestimmung des Wasseräquivalent (Höhe der Wasserschicht, die sich nach dem Schmelzen der Gesamtschneedecke bildet): bis 3/2001 um 7:30 MEZ, ab 4/2001 um 06:50 MEZ

2.3.1.1 Schneewasseräquivalentsmessungen

Die Messung des SWE wird vom DWD lediglich an drei Tagen pro Woche durchgeführt (Montag, Mittwoch, Freitag; KLIWA, 2005). Eine weitere Restriktion ist, dass die Messungen nur erfolgen, wenn die Schneedecke eine Höhe von mindestens 5 cm besitzt (KLIWA, 2005). Daher sind für manche Stationen, vor allem jene in tieferen Lagen, nur sporadische oder keine SWE-Messungen vorhanden (KLIWA, 2005). Folglich eignen sich diese Daten nicht für systematische statistische Untersuchungen und Zeitreihenbetrachtungen. Dennoch bilden sie eine unverzichtbare Grundlage für die Modellbildung und Parametereichung (KLIWA, 2005).

2.3.2 Stationsauswahl

Für die Auswahl der Stationen war ausschlaggebend, dass einerseits ROS-Ereignisse in ausreichender Häufigkeit auftreten können und andererseits ausreichend lange Zeitreihen für die Bestimmung eines signifikanten Trends vorhanden waren. Grundvoraussetzung für die Möglichkeit eines ROS-Ereignisses ist die Ausbildung einer nennenswerten Schneedecke im Winter. Dies geschieht in Deutschland, trotz erheblichen Rückgangs, für gewöhnlich noch immer in den Mittelgebirgen und im (Vor-)Alpenraum (KLIWA, 2005). Gleichzeitig ist dort die höchste Menge an Niederschlag zu verzeichnen. Da sich der KLIWA-Bericht (2005) auf die Bundesländer Baden-Württemberg und Bayern bezieht, wo relativ viele - oftmals sich in den relevanten Höhenlagen befindende - Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) vorhanden sind, wurde die Auswahl der Stationen auf diese Bundesländer begrenzt. Etwa 60 % der Fläche Baden-Württembergs (ca. 21500 km²) hat eine Höhenlage >400 m ü. NN und ca. 30 % (ca. 11000 km²) erreichen eine Gebietshöhe von mehr als 600 m ü. NN. Für Bayern ergeben die Flächen > 400 m ü. NN einen Anteil von 68 % (ca. 48000 km²) und Flächen > 600 noch 18 % (über 13000 km²) der Gesamtfläche Bayerns (KLIWA 2005). Durch die Betrachtung von Stationen in diesen Gebieten ist ein besserer Vergleich der Daten und Ergebnisse mit denen des KLIWA-Berichts möglich. Somit kann eine Überprüfung der Plausibilität der Inputdaten des Modells anhand des Berichtes vorgenommen werden.

Die Stationen sollten durchgängige Zeitreihen der mittleren Tageslufttemperatur und täglichen Niederschlagssummen über mindestens 50 bis 60 Jahre bereitstellen, um einen möglichen Trend durch klimatische Veränderungen feststellen zu können. Des Weiteren sollten die Stationen auf einer Höhe liegen, für die ein häufigeres Auftreten von ROS-Ereignissen wahrscheinlich ist. Hierfür wurde eine Höhe von über 600 m ü.NN angenommen. Zur Überprüfung der Gültigkeit dieser Annahme wurden aber auch Stationen, die etwas tiefer liegen (Mühldorf und Lenningen-Schopfloch) in die Untersuchung mit einbezogen. Wie in KLIWA (2005) beschrieben, bilden die SWE-Daten eine wichtige Grundlage für die Kalibrierung von Modellen zur Simulation der Schneedecke. Deshalb wurden nur Stationen ausgewählt, zu denen Messungen des SWE der Schneedecke über einen Zeitraum von mindestens 30 Jahre möglichst lückenlos vorliegen. Zusätzlich zu den SWE-Daten wurden auch Zeitreihen der Schneedeckenhöhe an den Stationen betrachtet, um eine weitere qualitative Betrachtung des Modells zu ermöglichen (z.B. in Bezug auf die Schneedeckendauer).

Nur 11 Stationen Stationen des DWD im Untersuchungsgebiet erfüllten die vorhergehenden Kriterien in ausreichendem Maße. Tabelle 2 zeigt die Stationen, welche für die Untersuchung herangezogen wurden, mit deren Lagekoordinaten und geographischer Höhe. Ebenfalls werden die Verfügbarkeit der Zeitreihen für Tagesmittel der Lufttemperatur und Tagessummen des Niederschlags (zusammengefasst als Klimadaten) sowie die Verfügbarkeit der SWE-Messungen angegeben.

Stationsname	Höhe	Breite	Länge	Land	Klimadaten	SWE-Daten
Freudenstadt	797.0	48.45	8.41	BW	1949 - 2012	1952 - 2012
Garmisch-						
Partenkirchen	719.0	47.48	11.06	BY	1936 - 2012	1950 - 2008
Hohenpeißenberg	977.0	47.8019	11.0119	BY	1950 - 2012	1950 - 2012
Kempten	705.2	47.72	10.35	BY	1952 - 2011	1952 - 2009
Kiefersfelden-Gach	518.0	47.62	12.17	BY	1947 - 2012	1950 - 2012
Lenningen-Schopfloch	758.0	48.54	9.53	BW	1947 - 2002	1950 - 2002
Mühldorf	405.6	48.28	12.50	BY	1953 - 2012	1593 - 2006
	750.0	48.3864	9.4844			
Münsingen-				BW		
Apfelstetten					1953 - 2012	1953 - 2012
Oberstdorf	806.0	47.40	10.28	BY	1936 - 2012	1950 - 2012
Reit-im-Winkl	685.0	47.68	12.47	BY	1945 - 2012	1950 - 2012
Stötten	733.8	48.67	9.87	BW	1950 - 2012	1950 - 2012

Tabelle 2: Übersicht über die Lage und Datenverfügbarkeit an den gewählten Stationen.

Bei der Sichtung der Stationsmetadaten zeigte sich, dass nicht bei allen Stationen von einer Stationarität der Zeitreihen ausgegangen werden kann. Bedingt ist dies vor allem dadurch, dass die Stationen im Laufe der Zeit versetzt wurden. Tabelle 9 (s. Anhang A) bietet einen Überblick darüber, wohin und wie oft die einzelnen Stationen über die betrachtete Zeit versetzt wurden. Die Station Kiefersfelden-Gach war beispielsweise im Laufe der Untersuchungszeit an acht verschiedenen Standorten. Die Stationen Hohenpeißenberg und Freudenstadt hingegen wurden während der betrachteten Zeitspanne nie versetzt.

Die ausgewerteten Daten sollten alle im gleichen Zeitraum erhoben worden sein, um Trends vergleichen zu können. Diese Trends sind sehr stark von der Dauer und dem Anfangszeitpunkt einer Trenduntersuchung abhängig (KLIWA, 2005). Deshalb ergab sich aus der Verfügbarkeit der Daten das Winterhalbjahr 1950/51 als Beginn der Untersuchung. Erst ab Anfang der 1950er Jahre lag eine weitgehende Wiederherstellung der Messnetze und eine Stabilisierung der Datengewinnung nach dem zweiten Weltkrieg vor (KLIWA 2005).

2.3.3 Beschreibung der Stationslage

Die untersuchten Stationen befinden sich in den KLIWA-Regionen Neckar (Freudenstadt, Lenningen-Schopfloch, Stötten), Iller-Lech (Kempten, Oberstdorf), Donau-Bodensee (Münsingen-Apfelstetten) und Isar-Inn (Hohenpeißenberg, Garmisch-Partenkirchen, Mühldorf, Kiefersfelden-Gach, Reit-im-Winkl). Die Stationen liegen oft nahe oder direkt auf der Grenze zu anderen Regionen. Die KLIWA-Regionen haben weniger Aussagekraft über die vorherrschenden klimatischen Gegebenheiten an den Stationen, sondern stellen eher eine sehr grobe regionale Einteilung dar, welche sich an den hydrologischen Einzugsgebieten orientiert. Das KLIWA-Projekt bezieht seine Auswertungen allerdings allesamt auf die KLIWA-Regionen bzw. -Gebiete und nicht auf einzelne Stationen. Somit kann ein Vergleich klimatischer Größen nur anhand der Zuweisung der Stationen zu ebendiesen Gebieten erfolgen.

Geologisch und topographisch betrachtet unterscheiden sich die Standorte der Stationen stark. Freudenstadt ist im Schwarzwald (Nordschwarzwald) angesiedelt, Stötten, Münsingen und Lenningen-Schopfloch befinden sich auf der Schwäbischen Alb, Kempten und Oberstdorf im Allgäu, Garmisch-Partenkirchen liegt im Talkessel des Voralpenlandes, der Hohenpeißenberg liegt sehr exponiert auf 500 m über dem umliegenden Land (Stationsbeschreibung des DWD), Reit-im-Winkl liegt in einem Talkessel nahe der Chiemgauer Alpen (Kaltluftsee), Kiefersfelden-Gach liegt im Unterinntal am Fuße des Kaisergebirges und Mühldorf am Inn im bayerischen Alpenvorland.

Um eine grobe Zuweisung der Stationen zu vorherrschenden klimatischen und geologischen Gegebenheiten zu ermöglichen, wurden die Stationen einem Naturraum wie in LUBW (2010) beschrieben, zugeordnet. Diese Naturräume bilden Einheiten eines geographischen Raums, welche bestimmte geomorphologische und hydrogeographische Erscheinungen, Standortausprägungen und -qualitäten aufweisen. Sie werden anhand von Faktoren wie Relief, Vegetation, Geologie und Klima in verschiedene Ordnungsstufen unterteilt (LUBW, 2010).

Es ergibt sich folgende Einteilung:

Schwäbische Alb: Münsingen, Lenningen-Schopfloch, Stötten

Schwarzwald: Freudenstadt

Voralpines Moor- und Hügelland: Hohenpeißenberg, Kempten, Mühldorf

Nördliche Kalkalpen: Garmisch-Partenkirchen, Hohenpeißenberg, Oberstdorf

Schwäbisch-Oberbayerische Voralpen: Reit-im-Winkl, Kiefersfelden-Gach

3 Methoden

3.1 Modellbildung

Die Modellbildung in dieser Arbeit orientiert sich an der Vorgehensweise von Kokkonen et al. (2006). Demnach ist der erste Schritt den Zweck des Modells zu definieren. Die Messungen der Schneehöhe können aufgrund von Metamorphoseprozessen während der Alterung der Schneedecke nicht aussagekräftig für den gespeicherten Wassergehalt in der Schneedecke herangezogen werden. Darum wird ein Modell zur Generierung einer durchgängigen Zeitreihe für das SWE erstellt. Dies ist aufgrund der Einschränkungen der Messdaten für eine Betrachtung des Trendverhaltens des SWE und dessen Relevanz für ROS-Ereignisse zwingend notwendig. Da sich das SWE aus den Komponenten Wasser in fester und flüssiger Phase zusammensetzt, soll das Modell auch einen Verlauf des LWC darstellen. Der zur Betrachtung herangezogene Output ist die Menge an Schneeschmelze (Snowmelt bzw. SM). Diese Größen ermöglichen es, die Schneedecke als temporären Speicher des Niederschlags zu betrachten und den Output der Schneeschmelze auf Wirksamkeit für ein ROS-Ereignis zu untersuchen.

Der zweite Schritt beinhaltet die Festlegung dessen, was das Modell zu leisten hat sowie welche Struktur und Komplexität diesem zugrunde liegen muss. Dieser Schritt der Modellformulierung ermöglicht die Wahl des bestgeeignetsten Modells. Hierzu wird ein konzeptionelles Gedankenmodell verfasst, welches eine komplette Beschreibung des zu entwickelnden Modells ist (Brooks & Tobias 1996). Blöschl & Kirnbauer (1991) haben unterschiedlich komplexe Schneeschmelze-Modelle untersucht. Blöschl et al. (1990) Blöschl et al. (1990) entschieden sich aufgrund der zu untersuchenden Extrembedingungen für ein Energiebilanz-Modell. Blöschl et al. (1990) sehen die Initialphase von ROS-induzierten Hochwässern oftmals dominiert von Schneeschmelze. Daher muss das Modell keine physikalischen Prozesse innerhalb der Schneedecke nachbilden, sondern soll lediglich verlässliche Angaben über das gespeicherte SWE treffen und die Schneeschmelze möglichst genau quantifizieren. Für die Betrachtung von ROS-Ereignissen müssen mindestens tägliche Werte verwendet werden, besser wären höher aufgelöste Daten. Letztere haben jedoch zwei Nachteile: Erstens würde es zu einem bedeutend komplexeren Modell führen und zweitens fehlt dafür die Datengrundlage, vor allem bei Niederschlagswerten.

Laut Hock (2003) fallen Schneeschmelz-Modelle generell in zwei Kategorien: Energie-Bilanz-Modelle, welche versuchen, die Schmelze als Restglied der Wärmebilanzgleichung (Energiebilanzgleichung) zu quantifizieren sowie Temperatur-Index-Modelle. Aufgrund der guten Verfügbarkeit der benötigten Inputdaten (Tagesmitteltemperatur und tägliche Niederschlagssummen) und der vorangegangenen Überlegungen fiel die Wahl auf ein konzeptuelles Modell nach dem Tag-Grad-Verfahren. Die Tagesmitteltemperaturen dienen dabei als Index für den Energieinput, welcher für die Schneeschmelze zur Verfügung steht (Kokkonen et al. 2006). Laut Seibert (1999) bieten Modelle dieser Art ausreichend gute Ergebnisse bei gleichzeitig geringen Anforderungen an die Anzahl der Inputgrößen.

Temperatur-Index-Modelle oder Grad-Tag-Modelle basieren auf der Annahme eines über eine gewisse Zeit proportionalen Verhältnisses zwischen Ablation bzw. Schneeschmelze und Lufttemperatur (Normalerweise ausgedrückt als positive Temperatursummen) (Hock 2003; Hock 1999). Die einfachste Formulierung setzt die Menge an Schneeschmelze über eine gewisse Zeit mit der Summe an positiven Temperaturen über ebendiese in Zusammenhang. Der Proportionalitätsfaktor ist der Grad-Tag Faktor ausgedrückt in mm/d*°C (Hock, 2003).

Der Grund des Erfolgs der Lufttemperatur als einziger Index der Schmelzenergie – ungeachtet der Vorherrschaft der Nettostrahlung als eine Quelle der Schmelzenergie – ist zurückzuführen auf die hohe Korrelation von Temperatur mit mehreren Energiebilanzkomponenten (Hock, 2003). Ohmura (2001) analysierte die physikalische Basis von Temperatur-Index-Modellen und betonte die Rolle der langwelligen atmosphärischen Strahlung: Für gewöhnlich ist letztere die bei weitem wichtigste Energiequelle für die Schmelze und stellt zusammen mit dem Fluss fühlbarer Wärme rund ein Drittel der gesamten Energie als Quelle für Schmelze bereitstellt (Hock, 2003; Smith & Marshall 2010).

3.1.1 Modellstruktur

Um den Wasserrückhalt in der Schneedecke darzustellen, wurde in dem Modell das Wasser-Rückhalte-Konzept verwendet, welches auch weitläufig in Schneeschmelz-Modellen zum Einsatz kommt (Blöschel & Kirnbauer, 1991). Wie in Blöschel & Kirnbauer (1991) oder auch bei Braun & Lang (1986) wird ein zusätzlicher Kältegehalt in das Wasser-Rückhalte-Konzept integriert. Im Folgenden werden die einzelnen Kom-



ponenten des Modells beschrieben und in Abbildung 1 wird die Modellstruktur grafisch dargestellt.

Abbildung 1: Darstellung der Modellstruktur

Input Niederschlag: Eine Unterscheidung zwischen Regen oder Schneefall erfolgt anhand der Tagesmitteltemperatur. Hierfür werden eine Grenzwerttemperatur (TT) und ein Temperaturbereich (T_r) gesetzt. Unterschreitet das Tagesmittel der Temperatur den Bereich, fällt der Niederschlag als Schnee, bzw. als Regen im Falle einer Überschreitung. Fällt die Tagesmitteltemperatur in den Bereich, fällt Regen und Schnee prozentual anteilig. Dies ist ein abgewandelter Ansatz nach Leavesley et al. (1983), welche ebenfalls einen Bereich zur Abgrenzung des Niederschlags setzten. Grundsätzlich wird Schneefall immer als Schneedecke angereichert, Regen wird dem Flüssigspeicher (LW) angerechnet, solange dieser nicht die Rückhaltekapazität (LW_{max}) überschreitet. Dieser Zusammenhang ist in Formel (3) für NS_R = Regen und in Formel (4) für NS_S = Schneefall dargestellt.

$$NS_{R} = \begin{cases} 0 & T < TT - Tr \\ ... & T < TT - Tr \& T > TT + Tr \\ 1 & T > TT + Tr \end{cases}$$
(3)

$$NS_s = 1 - NS_r \tag{4}$$

Speicher:

- **Die Schneedecke (Festspeicher):** Als Schneedecke wird in Bezug auf das Modell der Teil der Schneedecke bezeichnet, welcher das Wasser in fester Phase, also Schnee und Eis enthält. Schneefall akkumuliert in der Schneedecke und diese nimmt infolge dessen zu. Bei eintretender Schneeschmelze nimmt sie ab.
- **Flüssigspeicher (Liquid Water Content):** Der Flüssigspeicher (LWC) ist eine über das SWE der Schneedecke limitierte Speichergröße, welche den Anteil des flüssigen Wassers beschreibt, der in der Schneedecke durch kapillare Kräfte zurückgehalten wird. Dieser Speicher wird sowohl durch Schneeschmelze als auch durch Regen aufgefüllt. Eine Abnahme erfolgt entweder, wenn die Schmelztemperatur (T_{melt}) unterschritten ist und durch Wiedergefrieren ein Anteil des Wassers in die Schneedecke übergeht, oder durch Abnahme der Rückhaltekapazität LW_{max}, bedingt durch eine Abnahme des SWE der Schneedecke. Wird die Rückhaltekapazität überschritten, geht die überschüssige Menge als run-off aus dem Modell (Kokkonen et al. 2006). Formel (5) zeigt den Zusammenhang zwischen Rückhaltekapazität LW_{max}, dem Rückhaltefaktor r und dem in der Schneedecke (SP) gespeicherten SWE.

$$LWmax = r * SP \tag{5}$$

Kältegehalt: Laut Blöschl & Kirnbauer (1991) ist ein Kältegehalt keine physikalisch aussagekräftige Größe, jedoch ist für Simulation der Schneeschmelze die Zeit, in der die Schneedecke den isothermen Zustand erreicht, wichtiger als die zeitliche Entwicklung der Temperatur der Schneedecke über die Zeit, wenn keine Schmelze eintritt. Deshalb wird ein Kältegehalt festgesetzt, der über das SWE der Schneedecke und einen Faktor *Cr* limitiert ist. Der Kältegehalt setzt sich, wie in Formel (6) dargestellt, aus einem Anteil des SWEs der Schneedecke zusammen, welcher durch den Faktor *Cr* bestimmt wird. Durch einsetzende Schneeschmelze wird zuerst der Kältegehalt aufgebraucht.

$$CC_{\max} = Cr * SP \tag{6}$$

Prozesse:

- **Erwärmung:** Durch Energieinput wird der Kältegehalt aufgebraucht. Hiermit wird die Überführung der Schneedecke in einen isothermen Zustand, bei dem Schneeschmelze eintreten kann, simuliert.
- Schneeschmelze: Schneeschmelze *m* (Formel 7) tritt auf, wenn der Schneedecke Energie zugeführt wird und der Kältegehalt aufgebraucht ist. Schmelzwasser verbleibt bis zur Überschreitung der Rückhalte-Kapazität in der Kombination Schneedecke + Flüssigspeicher.

$$\begin{cases} m = kd(T - Tmelt) & T > Tmelt \\ m = 0 & T < Tmelt \end{cases}$$
(7)

Gefrieren: Das Gefrieren verhält sich analog zur Schneeschmelze, nur wird anhand eines Freezing-Faktors *kf* Wasser in die Schneedecke überführt (Formel 8)

$$\begin{cases} f = kf(Tmelt - T) & T < Tmelt \\ f = 0 & T > Tmelt \end{cases}$$
(8)

Daraus ergibt sich folgende Massenbilanz für die Schneedecke

$$\frac{dSP}{dt} = NS_S + f - m \tag{9}$$

und den Flüssigspeicher:

$$\frac{dLW}{dt} = \mathrm{NS}_{\mathrm{R}} + m - f \tag{10}$$

Parameterwerte:

Schmelzfaktor k_{melt}: Grad-Tag-Faktoren können entweder von direkten Messungen berechnet oder durch Energie-Bilanz-Betrachtungen ermittelt werden (Hock 2003). In der Literatur sind je nach betrachteter Region verschiedene Schmelzfaktoren zu finden: Martinec & Rango (1986) tragen aus verschiedenen Untersuchungen Schmelzfaktoren von 3.5 bis 6 mm d^{-1o}C⁻¹ zusammen. Ähnliche Werte finden sich auch in Rango & Martinec (1995). Eine gute Übersicht über Werte verschiedener Gebiete bietet Hock (2003), allerdings überwiegend für vergletscherte Gebiete, wo diese allgemein höher ausfallen. Richard & Gratton (2001) ermittelten einen Wert

von 2.54 mm d⁻¹°C⁻¹ für ihr Untersuchungsgebiet in Quebec. Seibert (1999) verwendete für die Kalibrierung Werte von 1 bis 10 mm d⁻¹°C⁻¹ für Schweden,(Merz & Blöschl, 2004) Werte von 0 bis 5 mm d⁻¹°C⁻¹ für Österreich.

- **Gefrierfaktor** k_{freeze} : Der Parameter k_{freeze} verhält sich analog dem Parameter k_{melt} , jedoch wird bei Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes der Anteil des flüssigen, rückgehaltenen Wassers in der Schneedecke wieder gefroren und dem Anteil Schnee zugerechnet.
- **Grenzwerttemperatur TT:** Für die Grenzwerttemperatur sind Werte generell höher als 0 °C beobachtet worden (Charbonneau et al., 1981). Martinec & Rango (1986) ermittelten, abhängig von der Jahreszeit, Werte von 3 °C im April bis 0.75 °C im Juli. Für Schweden ergeben sich Temperaturen von 1.5 °C bis 2.5 °C (Seibert, 1999), für die Schweiz verwendet Braun (1985) Werte von 2 °C bis 4 °C, dort kann eine Mischung aus Schnee und Regen auftreten. Merz et al. (2009) setzten feste Werte für $T_{Schnee} = 0$ °C und $T_{Regen} = 2$ °C für österreichische Einzugsgebiete, dazwischen fällt Schnee und Regen anteilig. Nester et al. (2011) schätzten für ihre Untersuchung, ebenfalls in Österreich, einen Bereich von -1.8 °C bis -0.4 °C für T_{Schnee} und 0.8 bis 1.6°C für T_{Regen} .
- Rückhaltefaktort r: Die Rückhaltekapazität bestimmt die maximale Größe des LWC. In der Literatur ist die Rückhaltekapazität auf meist 5% des SWE der Schneedecke (Jost et al., 2012) oder 10 % des SWE (Blöschl & Kirnbauer, 1991) festgesetzt. Hier wurde er auf 5% des SWE festgelegt.
- Niederschlagskorrektur S_{corr} und R_{corr} : Der Korrekturfaktor des Niederschlags wird für Regen bzw. Schnee jeweils fest vergeben und gleicht die Unterschätzung des Niederschlags im Falle von Schneefall aus.
- Max. Kältegehalt C_c: Der maximale Kältegehaltverhält wurde in Blöschl & Kirnbauer (1991) auf 3% des SWE der Schneedecke festgesetzt. Dieser Wert wurde auch in dieser Studie verwendet.
- Schmelztemperatur T_{melt} : Die Schmelztemperatur dient als Grenzwerttemperatur ab welcher Schneeschmelze stattfinden kann. Merz and Blöschl (2004) setzen den Bereich für die Kalibrierung auf -1.0 bis 3.0 °C.

3.1.2 Implementierung regeninduzierter Schneeschmelze:

In klassischen Temperatur-Index-Modellen wird eine regeninduzierte Schneeschmelze oft nicht in das Modell integriert. Nester et al. (2011) verwenden einen Ansatz, bei dem sich der Grad-Tag-Faktor um den Faktor 2 erhöht, wenn Regen fällt, um die starke

Schneeschmelze an Tagen mit Regenereignissen repräsentieren zu können. Die Werte für den Schmelzfaktor wurden im Bereich von 1.3 bis 2.3 mm/°C/d gesetzt, welcher laut der Untersuchung noch im Bereich anderer Studien ist, auch wenn der Schmelzfaktor im Falle von ROS Werte von 2.6 bis 4.6 mm/°C/d annimmt (Nester et al., 2011). Hier wird ein Ansatz verwendet, bei dem je nach Menge des gefallenen Regens, dieser seinen Teil zur Schneeschmelze beiträgt. Daraus folgt, dass auf eine Schneedecke fallender Niederschlag pro °C Lufttemperatur einen gewissen Anteil seiner Masse der Schneedecke schmelzen kann. Der Anteil, den der Niederschlag zur Schmelze beiträgt, wird anhand des Faktors RAIN kalibriert. Dies repräsentiert nicht die regeninduzierte Schneeschmelze, sondern dient lediglich der Erhöhung der Schmelze bei einem Regenereignis, da der Faktor RAIN mit kalibriert wurde.

3.1.3 Kalibrierung / Optimierung

Da hydrologische Modelle nur unvollständige Darstellung der realen Welt sein können, ist die Kalibrierung ein wichtiger Teil der Modellierung. Während der Kalibrierung werden nicht beobachtbare Modellparameter automatisch oder manuell angepasst, sodass beobachteter Input und Output des Modells eine optimale statistische und visuelle Übereinstimmung zwischen simulierten und beobachteten Daten erzielt (Mizukami & Smith, 2012).

Bei der Kalibrierung muss grundsätzlich entschieden werden, ob eine manuelle oder automatische Parameteroptimierung verwendet werden soll. Automatische Kalibriermethoden bieten eine größere Objektivität. Dazu muss ein geeigneter Algorithmus zur Optimierung und eine geeignete "objective function" zur Optimierung der Inputparameter gewählt werden.

Es wurde das Optimierungsverfahren "L-BFGS-B" angewendet, welches bei (Zhu & Mackay 2001) beschrieben ist. Der "L-BFGS-B" minimiert die "objective function". "L-BFGS-B" ist im optim-Paket in R integriert.

Als "objective function", welche durch optimale Parameterwahl minimiert werden sollte, wurde der relative Fehler (Formel 4) zwischen simulierten und beobachteten SWE-Werten verwendet.

$$Fehler_{rel} = \frac{\Sigma(Y_{obs} - Y_{sim})}{\Sigma Y_{obs}}$$
(11)

Die Parametergrenzen für die Optimierung wurden anhand von Literaturwerten gesetzt, welche im vorhergegangenen Abschnitt genannt wurden.

Die Leistung des Modells wird anhand des Korrelationskoeffizienten nach Pearson und des Rangkorrelationskoeffizienten nach Spearman beurteilt. Zusätzlich erfolgt eine Sichtung (visueller Vergleich) der geplotteten Zeitreihen.

3.2 Trendanalyse

3.2.1 Trendberechnung

Die Zeitreihenuntersuchung in Bezug auf Trends wurde primär mit der Bestimmung der Trendgeraden nach der Methode der kleinsten Quadrate durchgeführt, welche in der Literatur vielfach Anwendung findet (z.B. KLIWA, 2005; SCHÖNWIESE & TRÖMEL, 2011) Die Berechnung der Trendgeraden basiert auf der Annahme eines linearen Trends für die jeweils betrachteten Zeitreihe und ergibt sich über folgende Gleichung;

$$x_t(t) = a + b * t \tag{12}$$

bei der $x_t(t)$ den linearen Trend darstellt und a und b die Koeffizienten der Trendgeraden sind (KLIWA, 2005).

Um die beiden Koeffizienten a und b abzuschätzen, wird die Fehlerquadratsumme SQ minimiert (KLIWA, 2005). Die Berechnung von SQ ist in Formel (13) dargestellt. Dabei ist Δt der Zeitschritt der Daten, $x(i * \Delta t)$ stellt die betrachtete Größe dar und n ist die Anzahl der Zeitschritte. Hier werden jährliche Werte betrachtet, somit entspricht Δt einem Jahr und n ergibt sich aus der Länge der beobachteten Daten, also 59 Jahre. Fehlwerte dürfen nicht n zugerechnet werden.

$$SQ = \sum_{i=1}^{n} (x(i * \Delta t) - x_t(i * \Delta t))^2$$
(13)

$$=\sum_{i=1}^{n} (x_i - (a + b * i * \Delta t)^2$$
(14)

Durch die Ableitungen von Formel (12) ergibt sich ein lineares Gleichungssystem, aus dem sich die Koeffizienten berechnen lassen (KLIWA, 2005):

 $a = \bar{x} - b * \bar{t}$

$$b = \frac{s_{\chi,t}}{s_t^2} \tag{15}$$

Dabei ist \bar{x} der Mittelwert der betrachteten Größe, \bar{t} der Mittelwert über die Zeit, $s_{x,t}$ die Kovarianz über die Zeit und s_t^2 die Varianz über die Zeit.

Für die Berechnungen wurde die im R-base Paket vorhandene Funktion lm() verwendet (R Development Core Team, 2012).

LOESS, oder lokal lineare Kernel-Regression:

Zur verständlicheren Darstellung des zeitlichen Verlaufs des Trends wird in den Abbildungen der Zeitreihen meist eine LOESS-Funktion geplottet, welche eine 2n-gewichtete kleinste Quadrate-Gleichung mit einbezieht. Laut Helsel & Hirsch (2002) sind LOESS-Regressionen ideal, um mehrere große Datenreihen gegenüberzustellen und zu vergleichen. Das Plotten von LOESS-Funktionen gibt vor allem einen guten Einblick in das Gruppenverhalten und den zeitlichen Verlauf und zeitgleiche Änderungen von Datengruppen. Solche Beziehungen können bei der reinen Benutzung von Scatterplots leicht übersehen werden, da die Muster oft von der Streuung der Daten überschattet werden (Helsel & Hirsch, 2002). Im Gegensatz zu der linearen Regression zeigt die LOESS-Funktion die natürlichen Schwankungen, denen klimatische und hydrologische Zeitreihen unterliegen.

Die Glättungstechnik LOESS beschreibt die Beziehung zwischen Y und X ohne von Linearität oder Normalität der Residuen auszugehen. Es ist eine robuste Beschreibung des Datenmusters. Das gewählte LOESS-Muster sollte lokale Minimas und Maximas eliminieren, aber nicht so stark glätten, dass die tatsächliche Variabilität der Steigung entfernt wird (Helsel & Hirsch, 2002).

Ein Punkt, der weit von der Mitte des Betrachtungsfensters (Bandbreite der Betrachtung) in x-Richtung bzw. der große Residuen in y-Richtung aufweist, wird bei LOESS wenig Gewichtung erfahren. Das Maß, wie stark Gewichte abnehmen, wenn sich Distanzen vergrößern, ist durch die Gewichtungs-Funktion bestimmt (Helsel & Hirsch, 2002) und in Formel (16) dargestellt.

$$MSE(\hat{m}_{1}(x) \approx h^{4}B^{2} + \frac{1}{n*h}V$$
 (16)

Mit:

$$Bias^{2}\left(\widehat{m}_{1}(x)\right) = \frac{h^{4}}{4} \left(m''(x)\right)^{2} \mu_{2}^{2}(K)$$
(17)

Am ehesten kann die LOESS-Funktion mit einem langjährigen gleitenden Mittel verglichen werden, jedoch geht dort keine unterschiedliche Gewichtung für Ausreißer mit ein. Sofern nicht anders beschrieben, wurde hier ein Beobachtungsfenster der Größe ¹/₂, also der Hälfte der Daten und ein Polynom ersten Grades (Gaussian) gewählt.

3.2.2 Mann-Kendall Test

Der Mann-Kendall-Test ist ein nichtparametrischer Test zur Bestimmung von Trends, welcher erstmals von Mann (1945) beschrieben wurde. Dieser schlug vor, den Signifikanztest von Kendalls tau, falls die X-Variable die Zeit ist, als Test für Trends einzusetzen. Der Test kann analog zur Regression betrachtet werden, wo der Signifikanztest anhand des Korrelationskoeffizienten R ebenfalls Test für eine einfache lineare Regression ist (Helsel & Hirsch, 2002). Durch Kendall erfolgte eine Modifizierung dieses Tests für den Fall identischer Zeitreihenwerte, der z.B. bei der Größe Luft-temperatur eine nicht zu vernachlässigende Rolle spielt (KLIWA, 2011) und hier Einsatz findet.

Generell kann der Mann-Kendall-Test als Test dafür betrachtet werden, ob Y-Werte dazu tendieren, mit der Zeit zu fallen oder zu steigen. Da der Test auf die Bildung von Rängen basiert, ist er robust gegen Ausreißer und kann darüber hinaus auf Datensätze angewendet werden, welche nicht normalverteilt sind. Dies und der Umstand, dass er auch auf nichtlineare Trends angewendet werden kann, stellen deutliche Vorteile ge-genüber des ebenfalls oft eingesetzten Trend-/Rauschverhältnisses (Schönwiese & Janoschitz 2005)

Die Nullhypothese, auf die getestet wird, besagt, dass sich in den Daten kein Trend über die Zeit zeigt, diese also unabhängig und über die Zeit gleichverteilt sind. H_0 wird verworfen, wenn Q signifikant von Null abweicht. Somit besagt die Alternativhypothese H_1 , dass in der Zeitreihe ein Trend vorliegt. Die Prüfgröße des Mann-Kendall-Tests ergibt sich durch die Summe der Vorzeichen der Differenzen benachbarter Wertepaare. Es wird jeder Wert mit dem in der Zeitreihe folgenden Wert verglichen und aufsummiert. Dies ist in in Formel (??) dargestellt (Verändert aus KLIWA, 2005; Hensel & Hirsch (2002).

$$Q = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} sign (x_i - x_j)$$
(18)

Für eine Stichprobenanzahl von n > 10 Stellt Q eine normalverteilte Zufallsvariable dar mit $\overline{Q} = 0$. Die Varianz errechnet sich aus Formel (??) (KLIWA, 2005):

$$\sigma_Q^2 = \frac{1}{18} \left(n * (n-1) * (2 * n + 5) \right)$$
(19)

Die Prüfgröße ergibt einen Wert

$$\hat{z} = \frac{Q}{\sigma_Q} \tag{20}$$

welcher standardnormalverteilt ist und über einen zweiseitigen Test auf Signifikanz getestet werden kann.

Bei der Bewertung der Signifikanz der Trends wird auf die Grenzen, welche im KLIWA-Bericht (2002) verwendet wurden, zurückgegriffen:

$$\propto < 80\%: kein signifikanter Trend$$

$$80\% \leq \alpha < 90\%: schwach signifikanter Trend$$

$$90\% \leq \alpha < 99\% wahrscheinlich signifikanter Trend$$

$$\alpha \geq 99\%: sehr wahrscheinlich signifikanter Trend$$

Voraussetzung für einen korrekten p-Wert ist, dass die untersuchten Daten nicht autokorreliert sind und die Streuung über die betrachtete Zeit gleichbleibt (Helsel & Hirsch 2002). Bei den betrachteten Größen wird davon ausgegangen, dass keine Autokorrelation vorliegt. Eine Veränderung der Streuung mit der Zeit kann nicht ausgeschlossen werden. Deshalb wurden die Residuen der Trendgerade auf gleichbleibende Streuung untersucht.

Prinzipiell ist ein Trend umso signifikanter, je geringer die überlagernden Variationen im Vergleich zum Trend sind, mit dem unerwünschten Effekt, dass relativ hohe bzw. niedrige Datenwerte in der Nähe von Beginn bzw. Ende des jeweils betrachteten Zeitintervalls den Trend besonders stark beeinflussen und dadurch eventuell verfälschen können (Schönwiese & Janowitz, 2005).

Für die Durchführung des Mann-Kendall-Tests wurde die im Kendall-Paket enthaltene Funktion MannKendall() verwendet.

4 Ergebnisse

4.1 Betrachtung der Modellgüte

Bei der Optimierung über den Kalibrierungszeitraum konnten keine Werte kleiner 30 % für den mittleren relativen Fehler zwischen beobachteten und modellierten Werten erreicht werden. Dies zeigt sich auch bei Betrachtung der Validierungsperiode bzw. der gesamten Zeitreihe. Die letztlich kalibrierten Parameter sind in Tabelle 3 dargestellt.

	Ber	eich		Stationen									
Min Max FR GA HO KE KI LE MU MUE								OB	RE	ST			
kmelt [mm/°C*d]	1	7	3.32	4.06	1.94	2.57	3.3	3.23	2.22	3.54	3.93	4.49	3.4
TT [°C]	0	4	0.4	0.68	0.3	0.13	0.32	0.03	0.15	0.74	0.32	0.74	0.1
RAIN [-]	0.5	1.3	0.04	0.01	0.12	0.12	0.02	0.07	0.09	0.09	0.01	0.04	0.1
Tmax [°C]	Δ	15	12 1	12.4	4 68	4 74	5 95	7 18	4 22	5 54	12 84	54	13

Tabelle 3 : Parameterwerte des zur Auswertung herangezogenen Modelldurchlaufs, mit den vorgegebenen Optimierungsbereichen.

Die im Folgenden auszugsweise beschriebenen Werte sind in ihrer Gesamtheit in Tabelle (3) aufgelistet. Für Münsingen-Apfelstetten wurde, über den gesamten Zeitraum betrachtet, der geringste relative Fehler von 32% ermittelt, für Kiefersfelden-Gach zeigte der beste Modelllauf 49% Abweichung von den beobachteten Werten. Die Überprüfung der Übereinstimmung der Zeitreihen anhand des Korrelationskoeffizienten r_P nach Pearson bzw. des Rangkorrelationskoeffizienten τ nach Spearman zeigte ebenfalls nur eine mäßige Repräsentation der gemessenen SWE-Werte durch das Modell. Dabei wurden mit $r_P = 0.85$ und $\tau = 0.85$ für Münsingen-Apfelstetten die besten Werte erzieht, bei den anderen Stationen weichen der Korrelationskoeffizient und der Rangkorrelationskoeffizient teilweise deutlich voneinander ab. So erreichte Garmisch-Partenkirchen nur einen $\tau = 0.68$, jedoch einen $r_P = 0.82$. Die spiegelt sich ebenfalls bei den anderen Stationen wieder. Der Korrelationskoeffizient zeigt oft eine bessere Übereinstimmung der Werte als der Rangkorrelationskoeffizient. Auch wurde deutlich, dass die Modellgüte zwischen Kalibrierungszeitraum und Validierungszeitraum nicht stark voneinander abweicht (Tabelle 4).

	FR	GA	но	KE	KI	LE	MÜN	MÜH	OB	RE	ST
rel. Fehler [%]	37	42	43	41	49	48	32	36	36	51	43
r (Spearman)	0.78	0.68	0.73	0.71	0.76	0.69	0.85	0.76	0.76	0.83	0.76
r (Pearson)	0.85	0.82	0.76	0.73	0.79	0.72	0.85	0.81	0.85	0.84	0.75
P_kal	0.86	0.88	0.75	0.75	0.79	0.70	0.85	0.87	0.88	0.84	0.75
P_val	0.85	0.73	0.82	0.70	0.74	0.76	0.85	0.82	0.83	0.86	0.76

Tabelle 4: Gütemaße relativer Fehler, Korrelationskoeffizient r nach Pearson und Rangkorrelationskoeffizient (tau) nach Spearman des ausgewerteten Modelldurchlaufs.

Im Anhang B, Tabellen 10 und 11 sind die Werte von r_P und τ für die jeweiligen Jahre gegeben. Bei der Betrachtung dieser Koeffizienten ist zu erkennen, dass die Wiedergabequalität des Modells bezüglich des Verlaufs des SWE schwankt. Während einzelne Jahre gut repräsentiert sind, trifft das auf andere nicht zu. Es sind sogar negative Korrelationen von τ und $r_P = -1$ für einzelne Jahre zu beobachten, ebenso wie Werte von 1 für andere. Betrachtet man die Zeitreihen dieser Jahre, so ist festzustellen, dass die Anzahl der Messungen des SWE oft zu gering ist, um eine Aussage anhand der Korrelationskoeffizienten zu treffen. Anhand von einigen Beispielen wird dies in Abbildungen (2) bis (4) verdeutlicht.



Abbildung 2: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Kiefersfelden-Gach im Jahr 1997.
Für Abbilung (2) nehmen τ und r_P Werte von -1 an, da nur 2 Messungen des SWE vorhanden sind. Deshalb kann sich schon bei einer minimalen Abweichung eine perfekt negative Korrelation ergeben. Ansonsten lässt sich durch den Vergleich des Verlaufs der Schneedeckenhöhe vermuten, dass die Entwicklung des SWE durch das Modell recht zutreffend beschrieben wird, sich also ein gänzlich anderes Bild zeigt, als die beiden Gütemaße vermuten lassen.



Abbildung 3: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Münsingen-Apfelstetten im Jahr 1953.

Für Abbildung (3) lassen ein $\tau = 1$ und $r_P = 0.97$ auf eine sehr gute Übereinstimmung von simulierten und beobachteten Werten schließen. Dies trifft auf die Akkumulationsphase auch zu, jedoch wird die Ablationsphase nicht richtig modelliert. Da für diesen Zeitraum keine Messdaten mehr vorhanden sind, wird dies bei der Berechnung der Gütemaße nicht berücksichtigt und eine sehr hohe Übereinstimmung laut den Korrelationskoeffizienten stellt sich durch visuelle Sichtung als sehr schlechte Repräsentation des Verlaufs der Schneedecke dar.



Abbildung 4: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Garmisch-Partenkirchen im Jahr 1959.

In Abbildung (4) zeigen ein $\tau = -0.3$ und $r_P = -0.07$ deutlich eine geringe Übereinstimmung von Modell und beobachteten Werten an. Dies lässt sich auch bei der Sichtung der Zeitreihe bestätigen. Es ist im Modell eine deutlich stärkere Schmelze zu beobachten als die Messwerte darstellen.

Beispiele für eine sehr gute Übereinstimmung von Modell und Messwerten lassen sich in Abbildungen (5) und (6) betrachten. Dies spiegelt sich auch in dementsprechenden Werten der Korrelationskoeffizienten für Münsingen-Apfelstetten im Jahr 1977 ($\tau = 0.94$ und $r_P = 0.99$) und für Reit-im-Winkl im Jahr 1968 ($\tau = 0.96$ und $r_P = 0.95$) wieder.



Abbildung 5: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Münsingen-Apfelstetten im Jahr 1977.



Abbildung 6: Zeitlicher Verlauf der Schneedecke in Reit-im-Winkl im Jahr 1968.

4.2 Trends der klimatischen Größen

4.2.1 Lufttemperatur

Bei allen Stationen ist eine Zunahme der saisonalen Mitteltemperatur im betrachteten Zeitraum zu erkennen. Wie in Tabelle 5 gezeigt, ergeben sich für die Monate November und Dezember die kleinsten Steigungen. Die Stationen Garmisch-Partenkirchen und Reit-im-Winkl zeigen sogar einen leicht negativen Trend. Insgesamt ist ein Trend von 0.23 °C bis 2.3 °C über den gesamten betrachteten Zeitraum zu erkennen. In Abbildung 7 ist der Verlauf der saisonalen Mitteltemperatur über den Betrachtungszeitraum dargestellt. In Abbildung 7 ist jedoch zu erkennen, dass der Verlauf der saisonalen Mitteltemperatur linear nicht gerecht zu beschreiben ist. Die angepasste LOESS-Funktion zeigt deutliche Abweichungen von der Trendgeraden. So ist in den 1980er Jahren für die meisten Stationen ein lokales Minimum der Temperatur zu erkennen und in den 1990er Jahren ein starker Anstieg, welcher in den Jahren nach 2000 wieder abflacht.



Abbildung 7: Verlauf der saisonalen Mitteltemperatur für die untersuchten Stationen.

Aufschlussreich ist es, den Verlauf der Monatsmittel zu betrachten. In Abbildung (8) sind die Monatsmitteltemperaturen der Station Freudenstadt geplottet. Diese Station unterscheidet sich in ihrem Verlauf nicht wesentlich von den anderen Stationen, deren Plots auf der beigelegten DVD zu finden sind. Man kann erkennen, dass sich die Temperaturen in den jeweiligen Monaten unterschiedlich entwickeln. Am eindeutigsten ist die Temperaturentwicklung in den Monaten Dezember und April zu erkennen. Im Dezember sinken die Monatsmittel bis in die 1970er Jahre und erreichen Mitte bis Ende der 1980er ein Maximum. Seitdem sind wieder fallende Temperaturen festzustellen. Die Entwicklung im April ist der im Dezember entgegengesetzt, wenn auch die Ausprägung in den 1950ern und 1960ern eniger stark ist. Im Gegensatz zum Dezember, wo die 1990ern Temperaturen seit den sinken. verzeichnet der April einen starkenTemperaturanstieg. Die anderen Monate sind sehr viel stärker von Streuung geprägt und lassen keine ähnlich prägnante Aussage treffen. Es wird allerdings deutlich,



dass sich die Entwicklung der jeweiligen Monatsmitteltemperaturen nicht über die Entwicklung der saisonalen Mitteltemperatur abschätzen lässt.

Abbildung 8: Verlauf der Monatsmitteltemperaturen an der Station Freudenstadt. Dem gleichen Muster folgt auch der Verlauf der Monatsmitteltemperaturen der anderen Stationen.

Betrachtet man die Signifikanz der Trends mittels der Mann-Kendall Teststatistik, so ist festzustellen, dass alle Zeitreihen mit Ausnahme von Garmisch-Partenkirchen und Oberstdorf einen stark bis sehr stark signifikanten Trend aufweisen (Tabelle 5). Jedoch ist Oberstdorf noch nahe des signifikanten Bereichs mit einem p-Wert von 0.117. Garmisch-Partenkirchen ist mit einem p-Wert von 0.58 weit davon entfernt, einen signifikanten Trend zu zeigen.

	November	Dezember	Januar	Februar	März	April	Gesamt
Freudenstadt	0.89	0.24	1.65	1.98	1.46	2.34	1.43
Garmisch-P.	-0.65	-0.89	-0.31	0.36	1.07	1.80	0.23
Hohenpeißenberg	1.28	0.60	1.98	2.26	1.58	2.73	1.90
Kempten	0.97	0.88	1.87	2.27	2.13	2.58	1.78
Kiefersfelden-G.	0.84	1.28	2.72	3.96	2.38	2.25	2.28
Lenningen-Sch.	0.28	1.42	3.02	2.99	2.43	1.10	1.92
Münsingen-A.	0.83	0.47	1.74	1.54	1.88	2.22	1.48
Mühldorf	0.39	0.52	2.07	1.42	1.61	1.80	1.30
Oberstdorf	0.27	0.06	0.42	0.63	1.49	2.29	0.86
Reit-im-Winkl	-0.12	-0.06	0.62	0.75	1.80	2.04	1.39
Stötten	1.10	0.58	2.11	1.68	1.93	1.96	1.56

Tabelle 5: Absolute Trends über den betrachteten Zeitraum von 59 Jahren. Die absoluten Werte wurden zur besseren Anschaulichkeit gewählt, da die Trendgeraden kleine Steigungen aufweisen.

4.2.2 Niederschlag:

Im Gegensatz zur Lufttemperatur sind bei der Betrachtung der Niederschlagssummen der Winterhalbjahre an den jeweiligen Stationen weniger eindeutige Trends festzustellen. An den hier betrachteten Stationen zeigt nur Lenningen-Schopfloch einen signifikanten Trend, hier sind jedoch nur Daten bis 2000 vorhanden. Doch gerade nach 2000 zeigt sich in Abbildung (9) ein eindeutiger Rückgang der Niederschlagssummen. Über die gesamte Zeitdauer ist kein Trend statistisch belegbar. Bei Garmisch-Partenkirchen und Oberstdorf ist mit p-Werten von 0.11 bzw. 0.13 jedoch eine ausgeprägte Tendenz feststellbar. Die Trendgerade zeigt für beide Stationen eine negative Tendenz an.



Abbildung 9: Entwicklung der Niederschlagssummen für die untersuchten Stationen.

Betrachtet man nur den Zeitraum bis einschließlich 2000, so zeigt sich an den Stationen Freudenstadt, Lenningen-Schopfloch, Münsingen/Mühlheim und Stötten sogar ein stark signifikanter Trend. Die Trendgeraden zeigen mit Ausnahme von Garmisch-Partenkirchen und Oberstdorf alle eine positive Steigung. Eine Gesamtübersicht der Trendentwicklung ist in Tabelle (6) zu finden. Signifikante Trends sind kursiv dargestellt, stark signifikante Trends fett gedruckt.

	Trend [mm/a]	p-Wert	Trend [mm/a]	p-Wert
	1953-2011	1953-2011	1953-2000	1953-2000
Freudenstadt	0.80	0.87	2.92	0.05
Garmisch-P.	-1.47	0.13	-0.58	0.74
Hohenpeißenberg	-0.49	0.62	0.38	0.36
Kempten	-0.29	0.74	0.84	0.28
Kiefersfelden-G.	-0.26	0.96	1.21	0.51
Lenningen-Sch.	1.72	0.06	1.72	0.06
Münsingen-A.	0.31	0.64	1.09	0.05
Mühldorf	-0.07	0.85	0.94	0.15
Oberstdorf	-2.25	0.11	-0.90	0.70
Reit-im-Winkl	0.05	0.73	2.76	0.24
Stötten	0.87	0.30	1.74	0.03

Tabelle 6: Trends der jährlichen Niederschlagssummen für die Bereiche 1953-2011 und 1953 – 2000 mit den jeweiligen p-Werten, die anhand des Mann-Kendall-Tests und der Standardnormalverteilung bestimmt wurden.

4.2.3 Schneedeckendauer:

Anhand von täglichen Schneedeckenhöhenmessungen wurde für jede Station die jährliche Schneedeckendauer (beobachtete Schneedeckendauer, SDD_{beob}) ermittelt. Sie eignet sich zur Bewertung der modellierten Schneedeckendauer (SDD_{mod}).

Die beobachtete Schneedeckendauer zeigt über den gesamten Zeitraum mit Ausnahme der Station Garmisch-Partenkirchen eine Abnahme von ca. drei (Münsingen-A.) bis ca. 27 Tagen (Kiefersfelden-G.). Lenningen-Sch. zeigt den stärksten relativen Trend (Abnahme um 31%), kann aber nicht direkt mit den anderen Zeitreihen verglichen werden, da hier nur Daten bis 2000 vorhanden sind. Auch bei Betrachtung der Trends der SDD_{beob} von Kiefersfelden-G. und Reit-im-Winkl muss beachtet werden, dass für die Jahre 2002 bis 2005 (Ki.-Ga.) bzw. 2003-2006 (Re.-i.W.) keine Daten vorhanden sind. In Garmisch-Partenkirchen ergibt sich anhand der Trendgeraden eine leichte Zunahme von vier Tagen. Die Werte der relativen Änderung der Schneedeckendauer in Bezug auf den Mittelwert 1953-2011 (Ausnahme bei Stationen mit Fehlwerten) und der absoluten Änderung der Schneedeckendauer in Tagen sind zusammen mit den Vergleichswerten des Modells in Tabelle (7) dargestellt.

Die Trendgeraden der modellierten Schneedeckendauer zeigen ebenfalls, mit Ausnahme von Garmisch-Partenkirchen, negative Trends an. Jedoch weichen diese teilweise stark von denen der SDD_{beob} ab. Für Freudenstadt wird mit einer relativen Abnahme der SDD_{mod} von 25,6 % die tatsächliche Abnahme um das doppelte überschätzt. Andere Stationen wie Kiefersfelden-G. zeigen eine gute Übereinstimmung. Hier wurden sowohl

bei SDD_{beob} als auch bei SDD_{mod} negative Trends von ca. 31 % relativ zur mittleren Schneedeckendauer 1953-2011 ermittelt.

Beim Betrachten der beobachteten und modellbasierten Schneedeckendauer anhand der LOESS-Funktion (Abbildung 10), zeigt sich, dass der Verlauf der Schneedeckendauer über die letzten 59 Jahre nichtlinear ist. Der Verlauf beider Zeitreihen weist eine deutliche Übereinstimmung auf, die jährliche Schneedeckendauer wird jedoch vom Modell für die meisten Stationen eher unterschätzt. Eine Ausnahme davon bildet Mühldorf. Auch ist festzustellen, dass das Modell für den Anfangszeitraum bis 1960 relativ zur beobachteten Schneedeckendauer deutliche höhere Werte erreicht. Nur Reit-im-Winkl zeigt ein dem entgegengesetztes Bild.



Abbildung 10: Beobachtete und modellierte Schneedeckendauern der einzelnen Stationen.

Die Ergebnisse des Tests auf Trendsignifikanz zeigen für SDD_{beob} und SDD_{mod} ein recht unterschiedliches Bild. Für SDD_{mod} lassen sich nur für Hohenpeißenberg, Kiefersfelden-

G. und Mühldorf einen statistisch signifikanten Trend nachweisen, während sich bei SDD_{beob} für alle Stationen außer Garmisch-P., Münsingen-A. und Reit-i.W. einen signifikanten bis stark signifikanten Trend aufweisen. Für Oberstdorf lässt sich noch eine Trendtendenz feststellen. Die entsprechenden p-Werte sind mit dern Steigungen der Trendgeraden in Tabelle (7) dargestellt.

Tabelle 7: Absolute und relative Änderung der Schneedeckendauer über die Jahre 1953-2011 (Mit Ausnahme Le.-Sch. 1953-2000) mit Angabe der p-Werte, die durch MK-Test auf Trendsignifikanz ermittelt wurden. Dabei sind signifikante Trends kursiv, stark signifikante Trends fett dargestellt.

		Beobachtet		Modell				
	Tage Abs.	Rel. Änderung	p-Werte	Tage Abs.	Rel. Änderung	p-Werte		
Freudenstadt	-12.8	-12.8	0.39	-25.3	-25.6	0.06		
Garmisch-P.	3.9	3.7	0.65	2.2	2.2	0.58		
Hohenpeißenberg	-24.1	-21.0	0.03	-29.4	-28.4	0.01		
Kempten	-9.2	-11.1	0.45	-25.0	-28.9	0.03		
Kiefersfelden-G.	-27.3	-30.7	0.08	-31.2	-31.4	0.02		
Lenningen-Sch.	-23.0	-31.0	0.13	-30.4	-35.4	0.01		
Münsingen-A.	-3.0	-3.6	0.97	-14.5	-15.4	0.30		
Mühldorf	-17.9	-32.4	0.10	-18.6	-26.0	0.05		
Oberstdorf	-12.7	-10.5	0.25	-18.5	-16.9	0.13		
Reit-im-Winkl	-15.4	-12.5	0.18	-0.2	-0.1	0.99		
Stötten	-17.6	-21.2	0.23	-29.0	-31.3	0.01		

Bei Gegenüberstellung von SDD_{mod} und SDD_{beob} ist eine generelle Übereinstimmung zu erkennen (Abbildung 11). Dies spricht dafür, dass das Modell für die Auswertung herangezogen werden kann. Dabei ist jedoch zu beachten, dass für viele Stationen eine systematische Überschätzung oder Unterschätzung der SDD zu erkennen ist.



Abbildung 11: Beobachtete und modellierte Schneedeckendauer und 1:1 Linie.

Betrachtet man die Abhängigkeit der Schneedeckendauer von der Temperatur, so scheint die Schneedeckendauer mit der jährlichen Mitteltemperatur zu korrelieren und eine klare Abhängigkeit zu bestehen. Dies ist in Abbildung 12 für die Stationen Freudenstadt, Oberstdorf und Reit-im-Winkl dargestellt. Bei Betrachtung der Regressionsgeraden von Niederschlagssumme und Schneedeckendauer scheint bei Reitim-Winkl eine gewisse Abhängigkeit zu bestehen, bei Freudenstadt lässt sich dies nicht erkennen und auch das Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0.05$ spricht nicht für eine Abhängigkeit. Aus Abbildung 13 ist ersichtlich, dass die jährliche Schneedeckendauer je nach betrachtem Zeitraum unterschiedliche Trends zeigt. Ein ähnliches Verhalten kann auch für die anderen Stationen beobachtet werden (siehe Abbildung 10).



Abbildung 12: Schneedeckendauer aufgetragen gegen die saisonale Mitteltemperatur und die Niederschlagssumme: Die Abbildung zeigt einen eindeutigen Zusammenhang von Mitteltemperatur eines betrachteten Jahres und der Schneedeckendauer. Bei der Niederschlagssumme scheint in Reit-im-Winkl eine Korrelation mit der Schneedeckendauer zu bestehen, in Freudenstadt jedoch ergibt die Korrelation nur ein Bestimmtheitsmaß von R²=0.05 und auch optisch lässt sich nicht auf eine Korrelation schließen.



Abbildung 13: Trendgeraden der beobachteten (rote Punkte) und modellierten (graue Punkte) Schneedeckendauer der Station Freudenstadt für die zwei Zeiträume 1953 bis1981 (beobachtet schwarze gestrichelte Linie, modelliert schwarze durchgezogene Linie) und 1981 bis 2011 (beobachtet rote gestrichelte Linie, modelliert rote durchgezogene Linie).

4.2.4 ROS-Tage

Für die Betrachtung der Tage, an denen Regen auf eine Schneedecke fällt, wurden zunächst einige Annahmen getroffen. Als Regenereignis wurde gewertet, wenn Niederschlag über 5 mm bei einer Tagesmitteltemperatur über 1.5 °C gemessen wurde. Dies ergibt sich aus der kalibrierten Grenztemperatur und der Bandbreite für Mischniederschlag. Auch in der Literatur sind Werte in diesem Bereich für reinen Regen zu finden. Als Grenzwert für das Bestehen einer sicheren Schneedecke wurden 5mm SWE (modellierte Schneedecke SD_{beob}.) bzw. 2 cm Schneedeckenhöhe (für die beobachtete Schneedecke SD_{beob}.) gesetzt. Die 2 cm ergeben sich aus der mittleren Schneedichte, die in vielen Studien als ca. 0.3 g/cm³ bestimmt wurde. Dadurch ergäbe sich eine Schneedeckenhöhe von ca. 1.7 cm. Da die Schneedeckenhöhe jedoch nur Zentimetergenau gemessen wird, wurde der Wert auf 2 cm gesetzt. Die Schneedichte ist ohnehin einer starken Variabilität unterworfen und es soll an dieser Stelle noch keine Quantifizierung der Schneeschmelze vorgenommen werden.

Betrachtet man die Anzahl der Tage pro Jahr, an denen es auf die modellierte Schneedecke regnet, so zeigt das Modell prinzipiell Übereinstimmung mit der Anzahl an Tagen, an denen es auf die beobachtete Schneedecke regnet (Abbildung 14). Bei beiden Zeitreihen zeigt sich, dass die Anzahl der ROS-Tage eher gering ist und mit Ausnahme der Stationen Freudenstadt, Oberstdorf und Reit-im-Winkl selten zehn Tage pro Jahr übersteigt. In Mühldorf und Lenningen-Schopfloch zeigen sich sogar selten mehr als fünf Tage pro Jahr. Die Steigungen der Trendgeraden für die modellierten ROS-Tage sind für alle Stationen mit Ausnahme von Reit-im-Winkl negativ, bei den beobachteten Zeitreihen zeigen einige Stationen auch positive Steigungen. Allerdings sind die Steigungen gering und würden im Falle von Freudenstadt, welche den größten Trend zeigt, nur eine Abnahme von einem Tag über den gesamten Zeitraum bedeuten. Bezüglich der Ergebnisse des Mann-Kendall-Tests zeigen sich keine signifikanten Trends über den Gesamtzeitraum. Betrachtet man jedoch einzeln die Zeiträume 1953-1981 und 1981-2011, so ergeben sich für beobachtete und modellierte Zeitreihe positive Steigungen im ersten Zeitraum und deutlich negative Steigungen für den Zeitraum ab 1981. Die Trends für den ersten Zeitraum sind nicht eindeutig mit p-Werten belegbar, da diese für die meisten Stationen keine statistische Signifikanz anzeigen. Die Station Freudenstadt zeigt die größte Steigung und als einzige Station einen signifikanten Anstieg (p<0.05) an ROS-Ereignissen. Die Abnahme der ROS-Ereignisse im zweiten Auswertungszeitraum ist für die Stationen Garmisch, Oberstdorf und Stötten mit signifikanten p-Werten beschrieben.



Anzahl ROS-Tage

Abbildung 14: Verlauf der Anzahl jährlicher ROS-Tage an den einzelnen Stationen.

In Abbildung 15 ist die Anzahl an ROS-Tagen gegen die klimatischen Größen saisonale Mitteltemperatur und Niederschlagssumme an den Stationen Freudenstadt, Oberstdorf und Reit-im-Winkl aufgetragen. Zusätzlich wurde die Abhängigkeit der ROS-Tage von der SSD_{mod.} betrachtet. Es zeigt sich, dass ROS-Tage an den Stationen Freudenstadt und Oberstdorf tendenziell häufiger bei niedrigen Jahresmitteltemperaturen auftreten. Für Reit-im-Winkl ist eine solche Aussage nicht zu treffen, es zeigt sich kein abhängiges Verhalten. Auch ein Bestimmtheitsmaß von R²=0 lässt keine Abhängigkeit von der Mitteltemperatur vermuten. Allerdings ergeben sich auch für die anderen Stationen äußerst kleine R² Werte. Bei Betrachtung der Niederschlagssumme zeigt sich bei allen Stationen ein weitaus stärkerer Zusammenhang. An allen Stationen korrelieren die Anzahl der ROS-Tage gegen die SDD_{mod.} aufgetragen. Auch die Schneedeckendauer korreliert positiv mit der Anzahl an ROS-Tagen.



Abbildung 15: Darstellung der ROS-Tage in Bezug auf die saisonale Mitteltemperatur, die saisonale Niederschlagssumme und die saisonale Schneedeckendauer. Es lässt sich einen eindeutigen Bezug zwischen den Werten erkennen. Dargestellt sind die Wertepaare, die Regressionsgerade und des Bestimmtheitsmaß R².

4.2.5 ROS-Ereignisse

Für die Hydrologie und in Bezug auf mögliche Hochwässer sind vor allem länger andauernde ROS-Ereignisse interessant, die ein dementsprechend großes Wasserdargebot darstellen. Aus diesem Grund wurde hier das Auftreten von größeren ROS-Ereignissen untersucht (Abbildung 16). Dabei wurden Ereignisse betrachtet, bei denen mindestens 5 mm Niederschlag fiel und 5 mm Schneeschmelze auftraten. Waren diese Bedingungen erfüllt, wurden auch Regenereignisse und die Schneeschmelze an nachfolgenden oder vorhergehenden Tagen zu einem Ereignis zusammengefasst, solange keine niederschlags- und schmelzfreie Zeit auftrat. Ereignisse > 20 mm Niederschlagsäquivalent und einem Regenanteil zwischen 30-70% bzw. einem minimalen absoluten Schmelzanteil von 30 mm gingen in die Betrachtung mit ein. Abbildungen 15 und 16 zeigen zwei beispielhafte Jahresverläufe des SWE. Die darin eingetragenen ROS-Ereignisse sind nach Vergleich mit den gemessenen SWE vom Model plausibel beschrieben. Die Plots für alle weiteren Stationen und Jahre befinden sich auf der mit eingereichten Daten-DVD. Abbildung 17 zeigt die Anzahl der ROS-Ereignisse für den betrachteten Zeitraum und alle Stationen. Mit Ausnahme der Stationen Reit-im-Winkel, ist für alle weiteren Stationen eine gleichbleibend oder abnehmende Anzahl zu beobachten. Für die Station Freudenstadt zeigt sich ein ausgeprägter nichtlinearer Verlauf, mit einer starken Änderung Anfang der 1980er Jahre. Die Entwicklung an allen Stationen ist von mittelfristigen Schwankungen überlagert, die sich auch in den Zeitreihen der Mitteltemperatur und Niederschlagssummen zeigen. Tabelle 8 zeigt die Ergebnisse der Trendanalyse mittels Mann-Kendall-Test, bezogen auf die Daten aus Abbildung 17.

In Abbildung 18 sind die Häufigkeiten der ROS-Ereignisse als Histogramme dargestellt. Den größten Anteil bilden Ereignisse zwischen 20 und 40 mm. An den Stationen Freudenstadt, Reit-im-Winkl und Oberstdorf lässt sich ein höherer Anteil an ROS-Ereignissen mit hohem Äquivalenzniederschlag ablesen (mit wenigen Ereignissen bis zu 400 mm).

Vergleicht man die Häufigkeiten von ROS-Ereignissen > 20mm (Abbildung 17) und die Anzahl der Tage mit ROS (Abbildung 13), so lässt sich sagen, dass im Schnitt die Hälfte aller Vorkommen von Regen auf eine Schneedecke in einem nennenswerten ROS-Ereignis resultiert. Abbildung 19 zeigt die Summe der saisonalen Niederschlagsäquivalente der ROS-Ereignisse. Bei dieser Betrachtung fällt auf, dass die Summe für alle Stationen (außer Stötten) in den letzen 10 Jahren eine negative Entwicklung zeigt. Dies bestätigt den Verlauf der für die Anzahl der ROS-Tage (Abbildung 13) und ROS-Ereignisse (Abbildung 17) beobachtet werden kann.



Abbildung 16: Beispielhafter Jahresverlauf des SWE mit 2 Rain-on-Snow-Ereignissen dargestellt als Äquivalentniederschlagshöhe.



Abbildung 17: Beispielhafter Jahresverlauf des SWE mit 3 Rain-on-Snow-Ereignissen dargestellt als Äquivalentniederschlagshöhe.



44



ROS-Ereignisse mit Äquivalentniederschlagshöhe > 20 mm und Regenanteil 30-70% bzw. min. 30mm Schneeschmelze

Abbildung 18: Anzahl der ROS-Ereignisse > 20 mm Niederschlagsäquivalent und einem Regenanteil zwischen 30-70% bzw. einem minimalen absoluten Schmelzanteil von 30 mm.

Tabelle 8: Steigungen der Trendgeraden und p-Werte des Mann-Kendall-Tests für die Anzahl der ROS-Ereignisse Ereignisse > 20 mm Niederschlagsäquivalent und einem Regenanteil zwischen 30-70% bzw. einem minimalen absoluten Schmelzanteil von 30 mm.

	Zeitraum 1	953-1981	Zeitraum 1981-2011			
Station	Steigung	p-Wert	Steigung	p-Wert		
Freudenstadt	0.258	0.003	-0.145	0.190		
Garmisch-P.	0.071	0.289	-0.140	0.019		
Hohenpeißenberg	0.020	0.436	-0.037	0.283		
Kempten	0.103	0.085	-0.119	0.099		
Kiefersfelden-G.	0.039	0.422	-0.090	0.086		
Lenningen-Sch.	0.028	0.379	-0.041	0.472		
Münsingen-A.	0.069	0.164	-0.086	0.061		
Mühldorf	0.029	0.357	-0.005	0.343		

Oberstdorf	0.158	0.093	-0.202	0.049
Reit-im-Winkl	-0.044	0.678	-0.088	0.352
Stötten	0.034	0.633	-0.083	0.046



Abbildung 19: Histogramm der Höhe der Niederschlagssumme für ROS-Ereignisse.



Abbildung 20: Summe der saisonalen Niederschlagsäquivalente der ROS-Ereignisse

5 Diskussion

5.1 Probleme der Modellierung

5.1.1 Fehler der Inputdaten

Beim Betrachten der Güte langzeitiger Niederschlagsserien für die Modellkalibrierung und -validierung sind die Schlüsselmaße der Datenqualität die Genauigkeit und Konsistenz der gemessenen Daten. Unter den Inputdaten ist der Niederschlag wohl einer der maßgebendsten Forcings für die hydrologische Simulation (Mizukami & Smith, 2012). Die Charakteristik der systematischen oder zufälligen Fehler kann sich durch Lageänderung der Station oder Änderung der Beobachtungszeit, Messinstrumente oder der umgebenden Landschaft verändern (Mizukami & M. B. Smith, 2012). Ein Problem bei der Modellierung und der Analyse der daraus resultierenden Daten stellt daher die Inhomogenität der Daten, die für gewöhnlich bei längeren Datenreihen auftritt, dar. Die zeitliche Konsistenz der Fehler von Niederschlagsdaten ist für die verlässliche Modellierung genauso wichtig wie die Genauigkeit der Daten selbst. Speziell in bergigen Regionen, wo im Vergleich zum Flachland meteorologische Variablen eine hohe räumliche Varianz aufweisen ist dies von besonderer Bedeutung (Hamlet & Lettenmaier, 2005 in Mizukami & Smith, 2012).

5.1.1.1 Niederschlag

Die Messung von festem Niederschlag ist als Problem anerkannt und weit schwieriger als die Messung von flüssigem Niederschlag. Eine Unterschätzung ist bei Schneefall generell stärker als bei Regen (z.B. New et al., 2001). So zeigen Schneefallmessungen mit Niederschlagsmessern systematische Unterschätzungen bis zu 100 % und sind abhängig von der Art des Niederschlagsmessers und vom Beobachtungsort (Goodison et al. 1997). Die systematischen Fehler sind unter anderem der Windfehler (Sevruk 1987) und der Benetzungsfehler, welcher sich vor allem bei kleineren Niederschlägen bemerkbar macht und bei größeren weniger relevant ist. Haftwasser, welches beim Ereignis fällt bzw. welches beim Entleeren des Gefäßes zurückbleibt, verdunstet. Bei dieser Arbeit dürfte das größte Problem der Windfehler sein, welcher mit der Höhe der Windgeschwindigkeit zunimmt und sich vor allem bei Schnee sehr stark auswirkt. Auch Verdunstungsverluste zwischen Ereignis und Messung sind im Winter weit weniger relevant als im Sommer (Mizukami & Smith, 2012). Im Mittel kann bei Hellmannschen Regenmessern laut Maniak (2005) von einer Unterschätzung des Schneefalls um 42 % ausgegangen werden. Der systematische Fehler durch die Art des Niederschlagsmessers dürfte im Vergleich der Stationen nicht von Relevanz sein, da die betrachteten Stationen des DWD über den größten Zeitraum die gleichen Messinstrumente aufweisen. Grundsätzlich entsprechen alle Niederschlagsmesser in ihrer Form dem Niederschlagsmesser nach Hellmann mit einer Auffangfläche von 200 cm². Bis in die 1960er Jahre waren diese oft unbeheizt, was zu Schneekappenbildung und einer sehr starken Unterschätzung des Niederschlags führen kann. Danach waren an den Stationen meist beheizte und unbeheizte Niederschlagsmesser. Ab den 1990ern wurden vermehrt Niederschlagsmesser des Typs PLUVIO-OTT eingesetzt, die auf der Wägetechnik basieren.

Grundsätzlich ist der Niederschlag die mitunter wichtigste Größe für die Modellierung und Messfehler wirken sich beträchtlich auf die Simulation aus. Es wurde für die Modellierung ein fester Korrekturfaktor von 1.2 = 20 % gesetzt. Dadurch entstanden plausible Werte während der Akkumulationsphase.

5.1.1.2 Temperatur

Bei der Messung der Lufttemperatur sind keine großen Fehler zu erwarten und diese wurden somit als korrekt angenommen.

5.1.1.3 Schneewasseräquivalent (SWE)

Die SWE-Messdaten des DWD waren teilweise stark fehlerbehaftet. Dies konnte durch den Vergleich der SWE-Messungen mit Zeitreihen der gemessenen Schneedeckenhöhe festgestellt werden. Anhand der Schneedeckenhöhen und einer Betrachtung der Nieder-schlagswerte und Tagesmitteltemperaturen konnten häufig Fehler beglichen werden, wenn diese eindeutig zu identifizieren waren, und z.B. in Zusammenhang mit der Eingabe der Werte bzw. der EDV in Verbindung standen. Ein Beispiel dafür ist der zeitliche Versatz von Messwerten an der Station Lenningen-Schopfloch, bei der Messwerte des Monats Februars 1956 im Januar eingetragen wurden (Abbildung 20).



Abbildung 21: Messwerte des Februar in den jeweiligen Tag des Januars verschoben an der Station Lenningen-Schopfloch im Jahr 1956 (Saison 1955)

Häufigere Fehler waren Abweichungen von der tatsächlich erwarteten Größe um eine Zehnerpotenz. Dies muss bei der Überführung in die EDV des DWDs geschehen sein. Am eindeutigsten war eine Abweichung über eine Zeit von beinahe vier Jahren an der Station Reit-im-Winkl (Abbildung 21).



Abbildung 22: Über einen Zeitraum von über 3 Jahren liegen die Messdaten des SWE schätzungsweise zehnfach verringert vor. Eine manuelle Multiplikation mit dem Faktor 10 lässt eine Angleichung an den Verlauf der Schneedecke erkennen.

Fehler wie in Abbildung 21 ließen sich häufig für einzelne Messwerte oder kürzere Zeitabschnitte zu finden. Diese Fehler wurden manuell korrigiert, soweit sie eindeutig als solche identifizierbar waren. Dies ist schwieriger, je weiter das Messintervall gesetzt ist, bzw. wenn über eine gewisse Zeit alle Werte fehlen oder in einem Jahr nur vereinzelt Werte vorhanden sind. Im Zweifelsfall wurden die Werte beibehalten.

In einigen Fällen wichen die SWE-Messwerte in hohem Maße von den Schneedeckendaten ab, aber es konnte keine Regelmäßigkeit oder Gesetzmäßigkeit festgestellt werden. Dies war der Fall, wenn in relativ kurzer Zeit - ohne nennenswerte Niederschläge oder Temperaturänderungen über dem Gefrierpunkt - die SWE-Werte relativ stark (20-30 mm) um einen zu erwartenden Verlauf alternierten. Mögliche Fehler hierbei sind Messfehler oder der Einfluss von Winddrift. So wird in (Attmannspacher & Riedl 1972) das Problem der Winddrift an der Station Hohenpeißenberg angesprochen und im Laufe der Studie wurden gesonderte SWE-Messungen durchgeführt, welche sich deutlich von den Werten aus WebWerdis, dem Online-Datendienst des DWD, unterschieden. Sogar innerhalb weniger Meter zeigten sich dort aufgrund von Winddrift Unterschiede des SWE von über 20mm. Auch bei der Überprüfung des Modelloutputs wurde festgestellt, dass die SWE-Messwerte häufig eine Änderung zeigen, obwohl kein Niederschlag gemessen wurde und durchgängig stark negative Temperaturen herrschten, auch bei Betrachtung stündlicher Werte, falls diese vorhanden waren. Diese Änderungen des SWE betrugen bis zu > 40 mm und führten somit zu einer starken Fehlinterpretation durch das Modell.

Die Beobachtung, dass Fehler an manchen Stationen gehäufter auftreten als an anderen, lässt auf einen Einfluss durch Winddrift schließen. Diese Fehler sind in den gängigen Schneemodellen, die in den Schneeschmelze-Abflussmodellen implementiert sind, nicht relevant, da dort meist auf Einzugsgebietsebene modelliert wird und Winddrift somit nicht ins Gewicht fällt. Auch ist es schwierig, die Winddrift anhand von Windgeschwindigkeiten sicher abzuschätzen, da sie nicht nur von der Windstärke abhängig ist, sondern auch von der Beschaffenheit der Schneedecke.

Problem Tagesmittel:

Wie auch im KLIWA Bericht (2005) erwähnt, gehört zu den wichtigsten Modellparametern der Schwellenwert der Temperatur TT zur Differenzierung des Niederschlags in Regen und Schnee. Diese Differenzierung bildet ein zentrales Problem. Es wurde versucht, durch die Einbeziehung einer Bandbreite, in der Schneefall als auch Regen auftritt, eine Fehleinschätzung anhand der Tagesmitteltemperatur abzuschwächen. Während für den Großteil des Tages Temperaturen vorherrschen können, die Schneefall bedeuten würden, kann eine Warmfront mit Regen passieren, die die Tagesmitteltemperatur nicht mehr stark ändert, aber ein Regenereignis auslöst. Diese Betrachtung ist auch andersherum möglich und Schneefall kann als Regen interpretiert werden.

Die Verwendung von täglichen Mitteltemperaturen kann während Zeiten mit einer hohen Temperaturfluktuation um den Gefrierpunkt irreführend sein. Die mittlere Temperatur kann negativ sein und somit keine Schmelze suggerieren, während Voraussetzungen für Schmelze über einen Teil des Tages vorherrschen könnten. Dies führt in der Regel zu einer Überschätzung des Schmelzfaktors (Hock, 2003).

Auch zeigt sich auffallend oft eine im Gegensatz zu den beobachteten SWE-Werten stark verfrühte Schneeschmelze im Modelloutput. Dem entgegen wirken Flüssigspeicher und Kältegehalt der Schneedecke. Trotz dieser Speicher gibt es in den Messwerten häufiger Zeiträume von mehreren Tagen, an denen positive Mitteltemperaturen gemessen wurden, jedoch in den beobachteten SWE-Werten keine, oder nur sehr geringe Abnahmen feststellbar sind. Treten solche Perioden auf, resultiert das in außerordentlich schlechten Gütemaßen. Wird das Modell jedoch manuell darauf Parametrisiert, dem Verlauf der Messwerte unter diesen Bedingungen zu folgen, ergeben sich schlechte Werte für den Rest der Zeitreihe.

5.2 Betrachtung der ROS-Ereignisse

Im Spätwinter, Frühling und Sommer nahm die Schneedeckenausdehnung seit Mitte der 1980er Jahre ab, während von Herbst bis Mitte des Winters die Ausdehnung relativ konstant blieb (Robinson & Frei, 2000).

5.2.1 Vergleich mit der Schneedecke

Die Betrachtung der ROS-Ereignisse anhand der Abnahme der Schneedeckenhöhe hat den Nachteil, dass sich die Dichte des Schnees über den zeitlichen Verlauf stark verändert. Dies liegt zum einen an der Metamorphose der Schneedecke mit zunehmender Alterung und zum anderen an der Metamorphose durch ein auftreffendes Regenereignis. Somit ist nach einem Schneefallereignis (Schneetag) eine schnelle Abnahme der Schneedeckenhöhe zu verzeichnen. (siehe Abbildung 5). Dies liegt an der Verdichtung durch die Last der Schneedecke (Sintern), Diffusion von wärmeren zu kälteren Schichten (aufbauende Umwandlung), Diffusion von Wasserdampf zu konkaven Oberflächenpartien (von Spitzen zu Einbuchtungen) (abbauende Umwandlung) und Einsickern und Wiedergefrieren von Schmelzwasser (Schmelzumwandlung und Verfirnung)(Herpertz, 2001).

Die Abnahme der Schneedecke bei einem Regenereignis spiegelt nicht die Verringerung des SWE wieder, sondern vor allem eine Steigerung der Dichte der Schneedecke durch die Erwärmung des Schnees und die höhere Aggregierung.

5.2.2 Entstehung von ROS-Ereignissen

BERG et al. (1991) stellt die Hypothese auf, dass der Abfluss aus der Schneedecke sowohl mit der Niederschlagsmenge, als auch mit der Temperatur korreliert. Auch die Schneedeckenhöhe könnte positiv oder negativ mit dem Abfluss korrelieren, da die Schneedecke entweder mehr geschmolzenes Wasser zurückhalten kann oder alternativ mehr Wasser als Schmelzwasser zur Verfügung stellen kann.

Es ist anzumerken, dass sich die Untersuchungen dieser Arbeit auf einzelne Stationen beziehen und für eine Aussage über die tatsächliche Gefahr für das Auftreten von ROS-Ereignissen im betrachteten Gebiet nicht unbedingt repräsentativ ist. Die Schneedecke und somit das Eintreten von ROS-Ereignissen ist sehr stark von Faktoren wie z.B. der Vegetationsbedeckung im betrachteten Einzugsgebiet abhängig. So befassten sich einige Studien mit der Abhängigkeit des Auftretens von ROS-Ereignissen von der Änderung der Landnutzung, insbesondere mit dem Einfluss von Kahlschlägen in überwiegend bewaldeten Gebieten der USA (Marks et al. 1998).

Die Anzahl der Schneetage bzw. die Schneehöhe hängen sowohl von der Temperatur als auch von der Niederschlagsmenge ab. Der im Zuge des Klimawandels zu erwartende Anstieg der Temperatur könnte zu einem Rückgang der Schneehöhe und der Schneetage führen. Gleichzeitig könnten steigende Niederschläge im Winterhalbjahr dieser Entwicklung entgegen wirken.

In Ye et al. (2007) wird die Klimatologie von ROS-Ereignissen und ihrer Beziehungen zur Lufttemperatur während der Wintersaison aufgezeigt, um potenzielle Änderungen in der Anzahl von ROS-Tagen und Regentagen unter einem sich erwärmenden Klima über dem nördlichen Eurasien zu erklären. Die Studie beschreibt eine Zunahme sowohl von ROS-Tagen als auch von Regentagen mit steigenden Temperaturwerten. Das Ausmaß der Steigung ist am signifikantesten (ca. ein Tag pro Jahr) über dem europäischen Teil Russlands. Die Studie kommt darüber hinaus zu dem Schluss, dass ROS-Ereignisse eventuell einen signifikanten Einfluss auf den Abfluss von Flüssen, im speziellen auf extrem hohe und niedrige Abflüsse in den hohen Breiten haben.

5.3 Klimatrends

5.3.1 Temperatur

Die ermittelten Temperaturtrends übersteigen die Werte von (KLIWA 2011), wo durchschnittlich 0.9 bis 1.4 °C/70a angegeben wurden, allerdings zeigen sich dort durch eine Verschiebung der Trendanalyse von den Jahren 1931-2000 auf 1941-2010 eine Zunahme von 0,2 bis 0,6 °C /70a. Unter der Annahme eines nichtlinearen Trends, welcher eine Folge der Klimaerwärmung sein könnte, ist eine weitere Erhöhung des Trends bei einem späteren Startpunkt der Betrachtung plausibel.

Temperaturschwankungen in können durch großräumige atmosphärische Muster wie die Nordatlantik-Oszillation (NAO) verursacht werden (KLIWA, 2011). In KLIWA (2011) wird gezeigt, dass sich die Mitteltemperaturen des Winterhalbjahres eine deutlich höhere Variabilität aufweisen als im Vergleich den zu Jahresund Sommerhalbjahreszeitreihen. Die Winter 2008/09 und 2009/10, welche vermeintlich sehr kalt waren, zeigen sich nicht wesentlich unter dem Durchschnitt der Gesamtzeitreihe. Über das gesamte Halbjahr waren auch sehr milde Monate, welche die sehr kalten Temperaturwerte ausglichen.

Garmisch-Partenkirchen bildet nicht nur eine Ausnahme in der Signifikanz des Trends, auch in der Form der Entwicklung der mittleren Wintertemperatur weicht die Station von den anderen ab. Es ist zu beachten, dass die Stationen unterschiedlich oft und weit versetzt wurden. Beispielsweise ist Kiefersfelden-Gach im betrachteten Zeitraum insgesamt sieben mal versetzt worden, wobei zwei der Standorte identisch sind. Lenningen-Schopfloch war an fünf verschiedenen Standpunkten, die jedoch alle innerhalb des selben Wohngebietes, nicht weit voneinander entfernt liegen. Grundsätzlich wurden die Zeitreihen jedoch als korrekt angenommen und unter dieser Vermutung ausgewertet. Bei Inkonsistenzen der Ergebnisse kann diese Vermutung in Frage gestellt und dorthingehend ausgewertet werden.

Anhand der Residual-Plots (Anhang B, Abbildung 23) kann man erkennen, dass sich für die meisten Daten eine gute lineare Regression ergibt, da sich die Residuen wie zufälliges Rauschen verhalten (Helsel & Hirsch, 2002). Weder die Varianz ändert sich, noch ist eine Krümmung erkennbar. Bei der erneuten Durchführung des Mann-Kendall-Tests auf die Residuen, wie in Helsel & Hirsch (2002) beschrieben zeigen sich keine Trends in der Zeitreihe, die p-Werte betragen 0.86 bis 1.0. Lediglich bei Reit-im-Winkl ist eine deutliche Abnahme der Varianz zu erkennen.

5.3.2 Niederschlag

Die hier berechneteten Trends im Niederschlag stehen im Widerspruch zu den in KLIWA (2011) ermittelten Werten für die KLIWA-Regionen, bei denen es sich allerdings um regionale Mittelwerte handelt. Dort wurden stark positive und signifikante Trends für fast ganz Baden-Württemberg und Bayern festgestellt.

5.3.3 Schneedeckendauer

Die Entwicklung der Schneedeckendauer deckt sich gut mit der Auswertung in KLIWA (2005). Dort wurde eine absolute Abnahme der Schneedeckendauer für den Zeitraum 1951/52 bis 1995/96 im Gebiet Baden-Württemberg/Bayern mit 0 bis 30 Tagen bestimmt. Die in dieser Arbeit ausgewerteten Zeitreihen sind länger und müssten somit bei einem gleichbleibenden Trend höhere absolute Werte zeigen. Jedoch kann hier aufgrund der in Abbildung 12 ersichtlichen Änderung des Trends von einer Übereinstimmung der KLIWA-Ergebnisse und der hier vorliegenden Auswertung ausgegangen werden. Aus Abbildung 9 ist ersichtlich, dass die Schneedeckendauer nach einem Minimum Ende der 1980er bis Anfang 1990er Jahre während dem Verlauf der 1990er Jahre eine lokale Trendumkehr zeigt und im Verlauf der frühen 2000er Jahre wieder leicht zunimmt.

Wie in der KLIWA-Studie zeigten sich bei der Auswertung des Mann-Kendall-Tests über die gesamte Zeitreihe nur an wenigen Stationen tatsächlich signifikante Trends.

Aufgrund des Verhaltens der untersuchten Größen über den Zeitraum 1953 bis 2011, welches sich während der Auswertung zeigte und weil in einer Vielzahl an Publikationen ein signifikanter Wechsel der klimatischen Gegebenheiten für die Ausbildung einer Schneedecke des gefallenen Niederschlags belegt und unter anderem auf die nordatlantische Oszillation zurückgeführt wurde (Laternser & Schneebeli 2003; DA Robinson & Frei 2000; Brown & D. a. Robinson 2011) wurde die Trenduntersuchung in zwei Zeiträume aufgegliedert. Diese Teilung erfolgt ca. in der Mitte des untersuchten Zeitraums im Winterhalbjahr 1981/1982. Betrachtet man allerdings die Trends der Periode 19531981 so sind diese stärker signifikant. Gleiches gilt für die Periode 1981-2011. Somit ist die Nichtsignifikanz der gesamten Zeitreihe der beobachteten Varianz und Trendumkehr geschuldet.

6 Schlussfolgerung

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Annahme, dass ein Anstieg der Temperatur durch den Klimawandel zu mehr ROS-Ereignissen führt für die in dieser Studie untersuchten Stationen nicht bestätigt werden kann. Je nach Betrachtungszeitraum und betrachteter Station ist das Ergebnis differenziert zu betrachten. Über alle betrachteten Größen lassen sich Veränderungen im Laufe der Zeit feststellen, jedoch sind diese Veränderungen nicht mit linearen Trends beschreibbar (mit Ausnahme der Lufttemperatur).

Der betrachtete Zeitraum kann in kleinere Zeiträume unterteilt werden, die dann teilweise stark signifikante Trends zeigen. Diese beobachteten Abschnitte haben mit etwa 30 Jahren eine ausreichende Länge um von signifikanten Veränderungen sprechen zu können. Die Vorrausetzungen für ROS-Ereignisse überlagern sich sowohl zeitlich als auch hinsichtlich ihrer Bildungsprozesse. So lässt sich annehmen, dass eine Temperaturerhöhung zwar die Wahrscheinlichkeit für ein ROS-Ereignis erhöht (höhere Temperaturen bedeuten eher flüssigen Niederschlag), allerdings nimmt auch die Schneedeckendauer mit steigender Temperatur ab. Dies führt zu einer verringerten Wahrscheinlichkeit, dass Regen auf eine Schneedecke fallen kann.

Jedoch muss auch betrachtet werden, dass das Modell manche Jahre sehr schlecht repräsentiert und daher keine verlässlichen Daten für eine stichfeste Aussage zu Verfügung stehen. Jedoch zeigt das Modell hinsichtlich der langjährigen Trends für die Schneedeckendauer eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten. Der ausgeprägte nichtlineare Trendverlauf lässt sich durch eine Änderung in der Nordatlantikoszillation zu Beginn der 1980er Jahre erklären. Laut Caspary & Bardossy (1995) treten extreme Hochwasser in Verbindung mit ROS in den Mittelgebirgen Süddeutschlands vornehmlich während der Wintermonate (Dezember-Februar) auf. Sie werden in erster Linie durch das Niederschlagsverhalten ganz bestimmter großräumiger atmosphärischer Zirkulationsmuster verursacht. Dies ist die Großwetterlage West-zyklonal, welche seit den 1980er Jahren stark an Einfluss auf das Klima in Süddeutschland gewonnen hat. Dies zeigt auch die Schneedecke, welche im Mittel von den 1970ern bis Mitte 1980er über Eurasien und Nordamerika ausgedehnter war als in den späten 1980ern bis späten 1990er (Robinson & Frei, 2000).

Anhang A: Tabelle der Stationslagedaten

Tabelle 9:Stationslagen während des Betrachtungszeitraums

Stationsname	Von	Bis	Höhe	Breite	Länge
		30/09/1971	480	47.6567	12.1786
	01/10/1971	31/12/1971	480	47.6511	12.1769
	01/05/1972	30/04/1988	480	47.6492	12.19
	01/05/1988	30/06/1988	500	47.6219	12.1872
Kiefersfelden-Gach	01/08/1988	31/05/1996	484	47.6397	12.1775
	01/06/1996	30/06/1998	480	47.6511	12.1767
	01/09/1998	31/03/2002	490	47.6617	12.1675
	01/11/2006		518	47.6194	12.1681
		30/06/1953	761	48.5406	9.5311
	01/07/1953	31/10/1961	762	48.5411	9.5289
Lenningen- Schopfloch	01/11/1961	31/10/1970	764	48.5406	9.5306
	01/11/1970	31/10/1973	762	48.5411	9.5289
	01/11/1973		758	48.5406	9.5286
	01/06/1953	16/07/1994	810	47.4033	10.2789
Oberstdorf	17/07/1994	05/06/2007	806	47.3989	10.2769
		31/05/1952	672	47.6728	12.4831
	01/06/1952	30/11/1955	700	47.6797	12.4728
	01/12/1955	11/10/1967	708	47.6797	12.4703
Reit-im-Winkl	12/10/1967	31/07/1990	695	47.6769	12.4825
	01/08/1990	31/07/1995	675	47.6722	12.4786
	01/08/1995	31/10/2003	690	47.6753	12.4619
	01/03/2007		685	47.6761	12.4711
		31/05/1988	405	48.2475	12.5461
Mueldorf	01/06/1988	10/05/2006	405	48.2803	12.5064
	11/05/2006		405.6	48.28	12.5039

Anhang B: Tabellen des r (Pearson) und au (Spearman) für die einzelnen Jahre

Tabelle 10: Rangkorrelationskoeffizient $\boldsymbol{\tau}$ nach Spearman

	FR	GA	но	KE	КІ	LE	MU	MUE	ОВ	RE	ST
1953	0.26	0.46	0.89	0.91	0.88	0.89	1.00	0.77	0.41	0.67	0.63
1954	0.91	0.79	0.88	0.87	0.61	0.90	-0.12	0.25	0.84	0.46	0.80
1955	0.90	0.77	0.86	0.90	0.58	0.92	NA	0.95	0.82	0.70	0.89
1956	0.64	0.21	0.51	0.89	0.05	0.24	NA	0.67	0.61	-0.13	0.62
1957	0.91	0.78	0.66	0.57	0.80	0.78	0.58	0.27	0.78	0.83	0.83
1958	0.84	0.17	0.27	0.76	0.70	0.84	0.85	0.33	0.33	0.58	0.72
1959	0.77	-0.30	0.40	0.15	0.07	0.87	0.76	0.25	0.34	0.61	0.48
1960	0.92	-0.01	0.91	0.86	0.53	0.04	0.90	0.55	0.12	0.23	0.88
1961	0.83	0.78	0.71	0.54	0.63	0.77	0.64	0.35	0.87	0.89	0.79
1962	0.90	0.93	0.90	0.90	0.16	0.89	0.96	0.92	0.95	0.74	0.84
1963	0.75	0.32	0.35	0.26	0.84	0.89	0.45	-0.26	0.05	0.72	0.86
1964	0.87	0.77	0.86	0.83	0.83	0.81	0.91	0.89	0.96	0.95	0.73
1965	0.37	0.36	0.44	0.63	-0.02	0.21	0.89	0.80	0.44	0.91	0.72
1966	0.52	0.21	0.30	0.58	0.67	0.53	0.17	0.92	0.72	0.80	0.25
1967	0.93	0.86	0.80	0.83	0.85	0.58	0.94	0.83	0.91	0.92	0.90
1968	0.71	0.68	0.04	0.84	0.84	0.81	0.92	0.71	0.85	0.96	0.82
1969	0.95	0.89	0.64	0.73	0.64	0.68	0.80	0.82	0.91	0.94	0.77
1970	0.39	0.65	0.84	0.53	0.21	0.35	0.83	0.66	0.78	0.62	0.92
1971	0.69	0.84	0.31	0.88	0.81	0.41	0.60	NA	0.81	0.23	0.22
1972	0.66	0.90	0.82	0.70	0.94	0.45	0.80	0.93	0.96	0.87	0.78
1973	0.77	0.09	0.21	0.39	0.51	0.37	-0.05	0.67	-0.05	0.62	0.42
1974	0.70	-0.02	0.53	-0.44	-0.26	0.25	0.32	0.20	0.45	0.56	0.68
1975	0.52	0.73	0.47	0.10	-0.16	0.13	0.67	0.23	0.13	0.81	-0.02
1976	0.22	0.88	0.23	0.86	0.91	0.22	0.87	0.67	0.74	0.93	0.79
1977	0.77	0.48	0.62	0.74	0.14	0.71	0.94	0.51	0.74	0.74	0.89
1978	0.81	0.50	0.73	0.57	0.79	0.51	0.93	0.79	0.64	0.82	0.64
1979	0.95	0.91	0.92	0.78	0.76	0.61	0.77	-0.31	0.60	0.57	0.81
1980	0.95	0.94	0.92	0.78	0.94	0.62	0.85	0.21	0.98	0.96	0.83
1981	0.81	0.75	0.68	0.81	0.67	-0.12	0.56	0.78	0.96	0.90	0.75
1982	0.72	0.54	0.13	0.74	0.62	0.71	0.94	-0.21	0.65	0.83	0.13
1983	0.96	0.80	0.76	0.35	0.49	0.79	0.94	-0.15	0.89	0.93	0.91
1984	0.86	0.20	0.31	0.36	-0.26	0.71	0.71	-0.31	0.47	0.73	0.40
1985	0.92	0.82	0.61	0.29	0.63	0.91	0.86	0.67	0.95	0.94	0.82
1986	0.89	0.55	0.82	0.74	0.32	0.72	0.82	0.07	0.59	0.78	0.72
1987	0.93	0.53	0.86	0.47	0.77	0.58	0.97	0.30	0.77	0.88	0.87

	FR	GA	но	KE	КІ	LE	MU	MUE	ОВ	RE	ST
1988	0.30	-0.25	0.78	0.54	-0.36	0.52	-0.78	-0.40	0.16	0.87	0.59
1989	0.49	0.36	0.48	-0.77	NA	0.37	NA	-0.65	0.66	0.13	-0.50
1990	0.60	0.35	0.79	0.51	0.71	0.74	0.65	0.77	0.72	0.65	0.75
1991	0.42	-0.23	0.29	0.26	-0.06	0.14	-0.02	NA	0.04	0.91	-0.24
1992	NA	0.95	NA	NA	1.00	0.52	0.64	NA	0.72	0.54	NA
1993	0.52	-0.01	0.53	0.80	0.50	0.11	0.39	NA	0.42	0.97	0.66
1994	0.76	0.73	0.48	0.81	0.62	0.17	0.91	0.83	0.56	0.35	0.85
1995	0.78	0.01	0.68	0.72	NA	0.48	0.94	-0.83	0.46	0.40	0.55
1996	0.82	0.60	0.25	0.50	-0.50	-0.29	0.01	0.50	0.88	0.28	0.64
1997	0.77	0.52	0.50	0.54	-1.00	0.42	0.66	NA	0.58	0.74	0.29
1998	0.86	0.46	0.94	0.79	0.79	0.70	0.75	0.70	0.61	0.93	0.57
1999	0.74	0.21	0.52	0.75	0.93	0.12	0.67	0.98	0.58	0.83	0.37
2000	0.83	0.27	0.58	0.18	0.74	0.61	0.59	0.57	0.37	0.76	0.41
2001	0.61	NA	0.39	0.00	0.89	NA	0.42	0.00	0.30	0.88	0.69
2002	0.66	NA	0.86	0.73	NA	NA	0.83	0.36	0.72	0.92	0.68
2003	0.77	NA	0.81	0.65	NA	NA	0.67	0.46	0.13	NA	0.68
2004	0.66	NA	0.86	0.91	NA	NA	0.95	0.72	0.86	NA	0.73
2005	0.91	0.91	0.94	0.55	NA	NA	0.90	0.74	0.94	NA	0.84
2006	0.20	0.46	0.56	0.89	0.46	NA	0.50	1.00	0.68	0.50	0.85
2007	0.44	0.14	0.21	0.10	0.10	NA	0.65	NA	0.60	0.81	0.09
2008	0.26	NA	0.85	0.20	0.68	NA	0.77	NA	0.86	0.86	0.72
2009	0.66	NA	0.64	NA	0.80	NA	0.92	NA	0.62	0.89	0.79
2010	0.90	NA	0.57	NA	0.82	NA	0.92	NA	0.82	0.72	0.93
2011	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.50	NA	0.65	0.97	0.64

Tabelle 11: Korrelationskoeffizient r nach Pearson

	FR	GA	НО	KE	KI	LE	MU	MUE	OB	RE	ST
1953	0.30	0.63	0.92	0.91	0.88	0.93	0.98	0.94	0.81	0.57	0.60
1954	0.92	0.95	0.96	0.97	0.82	0.90	-0.02	0.87	0.98	0.48	0.81
1955	0.94	0.88	0.80	0.86	0.55	0.89	NA	0.98	0.86	0.75	0.86
1956	0.66	0.25	0.60	0.80	-0.06	0.43	NA	0.68	0.76	0.24	0.53
1957	0.90	0.79	0.69	0.58	0.85	0.83	0.69	0.26	0.85	0.86	0.79
1958	0.83	0.16	0.42	0.83	0.68	0.61	0.87	0.83	0.77	0.72	0.71
1959	0.82	-0.07	0.40	0.17	0.13	0.95	0.72	0.48	0.42	0.62	0.49
1960	0.93	-0.11	0.94	0.94	0.36	-0.30	0.91	0.79	0.26	0.22	0.95
1961	0.75	0.76	0.78	0.40	0.59	0.75	0.66	0.30	0.86	0.90	0.77
1962	0.94	0.95	0.90	0.92	0.21	0.92	0.96	0.91	0.97	0.88	0.86
1963	0.81	0.53	0.62	0.25	0.80	0.84	0.64	-0.74	0.01	0.75	0.96
1964	0.88	0.92	0.90	0.90	0.87	0.89	0.94	0.86	0.98	0.95	0.87
1965	0.38	0.45	0.40	0.66	0.08	-0.02	0.89	0.92	0.39	0.91	0.90
1966	0.52	0.21	0.17	0.60	0.72	0.55	0.48	0.94	0.75	0.82	0.30
1967	0.94	0.88	0.82	0.78	0.91	0.64	0.98	0.84	0.92	0.95	0.90

	FR	GA	НО	KE	KI	LE	MU	MUE	OB	RE	ST
1968	0.83	0.69	0.08	0.89	0.90	0.79	0.90	0.72	0.89	0.95	0.86
1969	0.95	0.93	0.60	0.79	0.87	0.58	0.83	0.87	0.97	0.95	0.75
1970	0.57	0.91	0.92	0.48	0.29	0.48	0.97	0.67	0.89	0.76	0.86
1971	0.87	0.82	0.40	0.76	0.97	0.43	0.65	NA	0.78	0.46	0.26
1972	0.73	0.97	0.85	0.74	0.96	0.42	0.82	0.84	0.97	0.88	0.77
1973	0.74	0.13	0.17	0.71	0.46	0.49	0.08	0.84	-0.09	0.78	0.55
1974	0.77	0.14	0.75	-0.37	-0.26	0.44	0.28	0.22	0.31	0.75	0.71
1975	0.70	0.80	0.53	0.07	-0.19	0.03	0.78	0.37	0.15	0.91	-0.01
1976	0.57	0.86	0.33	0.77	0.93	0.51	0.96	0.69	0.72	0.93	0.95
1977	0.79	0.66	0.78	0.85	0.13	0.59	0.99	0.81	0.84	0.77	0.95
1978	0.90	0.62	0.76	0.58	0.81	0.30	0.88	0.77	0.79	0.86	0.49
1979	0.97	0.90	0.94	0.82	0.84	0.34	0.91	-0.17	0.71	0.56	0.88
1980	0.97	0.95	0.91	0.74	0.97	0.62	0.97	0.29	0.99	0.96	0.83
1981	0.89	0.92	0.78	0.79	0.74	-0.19	0.76	0.67	0.96	0.89	0.74
1982	0.84	0.46	0.18	0.92	0.64	0.83	0.97	0.28	0.66	0.81	0.30
1983	0.96	0.85	0.86	0.43	0.52	0.87	0.93	-0.29	0.92	0.95	0.92
1984	0.94	0.05	0.33	0.36	-0.35	0.72	0.81	-0.28	0.51	0.75	0.49
1985	0.93	0.87	0.68	0.54	0.62	0.93	0.91	0.72	0.97	0.96	0.85
1986	0.88	0.45	0.82	0.72	0.45	0.72	0.93	0.32	0.71	0.94	0.66
1987	0.95	0.71	0.92	0.54	0.81	0.70	0.99	0.45	0.87	0.93	0.91
1988	0.56	-0.25	0.74	0.57	-0.20	0.40	-0.49	-0.32	0.28	0.88	0.45
1989	0.48	0.49	0.41	-0.97	NA	0.35	NA	-0.99	0.69	0.55	-0.60
1990	0.58	0.39	0.72	0.71	0.73	0.85	0.70	0.86	0.89	0.91	0.82
1991	0.35	-0.16	0.31	-0.05	0.02	0.13	-0.29	NA	0.09	0.90	-0.40
1992	NA	0.90	NA	NA	0.98	0.56	0.92	NA	0.56	0.79	NA
1993	0.77	0.05	0.71	0.80	0.89	0.22	0.45	NA	0.66	0.98	0.58
1994	0.84	0.75	0.35	0.83	0.63	0.41	0.96	0.57	0.72	0.68	0.94
1995	0.80	0.13	0.65	0.78	NA	0.68	0.94	-0.74	0.74	0.67	0.65
1996	0.85	0.78	0.42	0.53	-0.99	-0.29	0.21	0.88	0.93	0.59	0.66
1997	0.85	0.64	0.36	0.63	-1.00	0.40	0.69	NA	0.61	0.71	0.71
1998	0.90	0.78	0.89	0.81	0.87	0.72	0.78	0.73	0.74	0.95	0.52
1999	0.78	0.21	0.61	0.79	0.93	0.25	0.73	0.91	0.62	0.86	0.38
2000	0.86	0.25	0.61	0.41	0.74	0.66	0.67	0.93	0.44	0.76	0.21
2001	0.78	NA	0.59	0.56	0.88	NA	0.25	0.30	0.33	0.88	0.78
2002	0.84	NA	0.89	0.91	NA	NA	0.95	0.70	0.80	0.88	0.86
2003	0.73	NA	0.80	0.80	NA	NA	0.84	0.64	0.06	NA	0.82
2004	0.68	NA	0.88	0.90	NA	NA	0.96	0.76	0.87	NA	0.72
2005	0.94	0.94	0.94	0.69	NA	NA	0.92	0.76	0.96	NA	0.84
2006	0.02	0.50	0.51	0.88	0.48	NA	0.70	1.00	0.83	0.99	0.75
2007	0.52	0.40	0.21	0.38	0.01	NA	0.69	NA	0.63	0.83	0.28
2008	0.28	NA	0.90	0.44	0.70	NA	0.79	NA	0.90	0.89	0.81
2009	0.67	NA	0.71	NA	0.91	NA	0.96	NA	0.76	0.89	0.87
2010	0.90	NA	0.57	NA	0.77	NA	0.90	NA	0.81	0.94	0.94
2011	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.70	NA	0.67	0.99	0.71



Abbildung 23: Residuen-Plot der mittleren saisonalen Temperatur

Literaturverzeichnis

- Attmannspacher, W. & Riedl, J., 1972. Remote sensing of the water content of the snow cover at one or more points in a mountain area. In *International Symposia on the Role of Snow and Ice in Hydrology*. Banff, Canada, pp. 727–733.
- BERG, N., OSTERHUBER, R. & BERGMAN, J., 1991. Rain-induced outflow from deep snowpacks in the central Sierra Nevada, California. *Hydrological Sciences Journal*, 36(6), pp.611–629. Available at: http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02626669109492547 [Accessed February 11, 2013].
- Blöschl, G & Kirnbauer, R, 1991. Point snowmelt models with different degrees of complexity—internal processes. *Journal of hydrology*, 129, pp.127–147. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949190048M [Accessed February 8, 2013].
- Blöschl, G, Kirnbauer, R & Gutknecht, D, 1990. Modelling snowmelt in a mountainous river basin on an event basis. *Journal of Hydrology*, 113, pp.207–229. Available at: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949090176X [Accessed April 26, 2012].
- Braun, L.N. & Lang, H., 1986. simulation of snowmelt runoff in lowland and lower alpine regions of switzerland. *Modelling Snowmelt-Induced Processes* (*Proceedings of the Budapest Symposium, July 1986*), (155). Available at: http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Modelling+Sno wmelt-Induced+Processes+(Proceedings+of+the+Budapest+Symposium,+July+1986).+I AHS+Publ.+no.+155,1986.#5 [Accessed February 8, 2013].
- Brooks, R.J. & Tobias, A.M., 1996. Choosing the best model: Level of detail, complexity, and model performance. *Mathematical and Computer Modelling*, 24(4), pp.1–14. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0895717796001033.
- Brown, R.D. & Robinson, D. a., 2011. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty. *The Cryosphere*, 5(1), pp.219–229. Available at: http://www.thecryosphere.net/5/219/2011/ [Accessed February 8, 2013].
- Caspary, H., 2004. Zunahme "kritischer "Wetterlagen als Ursache für die Entstehung extremer Hochwasser in Südwestdeutschland. *Bericht zum KLIWA-Symposium in Würzburg*, pp.135–152. Available at: http://www.kliwa.de/download/symp2004/13_caspary.pdf [Accessed February 8, 2013].
- Caspary, H. & Bárdossy, A., 1995. Markieren die Winterhochwasser 1990 und 1993 das Ende der Stationarität in der Hochwasserhydrologie infolge von Klimaänderungen? *Wasser und Boden*, 47(3/1995), pp.18–24. Available at:
http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=3434340 [Accessed February 8, 2013].

- Casson, N.J., Eimers, M.C. & Buttle, J.M., 2010. The contribution of rain-on-snow events to nitrate export in the forested landscape of south-central Ontario, Canada. *Hydrological Processes*, 1993(3), p.n/a–n/a. Available at: http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.7692 [Accessed December 20, 2012].
- Conway, H. & Benedict, R., 1992. MEASUREMENTS OF SNOW TEMPERATURE DURING RAIN. In Proceedings of the 1992 International Snow Science Workshop, Breckenridge, Colorado, USA. pp. 28–36. Available at: http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-1992-028-036.pdf [Accessed February 8, 2013].
- Dechant, C. & Moradkhani, H., 2011. Radiance data assimilation for operational snow and streamflow forecasting. *Advances in Water Resources*, 34(3), pp.351–364. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170810002381 [Accessed February 8, 2013].
- Goodison, B., Louie, P. & Yang, D, 1997. The WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Available at: http://www.wmo.int/pages/prog/www/reports/WMOtd872.pdf [Accessed February 10, 2013].
- Helsel, D. & Hirsch, R., 2002. *Statistical methods in water resources*, Available at: http://www.jstor.org/stable/1269385?origin=crossref [Accessed February 8, 2013].
- Herpertz, D., 2001. Schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum. Friedrich-Schiller-Universität Jena. Available at: http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Schneehydrologi sche+Modellierung+im+Mittelgebirgsraum#0 [Accessed February 10, 2013].
- Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45(149), pp.101–111. Available at: http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=1791188 [Accessed February 2, 2013].
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), pp.104–115. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169403002579 [Accessed March 13, 2012].
- Jost, G. et al., 2012. Distributed temperature-index snowmelt modelling for forested catchments. *Journal of Hydrology*, 420-421, pp.87–101. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169411008304 [Accessed April 20, 2012].

KLIWA, 2011. Klimawandel in Süddeutschland - Monitoringbericht,

- KLIWA, 2005. Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern Arbeitskreis KLIWA, ed., Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Deutscher Wetterdienst.
- Kokkonen, T. et al., 2006. Construction of a Degree-Day Snow Model in the Light of the "Ten Iterative Steps in Model Development". *Proceedings of the iEMSs*, (Step 2). Available at: http://www.iemss.org/iemss2006/papers/w4/Kokkonen.pdf [Accessed April 26, 2012].
- Laternser, M. & Schneebeli, M., 2003. Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). *International Journal of Climatology*, 23(7), pp.733–750. Available at: http://doi.wiley.com/10.1002/joc.912 [Accessed January 30, 2013].
- Leung, L. et al., 2004. Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the western United States. *Climatic Change*, 62, pp.75–113. Available at: http://www.springerlink.com/index/M02477U133883U42.pdf [Accessed December 20, 2012].
- LUBW, 2010. *Naturräume Baden-Württembergs*, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Referat 25 – Arten- und Flächenschutz, Landschaftspflege.
- Maclean, R., English, M. & Schiff, S., 1995. Hydrological and hydrochemical response of a small canadian shield catchment to late winter rain- on- snow events. *Hydrological processes*, 9, pp.845–863. Available at: http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.3360090803/abstract [Accessed February 8, 2013].
- Maniak, U., 2005. Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure, Springer-Verlag.
- Marks, D. et al., 1998. The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, 12, pp.1569–1587. Available at: http://www.cnr.uidaho.edu/for515/Papers/Marks_1998_HP.pdf [Accessed February 10, 2013].
- Martinec, J. & Rango, A., 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 84(3-4), pp.197–219. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/002216948690123X [Accessed February 11, 2013].
- Masuda, K. et al., 1993. The annual cycle of snow cover extent over the northern hemisphere as revealed by noaa/nesdi satellite data. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 28, pp.113–132. Available at: http://hdl.handle.net/10748/3646.
- McCabe, G.J., Hay, L.E. & Clark, M.P., 2007. Rain-on-Snow Events in the Western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(3), pp.319–328. Available at: http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-88-3-319 [Accessed October 31, 2012].

- Merz, R. & Blöschl, Günter, 2004. Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology*, 287(1-4), pp.95–123. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169403004013 [Accessed February 11, 2013].
- Mizukami, N. & Smith, M.B., 2012. Analysis of inconsistencies in multi-year gridded quantitative precipitation estimate over complex terrain and its impact on hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 428-429, pp.129–141. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002216941200073X [Accessed December 20, 2012].
- Nester, T. et al., 2011. Climate and catchment controls on the performance of regional flood simulations. *Journal of Hydrology*, 402(3-4), pp.340–356. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169411002083 [Accessed March 8, 2012].
- New, M. et al., 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 21(15), pp.1889–1922. Available at: http://doi.wiley.com/10.1002/joc.680 [Accessed November 14, 2012].
- Ohmura, A., 2001. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4), pp.753–761. Available at: http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2.
- Rango, A. & Martinec, J., 1995. REVISITING THE DEGREE DAY METHOD FOR SNOWMELT COMPUTATIONS. Water Resources Bulletin - JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 31(4). Available at: http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1752-1688.1995.tb03392.x/abstract [Accessed April 26, 2012].
- Richard, C. & Gratton, D., 2001. The Importance of the Air Temperature Variable for the Snowmelt Runoff Modelling Using the SRM Model. 58th Eastern Snow conference, Canada. Available at: http://www.easternsnow.org/esc/proceedings/2001/Richard-Gratton.pdf [Accessed February 8, 2013].
- Robinson, DA & Frei, A., 2000. Seasonal variability of Northern Hemisphere snow extent using visible satellite data. *The Professional Geographer*, 52(2), pp.307– 315. Available at: http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/0033-0124.00226/abstract [Accessed February 8, 2013].
- SCHÖNWIESE, C. & TRÖMEL, S., 2011. 3.1. 6 Langzeitänderungen des Niederschlags in Deutschland. *loicz.org*, pp.302–310. Available at: http://www.loicz.org/imperia/md/content/csc/warnsignalklima/Warnsignal_Klima_ Kap3.1_3.1.6_Scho_nwiese.pdf [Accessed February 8, 2013].
- Schönwiese, C.-D. & Janoschitz, R., 2005. *Klima-Trendatlas Deutschland 1901-2000*, BERICHTE DES INSTITUTS FÜR ATMOSPHÄRE UND UMWELT DER UNIVERSITÄT FRANKFURT/MAIN.

- Seibert, J., 1999. Conceptual runoff models fiction or representation of reality ? Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, ???(436???).
- Sevruk, B., 1987. Point precipitation measurements: why are they not corrected. *IAHS Publication*, (164), pp.477–486. Available at: http://iahs.info/redbooks/a164/iahs_164_0477.pdf [Accessed February 10, 2013].
- Singh, P. et al., 1997. Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events : a field study. , 202, pp.1–20.
- Smith, T.J. & Marshall, L.A., 2010. Exploring uncertainty and model predictive performance concepts via a modular snowmelt-runoff modeling framework. *Environmental Modelling & Software*, 25(6), pp.691–701. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1364815209002990 [Accessed April 25, 2012].
- Stimberis, J. & Rubin, C.M., 2011. Glide avalanche response to an extreme rain-onsnow event, Snoqualmie Pass, Washington, USA. *Journal of Glaciology*, 57(203), pp.468–474.
- Sui, J. & Koehler, G., 2006. Impacts of Snowmelt on Peak Flows in a Forest Watershed. Water Resources Management, 21(8), pp.1263–1275. Available at: http://www.springerlink.com/index/10.1007/s11269-006-9080-9 [Accessed March 6, 2012].
- Sui, J. & Koehler, G., 2001. Rain-on-snow induced flood events in Southern Germany. *Journal of Hydrology*, 252, pp.205–220.
- Wohlrab, B., Ernstberger, H. & Meuser, A., 1992. *Landschaftswasserhaushalt*, Hamburg, Berlin: Blackwell Wissenschafts-Verlag, Paul Parey.
- Yamaguchi, S. et al., 2010. Water retention curve of snow with different grain sizes. *Cold Regions Science and Technology*, 64(2), pp.87–93. Available at: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0165232X1000114X [Accessed December 20, 2012].
- Ye, H., Yang, Daqing & Robinson, David, 2007. Rain-on-snow events and its relationship to air temperature over northern Eurasia. *Proceedings of the the 64th Annual Eastern Snow Conference*, pp.199–206. Available at: http://www.easternsnow.org/proceedings/2007/ye_yang_robinson.pdf [Accessed February 8, 2013].
- Zhu, A.X. & Mackay, D.S., 2001. Effects of spatial detail of soil information on watershed modeling. *Forest Ecology and Management*, 248, pp.54–77.

Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde

Ort, Datum

Unterschrift