



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Bodentemperaturvariationen als Proxy für die
Schneedeckendauer

Verfasserin

Irene Teubner

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Wien, 2013

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 415

Studienrichtung lt. Studienblatt:

415 Diplomstudium Meteorologie

Betreuerin / Betreuer:

Univ.-Prof. Mag. Dr. Leopold Haimberger

Zusammenfassung

Das Ziel der Arbeit war es zu ermitteln, ob sich die Schneedauer aus den verschiedenen Größen Schneehöhe, Schneewasseräquivalent sowie Bodentemperatur berechnen lässt und vergleichbare Ergebnisse liefert. Zu diesem Zweck wurden drei verschiedene Datensätze aus dem Alpenraum im Zeitraum von 2000 bis 2011 analysiert. Es konnte gezeigt werden, dass die Variabilität der Bodentemperatur aufgrund der isolierenden Wirkung der Schneedecke ein geeigneter Prädiktor für das Vorhandensein von Schnee ist. Dazu wurden mit Hilfe von bedingten Wahrscheinlichkeiten jene Bereiche der Spannweite der Bodentemperatur ermittelt, für die sich eine hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee ergibt. Bei erneutem Eintreten jener Bedingungen, bei denen zuvor eine hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee festgestellt wurde, konnte somit auf die Existenz einer Schneedecke geschlossen werden. Das Verfahren konnte durch Verwendung der mittleren Bodentemperatur als zweiten Parameter bei der Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeit verbessert werden. Dagegen hat die Ermittlung der bedingten Wahrscheinlichkeit unter der Einbeziehung der bedingten Parameter Bodentemperaturspannweite und Lufttemperaturspannweite keine entscheidende Verbesserung der Methode gegenüber der alleinigen Verwendung der Bodentemperaturspannweite ergeben. Weiters konnte festgestellt werden, dass das Verfahren zur Ermittlung der Schneedauer aus der Bodentemperatur von unterschiedlichen Parametern beeinflusst wird. Im Vergleich von der modellierten Schneedauer mit der beobachteten Schneedauer, welche sich aus der Schneehöhe ergibt, konnte eine Übereinstimmung der Ergebnisse lediglich unter bestimmten Bedingungen beobachtet werden. Ein Vergleich der aus Schneehöhe bzw. Schneewasseräquivalent berechneten Schneedauer konnte aufgrund der zu geringen zeitlichen Auflösung der Daten nicht vorgenommen werden. Durch den zwischen den beiden Größen Schneehöhe und Schneewasseräquivalent bestehenden Zusammenhang, kann dennoch abgeleitet werden, dass sich die ergebenden Werte der Schneedauer grundsätzlich ineinander überführen lassen.

Abstract

The aim of the study is to calculate the snow cover duration using different snow parameters such as snow depth, snow water equivalent and ground temperature. For this purpose three datasets from the Alpine region in the period of 2000 to 2011 are analysed. The results show that daily variations of the ground temperature can be used to decide on the presence or the absence of snow. This is accomplished by the computation of the conditional probability of snow. Daily ground temperature ranges for which a high probability of snow had been detected are used as a proxy for the determination of snow days. This method can be improved by using the mean ground temperature as a second parameter for the computation of the conditional probability. When using air temperature variations as a second parameter the results of the snow cover duration do not show a significant improvement. Thus air temperature variations are not further included in the analysis. The comparison of the modelled with the observed snow cover duration, which is computed from the snow depth, is presented. It shows that equivalent results of the snow cover duration can be obtained under certain conditions. The comparison of the snow cover duration computed from the snow water equivalent with the snow cover duration computed from the snow depth could not be carried out in this study due to the low temporal resolution of the data. Nevertheless, the relation between snow depth and snow water equivalent suggests that a conversion between the snow cover durations resulting from these two snow parameters is possible.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Daten	2
3	Theorie	2
3.1	Relative Schneedauer	2
3.2	Bodentemperaturvariation	4
4	Methodik	7
4.1	Datenausreißer	7
4.2	Grenzwert für die Berechnung der Schneedauer	9
4.3	Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur	10
4.3.1	Bedingte Wahrscheinlichkeit und Schneekriterium	10
4.3.2	Intervallanzahl	13
4.3.3	Kalibrierung	14
4.3.4	Relative Schneedauer	14
5	Ergebnisse	15
5.1	Schneehöhe und Bodentemperatur	15
5.1.1	Berechnungs- und Auswertezeitraum	16
5.1.2	Individuelles und allgemeines Schneekriterium	20
5.1.3	Verschiedene Parameter für die bedingte Wahrscheinlichkeit	32
5.1.4	Intervallanzahl	39
5.1.5	Verschiedene Grenzwerte der Schneehöhe	40
5.1.6	Ergebnisse für den schweizerischen Datensatz	47
5.2	Schneehöhe und Schneewasseräquivalent	55
6	Diskussion	58
7	Danksagung	62

1 Einleitung

Schnee spielt eine wichtige Rolle in unserem Klimasystem. Zum einen führt Schnee aufgrund seiner hohen Albedo dazu, dass solare Einstrahlung, die auf die Erdoberfläche trifft, zu einem großen Teil reflektiert wird und nicht zu einer Erwärmung des Bodens und der bodennahen Atmosphäre führt. Zum anderen trägt Schnee dazu bei, dass Pflanzen, deren Überdauerungsorgane sich in Nähe der Bodenoberfläche befinden, in der kalten Jahreszeit vor Frost geschützt werden. Auch aus hydrologischer Sicht stellt Schnee einen wichtigen Parameter dar. Der saisonale Schnee dient im Winter als Wasserspeicher und führt im Frühjahr mit der Schneeschmelze zum Frühlingshochwasser, was bei der Erstellung von Abflussmodellen, einer wichtigen Anwendung in der Hydrologie, berücksichtigt werden muss.

Die Schneedecke kann durch die Schneehöhe und das Schneewasseräquivalent charakterisiert werden. Aus diesen beiden Größen lässt sich die Schneedauer ableiten. Die Schneedauer ist in sofern von Interesse, da dadurch die zeitliche Begrenzung der Vegetationsperiode beschrieben werden kann. Im alpinen Ökosystem ist in Abhängigkeit von der Schneedauer eine spezifische Artenzusammensetzung zu beobachten (Gottfried et al., 2011). Eine weitere mögliche Anwendung der Berechnung der Schneedauer liegt darin, eine Schneedauer für einen bestimmten Wert der Schneehöhe zu berechnen, wie es unter anderem aus Sicht des Ski-Tourismus interessant ist. In der Klimatologie hat sich gezeigt, dass ein Zusammenhang zwischen Schneedauer und Lufttemperatur besteht, welcher dazu verwendet werden kann Aufschlüsse über Klimaänderungen zu gewinnen (Hantel und Hirtl-Wielke, 2007).

Die Schneedauer ist demnach sowohl aus klimatologischer als auch aus ökologischer Sicht sowie für den Ski-Tourismus von Interesse.

Die wesentliche Fragestellung meiner Diplomarbeit ist es zu analysieren, ob sich die Schneedauer nicht nur aus der Schneehöhe und dem Schneewasseräquivalent, sondern auch aus der Bodentemperatur ermitteln lässt. Die Motivation dieser Fragestellung liegt darin begründet, dass die Messgrößen Schneehöhe, Schneewasseräquivalent und Bodentemperatur teilweise an unterschiedlichen Stationen zu unterschiedlichen Zeitpunkten vorliegen. In den USA befindet sich beispielsweise das SNOTEL-Messnetz¹, an dessen Stationen das Schneewasseräquivalent automatisch mittels Sensoren, welche den Druck, den die darüberliegende Schneedecke ausübt, bestimmt wird. An einigen dieser Stationen wird auch die Schneehöhe mittels Ultraschallsensor gemessen. Für einen Vergleich der Schneedauer von Stationen, an denen nur das Schneewasseräquivalent bestimmt wird, mit Stationen, die lediglich die Schneehöhe messen, müssen die aus den beiden Größen berechneten Werte der Schneedauer gleichwertig sein. Gleiches gilt allgemein für Datensätze bei denen beispielsweise die Schneehöhe und die Bodentemperatur nicht bei allen Stationen gleichermaßen vorliegen, aber für einen Vergleich der Schneedauer herangezogen werden sollen. Zusätzlich existieren häufig auch Unterschiede der Parameter innerhalb einer Datenreihe. An einer Station werden zwar beispielsweise Bodentemperatur und Schneehöhe automatisch ermittelt, aber aufgrund des Ausfalls des Schneehöhe-Sensors liegt für einen gewissen Zeitraum trotzdem nur die Bodentemperatur vor. Daher ist es allgemein hilfreich, vergleichbare Werte für die Schneedauer für die Größen Bodentemperatur, Schneewasseräquivalent und Schneehöhe ermitteln zu können.

¹<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/snow/>

2 Daten

Die Auswertungen beinhalten Daten von der Zentralanstalt für Meteorologie (ZAMG), von dem WSL²-Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF) und von dem Hydrographischen Zentralbüro (HZB). Die statistischen Berechnungen in dieser Arbeit wurden in Matlab 7.12.0 (R2011a) durchgeführt. Für die Erstellung von Karten wurde ArcMap 10 verwendet.

Für Stationen, die nie oder immer Schnee aufweisen, ergeben sich für die Bodentemperatur keine Informationen über den Unterschied zwischen schneebedeckten und schneefreien Verhältnissen. Aus diesem Grund wurden diese Stationen in den Datensätzen, die zur Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur verwendet werden, von vorn herein ausgeschlossen.

Der ZAMG-Datensatz besteht aus stündlichen Werten der Bodentemperatur und täglichen Werten der Gesamtschneehöhe. Die Messung der Bodentemperatur erfolgt über einen Temperatursensor in 10 cm Tiefe. Die Schneehöhe wird mittels Maßstab um 7 Uhr MOZ ermittelt. Die Daten liegen im Zeitraum von Jänner 2000 bis Juli 2011 vor. Von den insgesamt 87 Stationen, die für die Auswertung verwendet werden, wurde eine Auswahl von Stationen erstellt, die in den Wintermonaten durchgängig Daten besitzen bzw. die nur einen fehlenden Winter aufweisen. Die so getroffene Auswahl beinhaltet 53 Stationen. Zusätzlich enthält der Datensatz Minimum, Maximum sowie Mittelwert der täglichen Lufttemperatur in 2 m Messhöhe.

Bei dem Datensatz des SLF handelt es sich um zwei verschiedene Datensätze, welche beide einen Zeitraum von Jänner 2001 bis Juli 2011 umfassen. Zum einen werden Bodentemperatur- und Schneehöhe-Daten von 30 automatischen IMIS-Stationen verwendet. Beide Größen liegen in einer zeitlichen Auflösung von 30 Minuten vor. Die Bodentemperatur wird über einen Temperatursensor an der Bodenoberfläche gemessen. Die Schneehöhemessung erfolgt mittels Ultraschallsensor, welcher den Abstand zur Bodenoberfläche misst. Das IMIS-Messnetz des SLF dient in erster Linie der Einschätzung der Lawinengefahr, weshalb sich die Messstationen an zumeist schwer zugänglichen Standorten befinden³. Der zweite Datensatz besteht aus Daten der Schneehöhe, des Schneewasseräquivalents und der Schneewasseräquivalent-Schneehöhe von 17 Beobachter-Stationen, bei denen Schneeprofil-Messungen im Abstand von 14 Tagen durchgeführt wurden.

Der HZB-Datensatz umfasst 77 Stationen und setzt sich aus Messungen der Schneehöhe, des Schneewasseräquivalents sowie der Schneewasseräquivalent-Schneehöhe zusammen. Die Daten liegen in dem Zeitraum von Jänner 1998 bis Jänner 2010 vor und weisen eine zeitliche Auflösung von 14 Tagen auf.

Eine Übersicht über die geografische Lage der Stationen ist in Abb.1 dargestellt.

3 Theorie

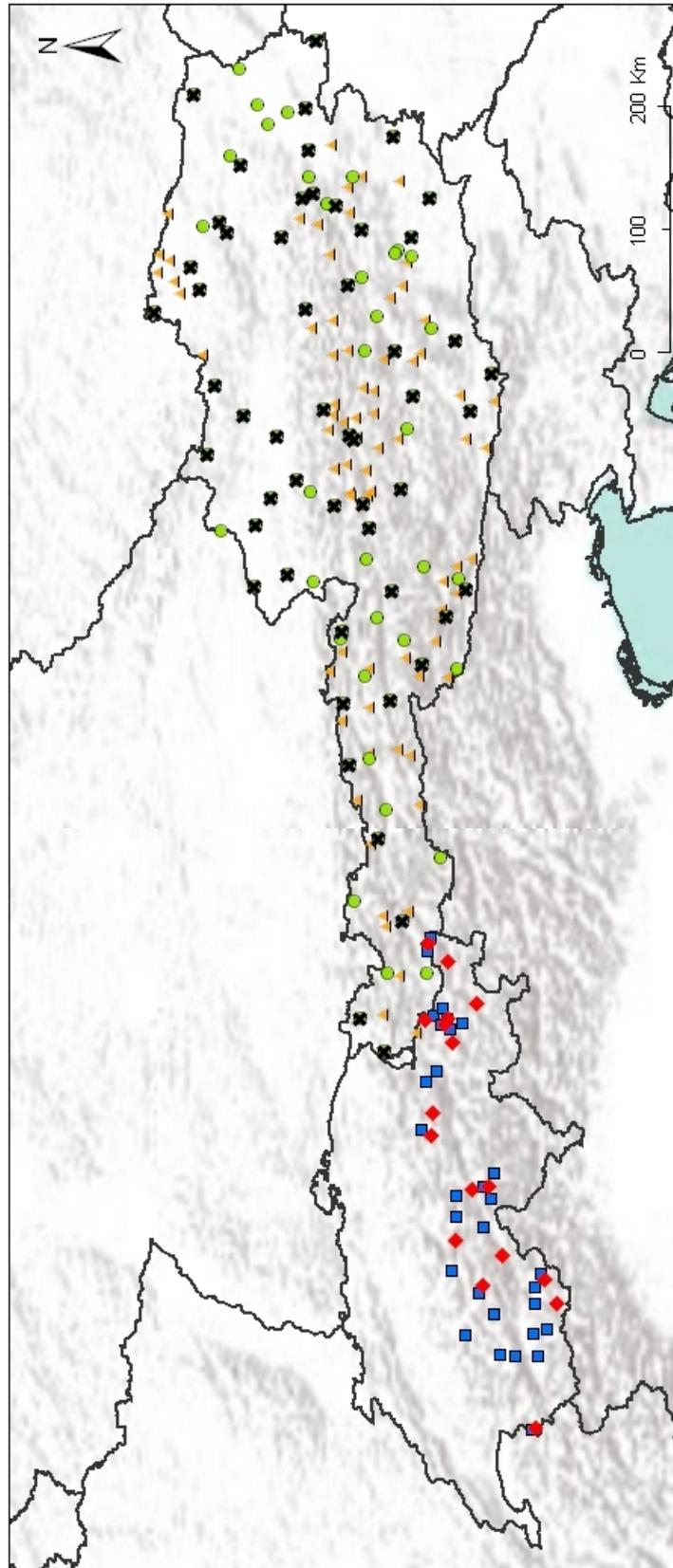
3.1 Relative Schneedauer

Die Schneedauer lässt sich aus der Schneehöhe oder dem Schneewasseräquivalent berechnen. Mit Hilfe eines Grenzwertes s für die Schneehöhe bzw. für das Schneewasseräquiva-

²Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL

³http://www.slf.ch/lawineninfo/zusatzinfos/wt-daten/benutzungshinweise_DE

Stationskarte



Legende

- ZAMG-Stationen
- SLF-IMIS-Stationen
- ZAMG-Stationen Auswahl
- SLF-Beobachter-Stationen
- HZB-Stationen

Quelle: Basemap Terrain (ArcMap),
Landesgrenzen von ArcGIS Online
Bearbeitung: Irene Teubner

Abbildung 1: Übersichtskarte der ZAMG-, SLF- und HZB-Stationen.

lent kann für jeden Tag eine Größe ν bestimmt werden, die angibt ob es sich um einen Schneetag handelt oder nicht (Hantel et al., 2000). Die Größe ν kann somit die Werte 0 für $sh < s$ (kein Schnee) und 1 für $sh \geq s$ (Schnee) annehmen. Die Formel der relativen Schneedauer für N Tage lautet somit:

$$n = \frac{1}{N} \sum_i v_i \quad \text{mit } i = 1, 2, \dots, N$$

Der Zeitraum und der Grenzwert können abhängig von der Fragestellung und dem Datensatz entsprechend gewählt werden. Die schweizerischen Stationen liegen beispielsweise alle in einer Höhe, in der im Winter immer Schnee auftritt. In diesem Fall wäre es nicht sinnvoll eine relative Schneedauer für die Wintermonate zu berechnen. Stattdessen kann das Zeitfenster verschoben oder ein längerer Zeitraum gewählt werden.

Neben der Schneehöhe und dem Schneewasseräquivalent lässt sich die Schneebedeckung auch aus der Bodentemperatur ermitteln.

3.2 Bodentemperaturvariation

Die Bodentemperatur in den obersten Bodenschichten wird durch die Nettostrahlungsbilanz an der Erdoberfläche bestimmt. Die Energiebilanzgleichung lässt sich nach Bergmann und Schaefer (2001) schreiben als

$$RAD + LH + SH = B$$

Dabei stellt die Netto-Strahlungsflussdichte RAD die Summe aus kurzwelliger und langwelliger Strahlung dar. LH bezeichnet den Fluss latenter Wärme, SH den Fluss fühlbarer Wärme und B den Bodenwärmestrom. Tagsüber führt der überwiegende Anteil der einfallenden solaren Strahlung dazu, dass der Bodenwärmestrom nach unten gerichtet ist, wodurch sich die oberen Bodenschichten erwärmen. Nachts kommt es bei einer negativen Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche zur Abkühlung des Bodens. Diese täglichen Temperaturschwankungen der Bodentemperatur können somit Aufschluss über das Vorhandensein von Schnee geben, da bei Schneelage der Boden nach oben hin isoliert ist. Schnee reflektiert einen großen Anteil der kurzwelligen Strahlung und absorbiert langwellige Strahlung. Gleichzeitig emittiert Schnee als schwarzer Strahler nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz gemäß seiner Temperatur langwellige Strahlung. Durch die geringe Leitfähigkeit des Schnees gelangt nur ein kleiner Teil der Energie zur Erdoberfläche. Je höher der Anteil der Lufteinschlüsse ist, desto höher fällt die Isolationswirkung des Schnees aus. Daher zeichnet sich Neuschnee aufgrund der zahlreichen Lufteinschlüsse als sehr guter Isolator aus (Rudolf-Miklau und Sauermoser, 2011). Mit der Zeit verdichtet sich der Schnee, wodurch die thermische Leitfähigkeit zunimmt und dem Boden allmählich geringe Mengen an Energie zugeführt werden. Je nach Mächtigkeit und thermischen Eigenschaften der Schneedecke zeichnen sich geringe Schwankungen in der Bodentemperatur ab. Da die Amplitude der täglichen Bodentemperaturschwankungen exponentiell mit der Tiefe abnimmt und der Einfluss der täglichen Schwankungen nach Bergmann und Schaefer (2001) bis in eine Tiefe von 1 bis 2 m reichen, sollten für die Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur Messungen aus der obersten Bodenschicht verwendet werden.

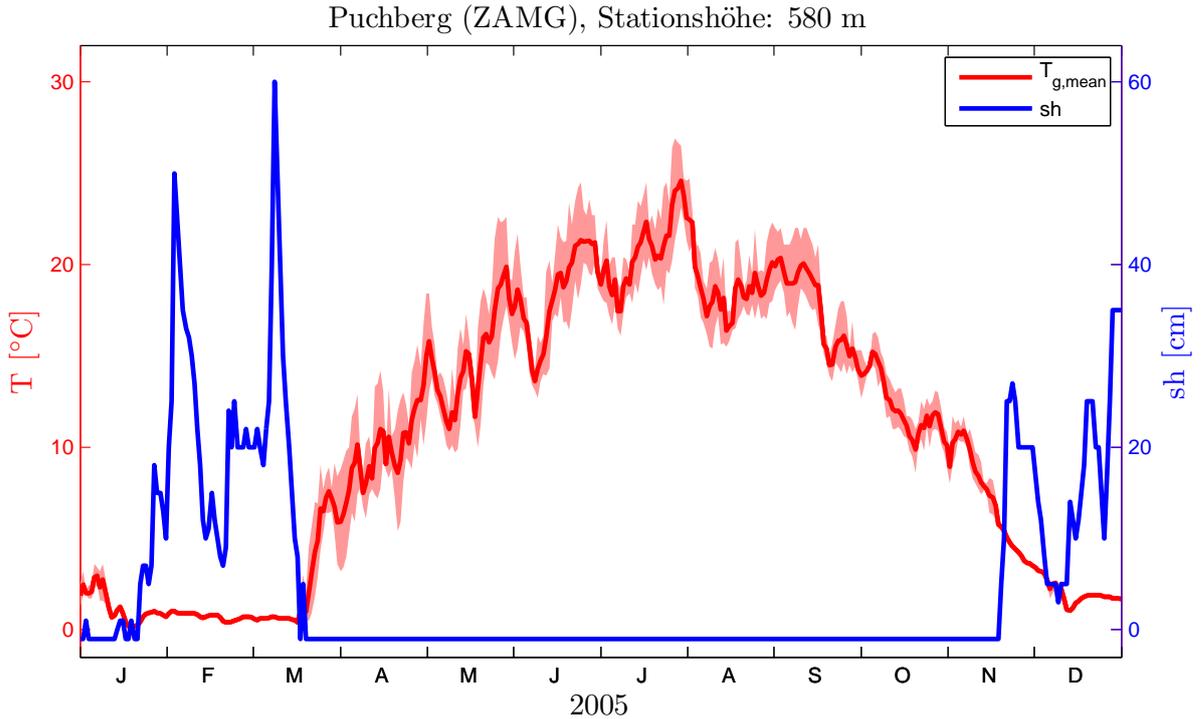


Abbildung 2: Jahresverlauf der Schneehöhe (blaue Linie) und der mittleren Bodentemperatur (rote Linie) sowie der Tagesspannweite der Bodentemperatur (hellrote Fläche) für die Station Puchberg (ZAMG) im Jahr 2005.

Die Schwankungen der Bodentemperatur T_g können mittels Tagesspannweite der Bodentemperatur ΔT_g sowie Tagesmitteltemperatur $T_{g,mean}$ charakterisiert werden, wobei die Tagesspannweite als $\Delta T_g = T_{g,max} - T_{g,min}$ definiert ist.

Wird eine durchgängige Schneedecke im zeitlichen Verlauf betrachtet, können verschiedene Phasen für die Ausprägung der Bodentemperatur bei permafrostfreien Bedingungen identifiziert werden (Bartlett et al., 2004). Während der anfänglichen Akkumulation weist die Tagesspannweite der Bodentemperatur sowie die mittlere tägliche Bodentemperatur nur geringe Schwankungen auf. Beginnt sich der Schnee zu verdichten treten in Abhängigkeit von den thermischen Eigenschaften des Schnees Schwankungen von ΔT_g und $T_{g,mean}$ auf. Mit dem Einsetzen der Schneeschmelze stellt sich die mittlere Bodentemperatur auf Werte um den Gefrierpunkt ein und die Tagesspannweite der Bodentemperatur befindet sich bei 0°C . Der Grund für die geringen Schwankungen von ΔT_g während des Schmelzvorganges liegt darin, dass die Temperatur bei einem Phasenübergang, in diesem Fall von fest auf flüssig, nahezu konstant bleibt. Diese Eigenschaft wurde auch bereits in Lundquist und Lott (2008) dazu verwendet, um aus der Bodentemperatur die Dauer der Schneeschmelze am Ende einer Schneesaison zu ermitteln. Daraus kann dann mit Hilfe von Aufzeichnungen der Lufttemperatur und einem Modell der Schneeschmelze auf das Schneewasseräquivalent zu Beginn der Schneeschmelze geschlossen werden.

Tritt unterhalb der Messstation Permafrost auf, wie es bei hochgelegenen alpinen Messstationen vorkommen kann, so treten während der Schneelage Bodentemperaturen unter -3°C auf (Hoelzle et al., 1999).

Bedretto - Cassinello (SLF), Stationshöhe: 2100 m

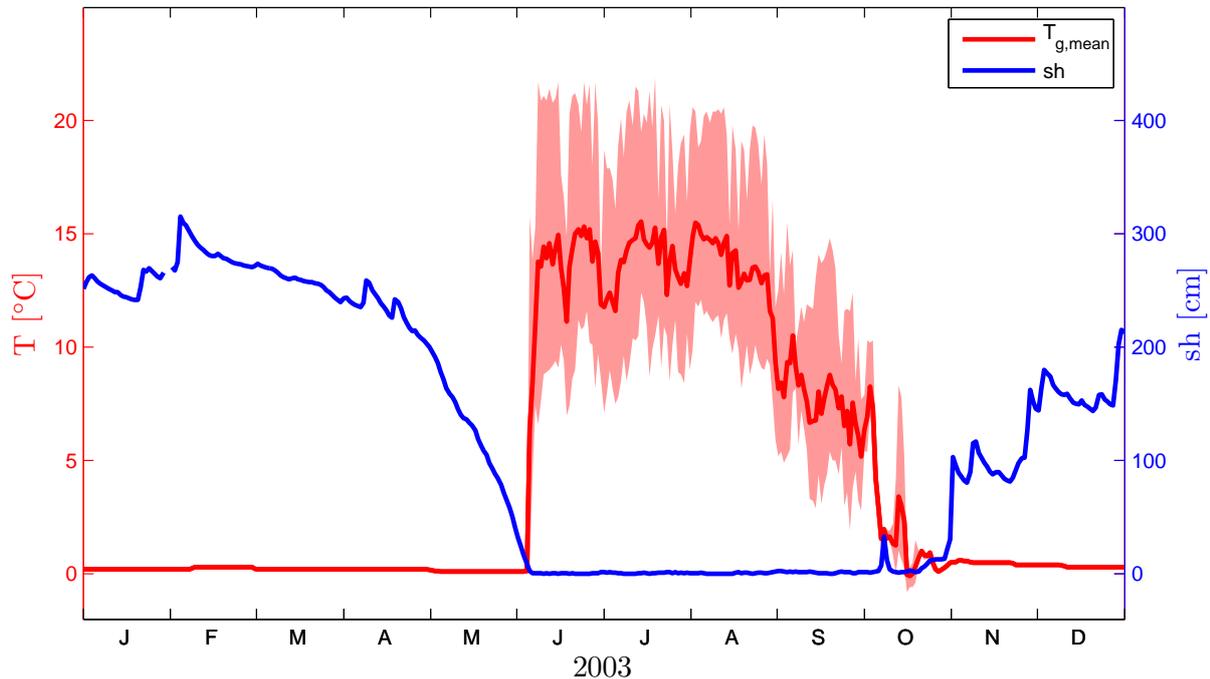


Abbildung 3: Wie Abb.2 aber für die Station Bedretto - Cassinello (SLF) für das Jahr 2003.

Ein Zeitverlauf der Schneehöhe und der mittleren Bodentemperatur sowie der Bodentemperaturspannweite ist in Abb.2 für die österreichische Station Puchberg (ZAMG) im Jahr 2005 dargestellt. Wie zuvor weist die Bodentemperatur bei vorhandener Schneedecke geringe Schwankungen der Bodentemperatur und eine niedrige mittlere Bodentemperatur auf wie in diesem Beispiel in den Monaten Jänner bis März zu sehen ist. Während des Sommers verzeichnet die Bodentemperatur bei schneefreien Verhältnissen ausgeprägte tägliche Temperaturschwankungen. Mit dem Einsetzen des Schnees Mitte November geht die Spannweite der Bodentemperatur auf 0°C zurück während die noch relativ hohe mittlere Bodentemperatur allmählich sinkt.

Im Vergleich dazu zeigt Abb.3 einen Zeitverlauf für die Station Bedretto - Cassinello (SLF) im Jahr 2003. Es fällt auf, dass im Gegensatz zur Station Puchberg, bei der unter der Schneedecke geringe Schwankungen der Bodentemperatur auftreten, das Tagesmittel und die Spannweite der Bodentemperatur bei der höher gelegenen Station Bedretto - Cassinello keine Schwankungen durch die Isolationswirkung der mächtigen Schneedecke aufweisen. Trotz der Unterschiedlichen Ausprägung der Bodentemperatur aufgrund unterschiedlicher mittlerer Schneehöhe und zum Teil aufgrund unterschiedlicher Messtiefe, lässt sich in beiden Fällen feststellen, dass die Spannweite der Bodentemperatur bei Schneelage gering ist.

Neben der Beeinflussung der Bodentemperatur durch eine andauernde Schneedecke können sich auch bereits kurzfristige Schnee-Ereignisse markant auf die Bodentemperatur auswirken, wenn die kurzzeitig vorhandene Schneedecke ausreichend hoch ist. In Abb.3 ist für die schweizerische Station Bedretto - Cassinello zu sehen, dass das relativ kurzfristige Schnee-Ereignis Anfang Oktober die oben beschriebenen Effekte auf die

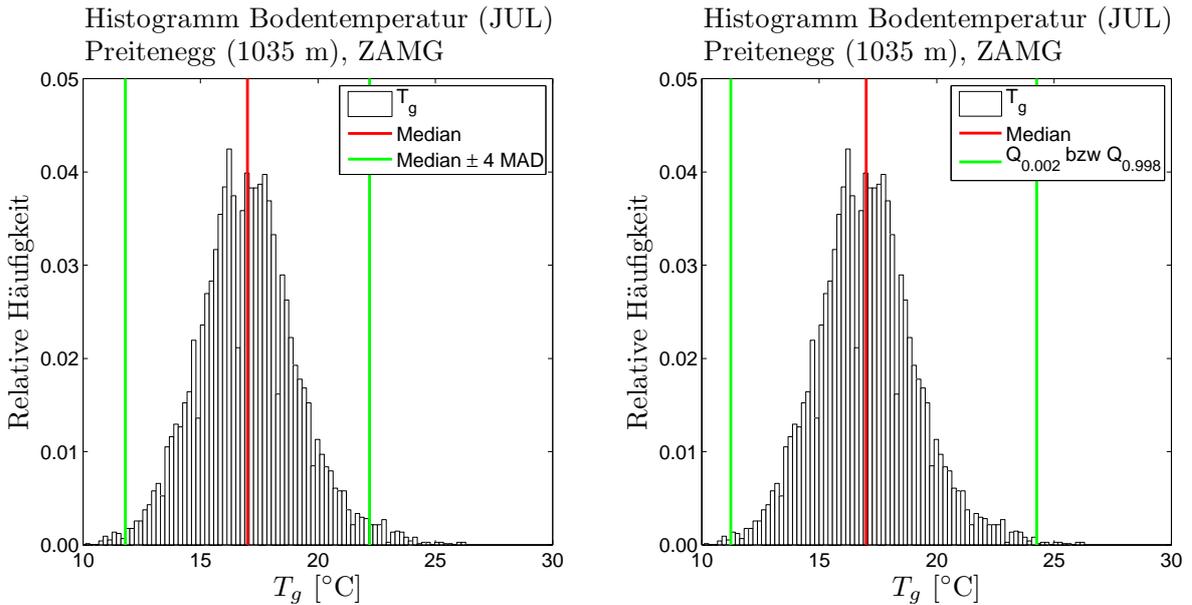


Abbildung 4: Monatliche Verteilung der Bodentemperatur im Juli für die Station Preitenegg (ZAMG) mit verschiedenen Methoden zur Ermittlung von Ausreißern. Die vertikalen grünen Linien kennzeichnen jene Bereiche, außerhalb derer Werte als Ausreißer identifiziert werden. Links: Bestimmung von Ausreißern mittels MAD . Rechts: Ermittlung von Ausreißern mittels Trimmen der Daten.

Bodentemperatur aufweist. Dagegen weisen Schnee-Ereignisse, welche nur Stunden bis wenige Tage andauern, in Abhängigkeit von der Messtiefe einen so geringen Einfluss auf die Bodentemperatur auf, dass die Auswirkung des Schnees in der Bodentemperatur teilweise nicht zu detektieren ist.

Die mögliche Auswirkung von Nebel auf die Tagesspannweite der Bodentemperatur wurde in dieser Arbeit nicht berücksichtigt.

4 Methodik

4.1 Datenausreißer

Ein erster Schritt in der Datenauswertung ist die Behandlung von Ausreißern. Dabei gibt es verschiedene statistische Verfahren um Datenausreißer zu identifizieren und zu beseitigen. Bei normalverteilten Daten wird der Bereich außerhalb der drei- bis vierfachen Standardabweichung um den Mittelwert verwendet um Ausreißer zu erkennen. Werden die statistischen Maßzahlen jedoch selber bereits stark von Ausreißern beeinflusst, können Ausreißer mit diesem Verfahren teilweise nicht erkannt werden. In diesem Fall wird eine robustere Methode verwendet, bei der der Mittelwert durch den Median und die Standardabweichung durch den MAD (Median Absolute Deviation) ersetzt wird.

Wie bereits zuvor erwähnt, setzt die erste Methode eine Normalverteilung der Daten voraus. Betrachtet man jedoch monatsweise Häufigkeitsdiagramme der Bodentemperatur je Station, zeigt sich, dass nur in manchen der wärmeren Monate eine Normalverteilung der Daten gegeben ist. Die Wintermonate weichen aufgrund der häufig auftretenden

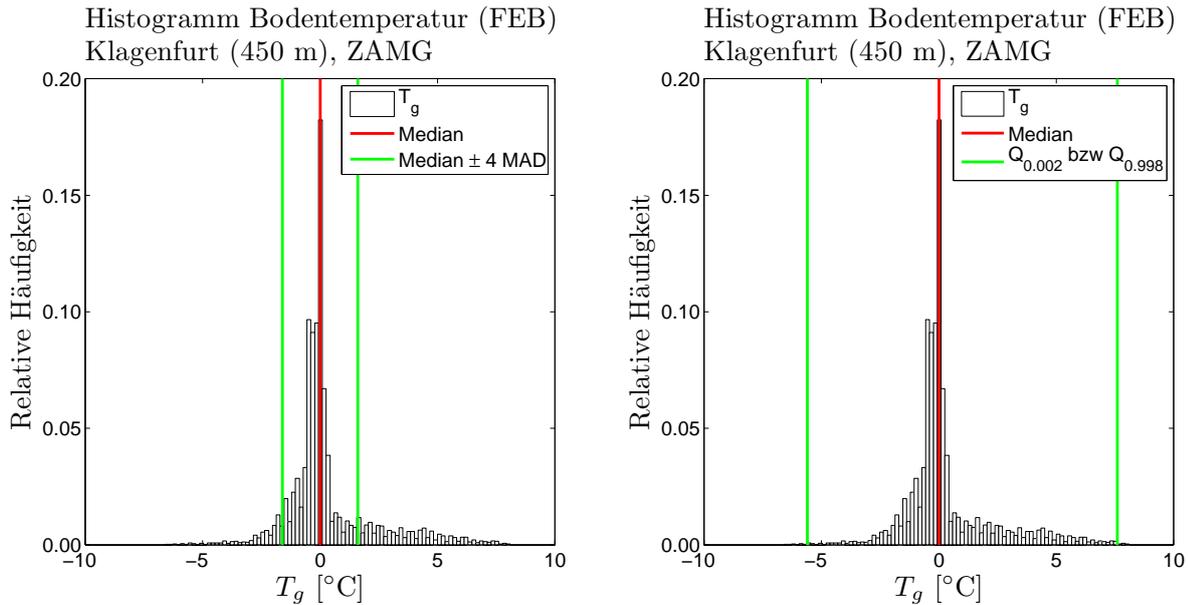


Abbildung 5: Wie Abb.4 aber für den Monat Februar und für die Station Klagenfurt (ZAMG).

Gefrier- bzw. Schmelzprozesse stark von einer Normalverteilung ab (siehe Abb.5). Die obigen beiden Methoden würden sich demnach nur auf die wärmeren Monate anwenden lassen. Der Nachteil der zweiten Methode begründet sich darin, dass durch die monatlich unterschiedliche Ausprägung der Bodentemperaturverteilung in vielen Fällen zu viele Daten weggelassen werden würden. Daher wird in dieser Arbeit ein weiteres Verfahren, das sogenannte Trimmen von Daten, verwendet, um Ausreißer der Bodentemperatur-Daten zu eliminieren. Bei dieser Methode wird ein bestimmter Prozentsatz der Werte meist symmetrisch auf beiden Seiten der Verteilung verworfen.

Bei der Betrachtung von Sommermonaten lässt sich lediglich ein geringer Unterschied zwischen den beiden Verfahren feststellen, wie in Abb.4 für die Station Preitenegg (ZAMG) im Juli dargestellt ist. Jedoch zeigt die monatliche Verteilung der Bodentemperatur im Februar für die Station Klagenfurt (ZAMG) (Abb.5), dass im Fall von Wintermonaten bei der Verwendung von *MAD* zu viele Werte auf beiden Seiten der Verteilung fälschlicherweise als Ausreißer identifiziert werden. Im Gegensatz dazu weist die Methode des Trimmens weniger Daten als Ausreißer aus. Nach Sachs (1992) wird der zu verwerfende Prozentsatz abhängig von der Anzahl der Ausreißer gewählt. Für die Bodentemperatur hat sich ein Prozentsatz von 0.4% für den ZAMG-Datensatz und 1.6% für den SLF-Datensatz als ausreichend erwiesen. Die zur weiteren Auswertung verwendeten Datensätze der Bodentemperatur umfassen somit 99.6% (ZAMG) bzw. 98.4% (SLF) der Daten. Im Vergleich dazu ergibt der Bereich der dreifachen Standardabweichung bei einer Normalverteilung 99.73% der Daten.

Bei der Behandlung von Ausreißern ist es bei manchen Verfahren üblich die verworfenen Werte durch das Maximum bzw. das Minimum der übrig gebliebenen Verteilung zu ersetzen. Im Falle der Bodentemperatur sollten die weggelassenen Werte allerdings besser durch Interpolation ermittelt werden, da sich ein Ersetzen durch die jeweiligen Randwerte der Verteilung negativ auf die Berechnung der Schneedauer auswirken könnte. Da die

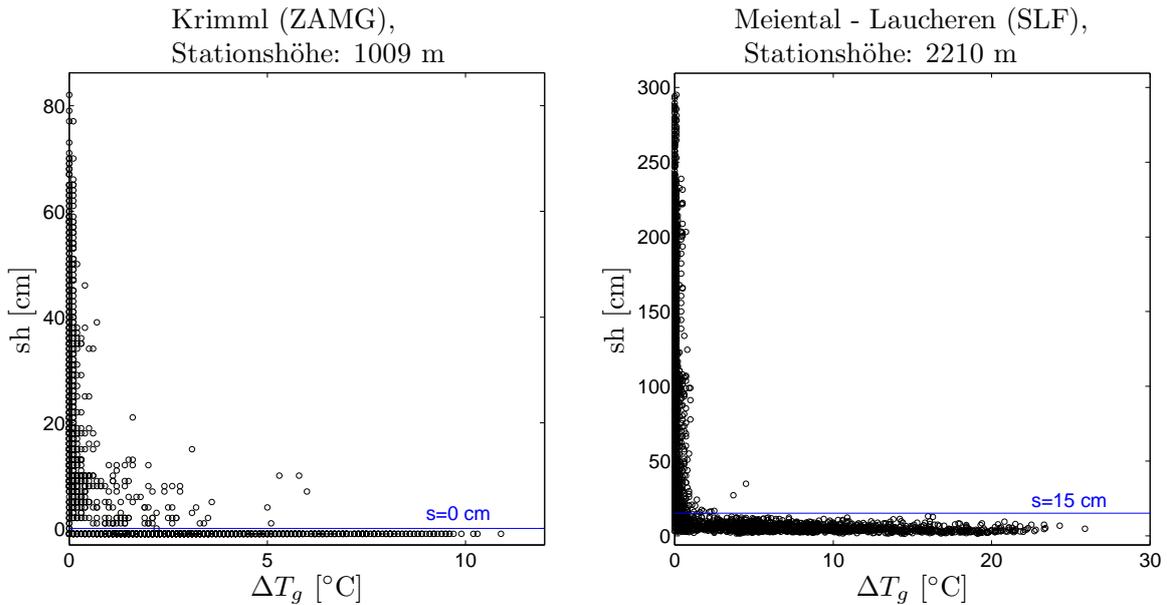


Abbildung 6: Zusammenhang zwischen Schneehöhe und Spannweite der Bodentemperatur ΔT_g . Links: für die Station Krimml (ZAMG). Rechts: für die Station Meiental - Laucheren (SLF).

Datenmenge der vorliegenden Datensätze recht groß ist und daher bei einem einfachen Weglassen der Werte keine übermäßige Veränderung der Ergebnisse zu befürchten ist, werden die als Ausreißer identifizierten Werte in dieser Arbeit ersatzlos verworfen.

Die Schneehöhe-Daten der SLF-Stationen weisen aufgrund der Verwendung eines automatischen Messverfahrens ebenfalls Ausreißer auf. Daher wird auch hier eine Beseitigung der Ausreißer durch Trimmen der Daten mit einem Prozentsatz von 1.6% vorgenommen.

4.2 Grenzwert für die Berechnung der Schneedauer

Zur Berechnung der Schneedauer aus der Schneehöhe sh ist es notwendig einen Grenzwert s festzulegen, ab dem ein Tag als Schneetag gilt. Im einfachsten Fall wird der Grenzwert so gewählt, dass sobald Schnee vorhanden ist, der Tag als Schneetag angesehen wird. Aufgrund der verschiedenen Messmethoden für die Schneehöhe, zum einen mit einem Ultraschallsensor und zum anderen mit einem Maßstab, ergeben sich bereits je Datensatz unterschiedliche Werte für den minimal wählbaren Grenzwert. Bei den Schneehöhe-Daten der ZAMG ist das Ereignis 'kein Schnee' durch $sh = -1$ kodiert, wie es am Beispiel der Station Krimml (ZAMG) in Abb.6 zu sehen ist. Im Gegensatz dazu wird der Grenzwert bei den SLF-Daten erst durch die stationsweise Darstellung von sh gegen ΔT_g ersichtlich. Beispielsweise liegt der Grenzwert für die Station Meiental-Laucheren (SLF) bei 15 cm (siehe Abb.6). Eine Übersicht der stationsweisen Grafiken von Schneehöhe gegen Bodentemperaturspannweite ist für beide Datensätze im Anhang auf Seite 65 dargestellt.

Die Berechnung der Schneedauer aus dem Schneewasseräquivalent erfolgt analog zur Berechnung aus der Schneehöhe, mittels der Festlegung eines Grenzwertes für swe , ab

dem ein Tag als Schneetag gilt.

Aus der Bodentemperatur lässt sich die Schneedauer im Grunde genommen nach dem gleichen Prinzip ermitteln. Es wird versucht durch die Auswertung von Schneehöhe und Bodentemperatur einen Grenzwert für die tägliche Spannweite der Bodentemperatur möglichst geschickt zu wählen, um so den Großteil der Schneetage erfassen zu können.

Bei den Daten der SLF-Stationen kommt hinzu, dass die Werte der Schneehöhe in einem Intervall von 30 Minuten vorliegen. Für die Berechnung der relativen Schneedauer werden allerdings tägliche Werte benötigt. Daher wird die Schneehöhe nach der Beseitigung von Datenausreißern über den Tag arithmetisch gemittelt.

4.3 Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur

Für die Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur muss ein gewisses Vorwissen über das Verhalten von ΔT_g bei Schneelage vorliegen. Daraus lässt sich ableiten, welcher Grenzwert für ΔT_g gewählt werden muss um möglichst viele Schneetage bei gleichzeitig geringer Fehlerrate zu ermitteln. Zu diesem Zweck wird die bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee berechnet.

4.3.1 Bedingte Wahrscheinlichkeit und Schneekriterium

Die bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee lässt sich laut DeGroot und Schervish (2002) wie folgt berechnen:

$$Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g) = \frac{Pr(\text{Schnee}, \Delta T_g)}{Pr(\Delta T_g)}$$

Mit einer zweiten abhängigen Variable lautet die Formel:

$$Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, T_{g,mean}) = \frac{Pr(\text{Schnee}, \Delta T_g, T_{g,mean})}{Pr(\Delta T_g, T_{g,mean})}$$

Einzelne Schritte in der Berechnung der Schneedauer sind im Folgenden für eine Station mit einer mittleren Schneedauer in den Wintermonaten Dezember, Jänner und Februar (DJF) beispielhaft dargestellt. Abb.7 zeigt die bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee sowie die bedingte Wahrscheinlichkeit für keinen Schnee bei gegebenem ΔT_g -Intervall für die ZAMG-Station Litschau. Dargestellt ist die Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeit aus den Werten aller 11 Jahre. Für eine gleichmäßige Besetzung der Intervalle werden die Intervallabstände für ΔT_g nicht äquidistant sondern anhand der Quantile der Verteilungsfunktion ermittelt. Dabei ist der Quantilabstand umgekehrt proportional zur gewählten Anzahl der Intervalle. Abb. 7 zeigt, dass die Wahrscheinlichkeit für Schnee bei einer geringen täglichen Spannweite der Bodentemperatur am höchsten ist. Gleichzeitig steigt die Wahrscheinlichkeit, dass kein Schnee liegt mit zunehmendem ΔT_g rasch an. Je steiler der Übergang von hoher zu niedriger Wahrscheinlichkeit für Schnee ist, desto zuverlässiger lässt sich zwischen Schnee und keinem Schnee unterscheiden und desto verlässlichere Ergebnisse ergeben sich bei der Berechnung der Schneedauer. Durch die Wahl eines zusätzlichen, abhängigen Parameters können die Wertebereiche mit einer höheren Wahrscheinlichkeit für Schnee teilweise noch besser eingegrenzt werden, wodurch sich eine Verbesserung des Verfahrens erreichen lässt.

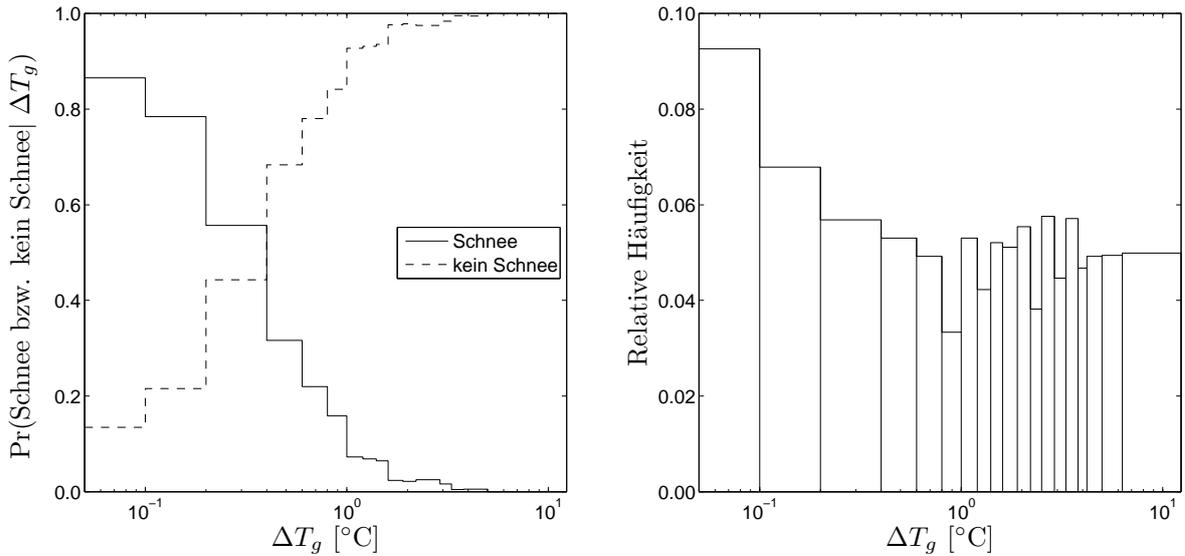


Abbildung 7: Links: Bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee und für kein Schnee mit einer abhängigen Variable für die Station Litschau (ZAMG) für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' im Zeitraum 2000-2011. Um den niedrigen Wertebereich für ΔT_g besser erfassen zu können, wird die Abszisse logarithmisch dargestellt. Die unterste Intervallgrenze für ΔT_g wird aufgrund der logarithmischen Darstellung von 0°C auf 0.05°C gesetzt. Rechts: relative Anzahl der Messwerte je Intervall.

Als nächstes wird ein Grenzwert für die erhaltene bedingte Wahrscheinlichkeit festgelegt, um so Bereiche, in denen eine hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee vorliegt, zu ermitteln. Diese Intervalle bzw. Intervall-Kombinationen werden im Folgenden als Schneekriterium bezeichnet. Wird die bedingte Wahrscheinlichkeit allein aus ΔT_g berechnet, so besteht das Schneekriterium aus ΔT_g -Intervallen. Bei der Verwendung von zwei abhängigen Variablen zur Berechnung der Wahrscheinlichkeit ergibt sich für das Schneekriterium eine Kombination an Intervallen für ΔT_g und den zweiten Parameter. Als zweite Variable kann die mittlere tägliche Bodentemperatur $T_{g,mean}$ oder, im Falle des ZAMG-Datensatzes, auch die tägliche Spannweite der Lufttemperatur ΔT_a gewählt werden.

Abb.8 links zeigt die bedingte Wahrscheinlichkeit $Pr(Schnee|\Delta T_g, T_{g,mean})$ für die Station Litschau (ZAMG). Wieder wurden zur Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeiten die Werte aller 11 Jahre verwendet. Bereiche mit niedrigen Werten für ΔT_g und mit einer mittleren Bodentemperatur um die $\pm 5^\circ\text{C}$ weisen eine hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee auf. Weiters fällt auf, dass bei einer mittleren Bodentemperatur unter 0°C und einer Bodentemperaturspannweite von größer 1°C ein abrupter Wechsel zwischen hoher und niedriger Wahrscheinlichkeit für Schnee auftritt, welcher nicht plausibel erscheint. Der Grund dafür ist die der Berechnung zugrunde liegende geringe Intervallbesetzung, welche in Abb.8 rechts zu sehen ist.

Bei der Verwendung der Lufttemperaturspannweite als zweiten bedingten Parameter wird davon ausgegangen, dass für niedriges ΔT_g und gleichzeitig hohes ΔT_a eine hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee vorliegt. Umgekehrt liefern annähernd gleichartige und hohe Werte für ΔT_g und ΔT_a eine niedrige Wahrscheinlichkeit für Schnee bzw. eine hohe Wahrscheinlichkeit für schneefreie Bedingungen. Die bedingte Wahrscheinlichkeit

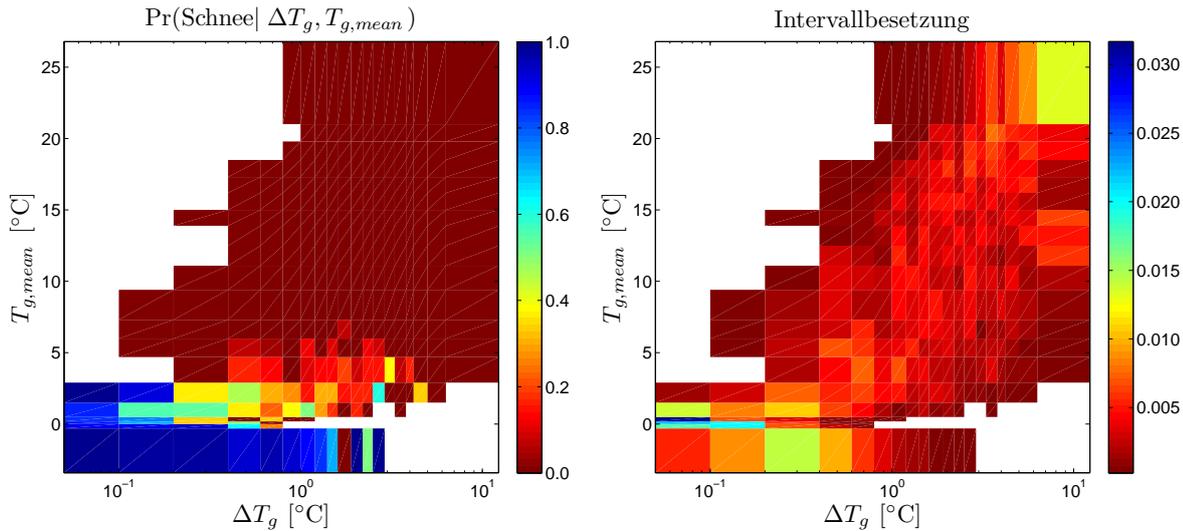


Abbildung 8: Links: Bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee für die Station Litschau (ZAMG) mit zwei abhängigen Variablen. Der Berechnungszeitraum ist 'ganze Jahre'. Die Abszisse wird logarithmisch dargestellt um den Bereich der niedrigen Werte für ΔT_g genauer darzustellen. Dabei wird die unterste Intervallgrenze für ΔT_g zum Zweck der Darstellung von 0°C auf 0.05°C gesetzt. Rechts: Relative Intervallbesetzung für die linke Abbildung. Intervalle, die keine Werte enthalten und daher den Wert 0 ergeben, werden zur besseren Übersichtlichkeit nicht farblich dargestellt. Daher beginnt die Skala nicht bei 0.

$Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, \Delta T_a)$ sowie die dazugehörige Intervallbesetzung sind in Abb.9 für die Station Litschau (ZAMG) beispielhaft dargestellt.

Das Schneekriterium soll nun jene Wertebereiche der Eingangsparameter angeben, bei deren Auftreten mit hoher Wahrscheinlichkeit ein Schneetag angenommen werden kann. Das Wahrscheinlichkeitsniveau, welches die Bereiche der hohen Schneewahrscheinlichkeit gegenüber denen mit niedriger Wahrscheinlichkeit abgrenzt, wird mittels Kontingenztafel aus der bedingten Wahrscheinlichkeit berechnet. Dabei werden die bedingten Wahrscheinlichkeiten anhand der Quantile der Verteilungsfunktion in gleichmäßig besetzte Intervalle unterteilt. Da ein paar Intervalle bzw. Intervallkombinationen eine Wahrscheinlichkeit von 0 aufweisen können, ist es zweckmäßig diese zumindest bei der Einteilung der Intervalle für die bedingte Wahrscheinlichkeit zunächst wegzulassen und anschließend die unterste Wahrscheinlichkeitsgrenze von 0 wieder hinzuzufügen. Für jedes auf diese Art und Weise erhaltenes Wahrscheinlichkeitsniveau wird eine Kontingenztafel erstellt. Aus der Kontingenztafel wird jenes Wahrscheinlichkeitsniveau heraus gesucht, für das gilt, dass sich die nicht erfassten Schnee-Ereignisse ('misses') am besten mit den fälschlicherweise als Schneetag deklarierten Tagen ('false alarms') ausgleichen. Der Grenzwert der bedingten Wahrscheinlichkeit soll somit am ehesten die Bedingung $misses - falsealarms = 0$ erfüllen. Da die Berechnung der Schneedauer nicht von der Bestimmung der exakten Position aller Schneetage abhängt, kann dieser Ansatz verwendet werden. Würde die Besetzung der beiden Kategorien 'misses' und 'false alarms' gegenüber den eigentlich erwünschten Kategorien 'hits' und 'correct rejection' überwiegen so wäre die Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur mit einer relativ hohen

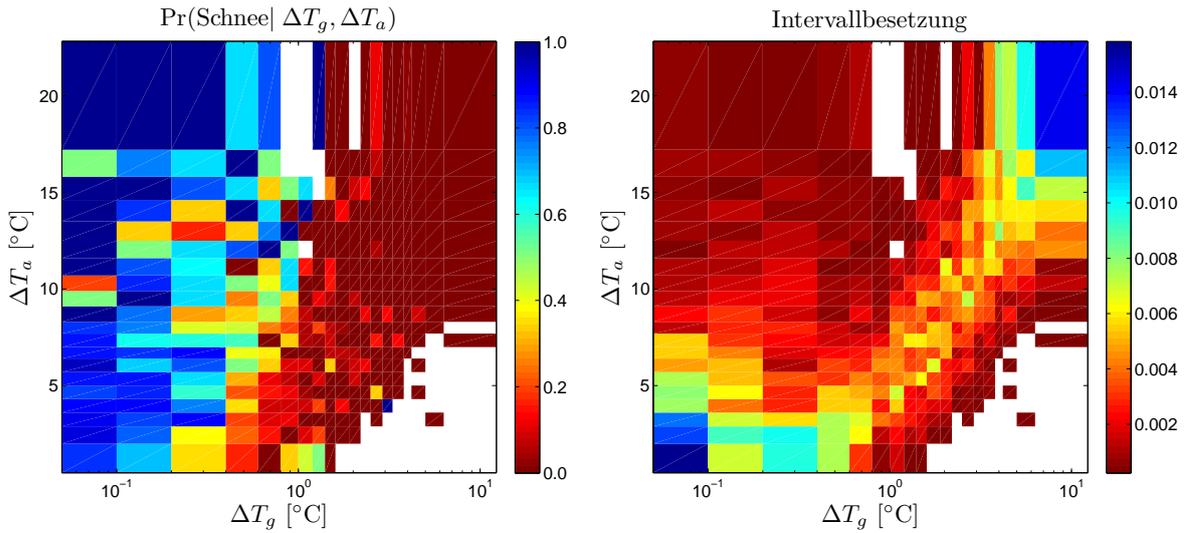


Abbildung 9: Wie Abb.8 aber für die beiden Parameter ΔT_g und ΔT_a .

Unsicherheit behaftet. Bei einer geeigneten Wahl der Parameter tritt dies allerdings nicht auf.

Das ermittelte Schneekriterium lässt sich nun auf die Daten der jeweiligen Station anwenden. Tritt an einem Tag eine Intervallkombination aus dem Schneekriterium auf, zählt dieser Tag als Schneetag.

Aus den Kontingenztabelle lassen sich ebenfalls Hitrate H und False Alarm Rate F nach Wilks (2011) für die einzelnen Wahrscheinlichkeitsniveaus folgendermaßen berechnen:

$$H = \frac{\text{hits}}{\text{hits} + \text{misses}}$$

$$F = \frac{\text{false alarms}}{\text{false alarms} + \text{correct rejections}}$$

Eine Festlegung der Obergrenze für die Fehlerrate, wie beispielsweise $F \leq 0.1$, hat sich jedoch als ungeeignet herausgestellt. Der Grund dafür liegt darin, dass manche Stationen bereits vor Erreichen des Grenzwertes eine relativ hohe Hitrate aufweisen und somit eine unnötig hohe Fehlerrate in Kauf genommen werden würde, währenddessen die Hitrate bei anderen Stationen noch vergleichsweise niedrig ausfällt. Daher wurde dieser Ansatz nicht weiter verfolgt.

Das Schneekriterium wird sowohl aus den Daten einzelner Stationen (individuell) als auch aus den Daten mehrere Stationen des gleichen Datensatzes (allgemein) berechnet. Für jede Station, die einen durchgängigen Datensatz im Berechnungszeitraum aufweist, kann somit sowohl das individuelle als auch das allgemeine Schneekriterium berechnet werden, um die beiden Berechnungsarten zu vergleichen.

4.3.2 Intervallanzahl

Die Intervallanzahl wird sowohl für die Berechnungsparameter als auch für die Ermittlung der Wahrscheinlichkeitsniveaus gleich gewählt. Bei der Verwendung von beispiels-

weise 10 Intervallen und zwei bedingten Parametern ergeben sich somit maximal 100 Wahrscheinlichkeitswerte, aus denen das für das Schneekriterium optimale Niveau berechnet werden kann. Es ist zu beachten, dass vor allem für den Berechnungszeitraum von ganzen Jahren manche Intervallkombinationen gar nicht auftreten, wodurch dann weniger als 100 Wahrscheinlichkeitswerte für die Berechnung des Schneekriteriums zur Verfügung stehen. Dies wirkt sich allerdings nicht so stark auf die Berechnung der Schneedauer aus, als der Umstand, dass bei einer zu geringen Intervallanzahl die Intervallgrenzen der Eingangsparameter sowie der bedingten Wahrscheinlichkeit zu grob unterteilt werden und die Schnee-Ereignisse nicht ausreichend aufgelöst werden können. Auch lässt sich mit einer höheren Intervallanzahl das optimale Wahrscheinlichkeitsniveau besser ermitteln. Aus diesem Grund hat sich eine Anzahl von 20 bis 30 Intervallen als günstig erwiesen. Allerdings wird mit zunehmender Intervallanzahl die Auflösung der Temperaturdaten von 0.1°C sehr schnell unterschritten. Um sicher zu stellen, dass dies nicht auftritt, werden die Intervallgrenzen auf die erste Dezimalstelle gerundet und auf einmal vorkommende Werte reduziert.

4.3.3 Kalibrierung

Die Wahl des Berechnungszeitraums des Schneekriteriums spielt eine entscheidende Rolle. Würde das Schneekriterium auf Daten angewendet, aus denen es berechnet wurde, würde die Güte des Verfahrens überschätzt werden. Es würde sich zwar ein hoher Korrelationskoeffizient sowie ein hohes R^2 für die lineare Regression von beobachteter und modellierter Schneedauer ergeben, jedoch wäre dieses Ergebnis nicht aussagekräftig. Daher werden Berechnungs- und Anwendungszeitraum so gewählt, dass sie sich nicht überlappen. Der Zeitraum, aus dessen Daten das Schneekriterium bestimmt wird, sollte möglichst lang gewählt werden, damit das Spektrum der möglichen Intervalle bzw. Intervallkombinationen ausreichend repräsentiert ist. Gleichzeitig sollten noch genügend Daten für die Anwendung des Kriteriums zur Verfügung stehen. Da die Daten in dieser Arbeit einen Zeitraum von 10 bzw. 11 Jahren umfassen, werden 5 Jahre für die Berechnung des Schneekriteriums und die restlichen Jahre für die Auswertung verwendet.

4.3.4 Relative Schneedauer

Bei der Berechnung der relativen Schneedauer ist zu beachten, dass teilweise Datenlücken auftreten können. Besitzt eine Station beispielsweise in einer Wintersaison nur 10% der Werte, kann man nicht auf die Schneedauer des gesamten Zeitraums schließen. Aufgrund dessen wird die Schneedauer nur für jene Saisonen berechnet, die mehr als 50% der Werte in dem entsprechenden Auswertungszeitraum aufweisen.

Die aus der Bodentemperatur ermittelte Schneedauer je Saison $n(\Delta T_g)$ wird anschließend mit jener verglichen, die sich aus der Schneehöhe $n(sh)$ ergibt. Wird das Schneekriterium mittels zwei bedingter Variablen ermittelt, so wird die daraus berechnete Schneedauer mit $n(\Delta T_g, T_{g,mean})$ bzw. $n(\Delta T_g, \Delta T_a)$ bezeichnet. Im Idealfall sollten die Wertepaare im Vergleich der Schneedauer auf einer 45° -Gerade liegen.

Sind die Werte von $n(sh)$ und $n(\Delta T_g)$ normalverteilt, so werden eine lineare Regression sowie die 95%-Konfidenzintervalle berechnet. Anhand der Lage der Regressionsgeraden zur 45° -Geraden, kann überprüft werden, wie sehr die aus der Bodentemperatur gewonnene relative Schneedauer mit der beobachteten Schneedauer übereinstimmt.

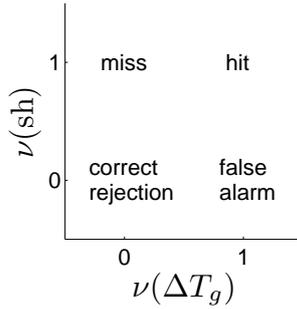


Abbildung 10: Schema einer Kontingenztabelle für die beobachteten und modellierten Schneetage.

Der Test auf Normalverteilung erfolgt mittels des nicht-parametrischen Kolmogorov-Smirnov-Tests bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0.001$.

Ebenfalls wird die Korrelation zwischen der modellierten und der tatsächlich eingetretenen Schneedauer berechnet. Da die Verteilungen der Schneedauerwerte nicht in allen Fällen eine Normalverteilung aufweisen, wird die Korrelation für alle Verteilungen mit dem parameterfreien Rangkorrelationskoeffizienten r nach Spearman ermittelt. In den Grafiken werden signifikante Werte für r ($p \leq 0.05$) mit dem Symbol *, hochsignifikante Werte ($p \leq 0.01$) mit ** und höchstsignifikante Werte ($p \leq 0.001$) mit *** gekennzeichnet.

Damit sich die Ergebnisse für die Wintersaisonen mit jenen aus den dazugehörigen ganzen Jahren vergleichen lassen, ist es von Vorteil den Zeitraum für ein ganzes Jahr abweichend vom Kalenderjahr zu wählen. Aus diesem Grund bezieht sich ein ganzes Jahr in der Berechnung der Schneedauer auf den Zeitraum Anfang Juni bis Ende Mai des darauffolgenden Jahres. Dieser Berechnungszeitraum wird hier als 'ganze Jahre' bezeichnet.

Obwohl die Berechnung der Schneedauer nicht auf der exakten Feststellung der Schneetage beruht, kann es dennoch hilfreich sein die Kontingenztabelle der Schneetage zu ermitteln. In Abb. 10 sind die auftretenden Kategorien schematisch dargestellt. Die Kontingenztabellen können abhängig von der zu überprüfenden Grafik für jede Station einzeln oder für die Schneetage-Daten aller Stationen ermittelt werden. Eine Auftrennung nach den einzelnen Jahren aus dem Anwendungszeitraum der Schneetageberechnung ist ebenfalls möglich. Die Verteilung der relativen Anzahl der Kategorien erlaubt eine zusätzliche Aussage über die Güte des angewendeten Verfahrens. Es lässt sich überprüfen, ob die Anzahl der Schneetage wie gewünscht durch eine richtige Erkennung der Schnee-Ereignisse erfolgt, oder ob der Ausgleich der Kategorien 'misses' und 'false alarms' überproportional zur Berechnung der Schneetage beigetragen hat.

5 Ergebnisse

5.1 Schneehöhe und Bodentemperatur

Die Berechnung der relativen Schneedauer aus der Bodentemperatur ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Daher werden nachfolgend die bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee und die Schneedauer für unterschiedliche Parameter berechnet und verglichen. Aufgrund der verschiedenen Charakteristiken der Datensätze von ZAMG und SLF

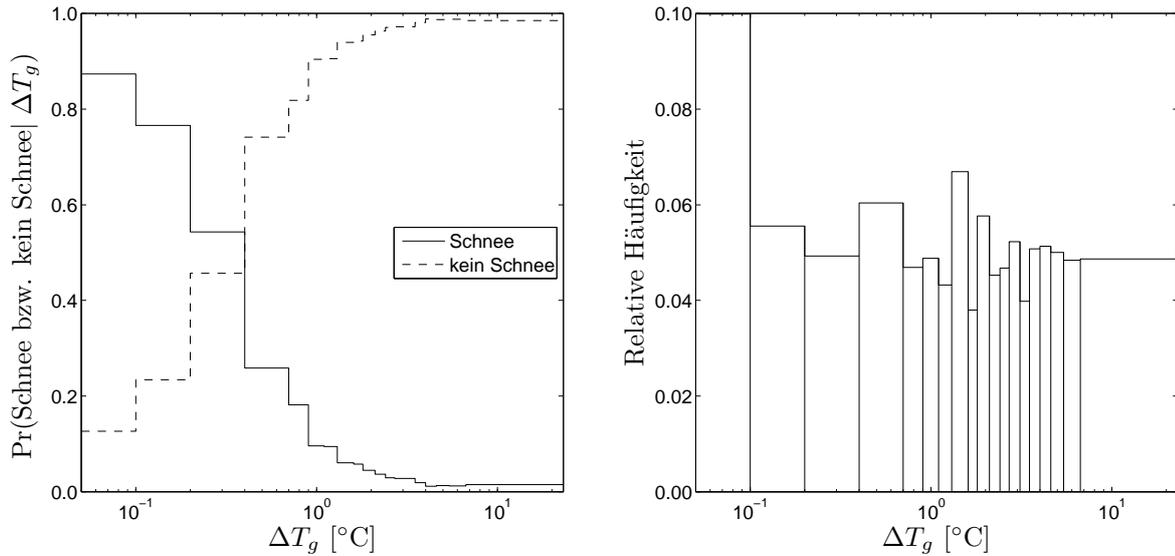


Abbildung 11: Links: Bedingte Wahrscheinlichkeiten bei $s=0$ cm für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' für den Zeitraum von 2000 bis 2005, welcher zur Kalibrierung für die Berechnung des Schneekriteriums dient. Die bedingten Wahrscheinlichkeiten wurden für 53 ZAMG-Stationen ermittelt. Rechts: relative Anzahl an Messwerten je Intervall.

werden die Vergleiche in der Parameterwahl nicht für beide Datensätze gleichartig vorgenommen.

5.1.1 Berechnungs- und Auswertezeitraum

Eine entscheidende Rolle bei der Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeit spielt der Berechnungszeitraum. Je nachdem welcher Zeitraum betrachtet wird, ob ganze Jahre oder eine Auswahl an Monaten, ergeben sich unterschiedliche bedingte Wahrscheinlichkeiten. Würde der Berechnungszeitraum so gewählt werden, dass in jedem Jahr eine relative Schneedauer von 1 vorliegt, so wäre die Methode ungeeignet um die Schneedauer in darauffolgenden Jahren zu ermitteln. Da in diesem Fall keine Differenzierung der ΔT_g -Wert möglich wäre, würde das Verfahren unabhängig von den vorliegenden ΔT_g -Werten eine relative Schneedauer von 1 produzieren. Wenn jedoch das Schneekriterium aus den Werten der ganzen Jahre berechnet und lediglich der Auswertezeitraum stark verkürzt gewählt wird, so würden Werte, die $n(\Delta T_g)=1$ ergeben, trotzdem aussagekräftig sein, obwohl durch die Häufung der Datenpunkte bei $n=1$ keine Regressionsgerade berechnet werden könnte. Dies ist der Grund dafür, dass Stationen, die immer bzw. nie Schnee aufweisen, nicht in der Berechnung der Schneedauer berücksichtigt werden und dass im Fall des SLF-Datensatzes die relative Schneedauer nicht für die Wintermonate DJF sondern für die Sommermonate JJA berechnet wird.

Werden Berechnungs- und Auswertezeitraum so gewählt, dass sich eine Regressionsgerade berechnen lässt, kann überprüft werden, ob das Modell mit den gewählten Parametern zuverlässige Ergebnisse für n liefert. Anschließend kann die Schneedauerberechnung auch für einen Auswertezeitraum, der kürzer als der Berechnungszeitraum gewählt wird, angewendet werden, obwohl sich vielleicht bei alleiniger Betrachtung des kurzen Zeitraums keine zuverlässige Schneedauer ergeben würde.

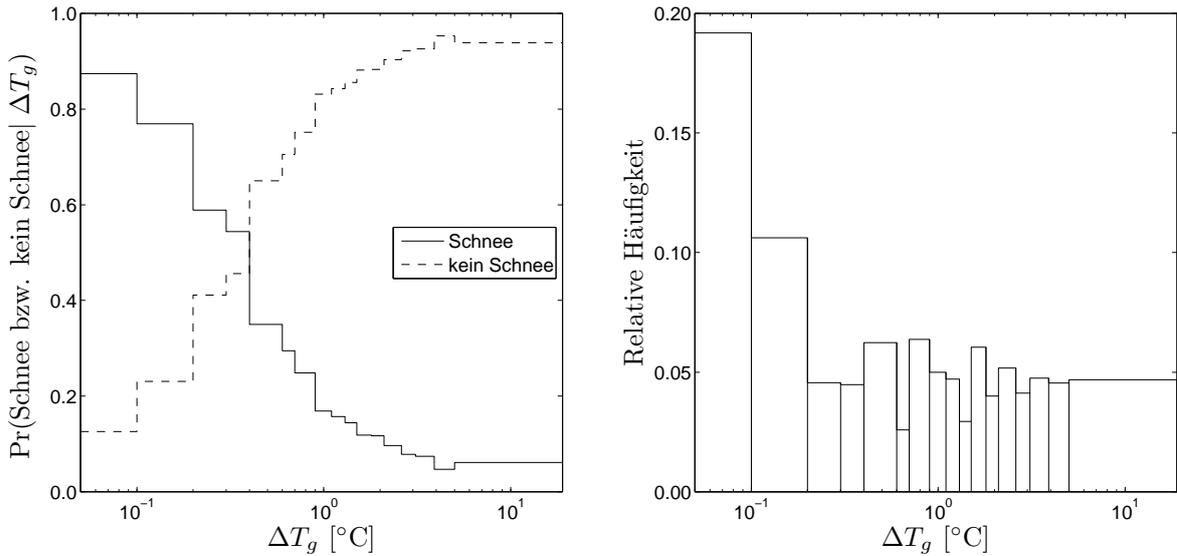


Abbildung 12: Wie Abb. 11 aber für die Wintermonate NDJFMA.

Der Einfluss des Berechnungszeitraumes wird bei der Betrachtung von verschiedenen bedingten Wahrscheinlichkeiten deutlich. Abb. 11 links zeigt die bedingten Wahrscheinlichkeiten $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g)$ und $Pr(\text{kein Schnee}|\Delta T_g)$ für den Zeitraum von 2000 bis 2005, welcher in dieser Arbeit als Kalibrierungszeitraum verwendet wird. Die dargestellten bedingten Wahrscheinlichkeiten beinhalten die Werte aller ZAMG-Stationen und wurden für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' ermittelt. Es zeigt sich, dass die bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee bereits bei einer Bodentemperaturspannweite von $\Delta T_g=1^\circ\text{C}$ stark abgenommen hat, wohingegen die komplementär verlaufende bedingte Wahrscheinlichkeit für kein Schnee bereits relativ hoch ist. Durch die relativ niedrige Anzahl an Schnee-Ereignissen für hohe ΔT_g kann das optimale Wahrscheinlichkeitsniveau für die Berechnung des Schneekriteriums in einem relativ niedrigen ΔT_g -Bereich angesetzt werden, ohne dass allzu viele Schnee-Ereignisse in der Kategorie 'misses' enthalten sind. In Abb. 11 rechts ist die Intervallbesetzung dargestellt. Mit Ausnahme des ersten Intervalls, welches die Werte $\Delta T_g=0^\circ\text{C}$ enthält, weisen die Intervalle durch die Einteilung mittels der Quantile die gewünschte, annähernd gleich hohe relative Häufigkeit auf. Die Abweichung der relativen Häufigkeit des ΔT_g -Intervalls bei 0°C gegenüber den anderen Intervallen und die dazugehörige hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee, zeigen bereits für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre', dass dieser ΔT_g -Wert von 0°C einen relativ hohen Betrag zur Erkennung der Schneebedeckung liefert.

Wird für die ZAMG-Stationen ein kürzerer Zeitraum, wie beispielsweise das Winterhalbjahr NDJFMA (Abb. 12 links), betrachtet, so fällt die Wahrscheinlichkeit für hohe ΔT_g -Werte höher aus als für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'. Dafür gibt es zwei Gründe. Zum einen erfährt die Bodentemperatur bei geringer Schneehöhe und bei hoher thermischer Leitfähigkeit relativ große Temperaturschwankungen gegenüber einer mächtigen Schneedecke. Zum anderen wirkt sich die niedrigere Anzahl der 'kein Schnee'-Ereignisse sowie die große Intervallbreite durch eine geringere Dichte der Messwerte bei hohen ΔT_g -Werten aus. In der hier dargestellten Grafik für den Zeitraum NDJFMA zeigt sich, dass das oberste ΔT_g -Intervall bei 5°C beginnt und über 10°C hinausreicht.

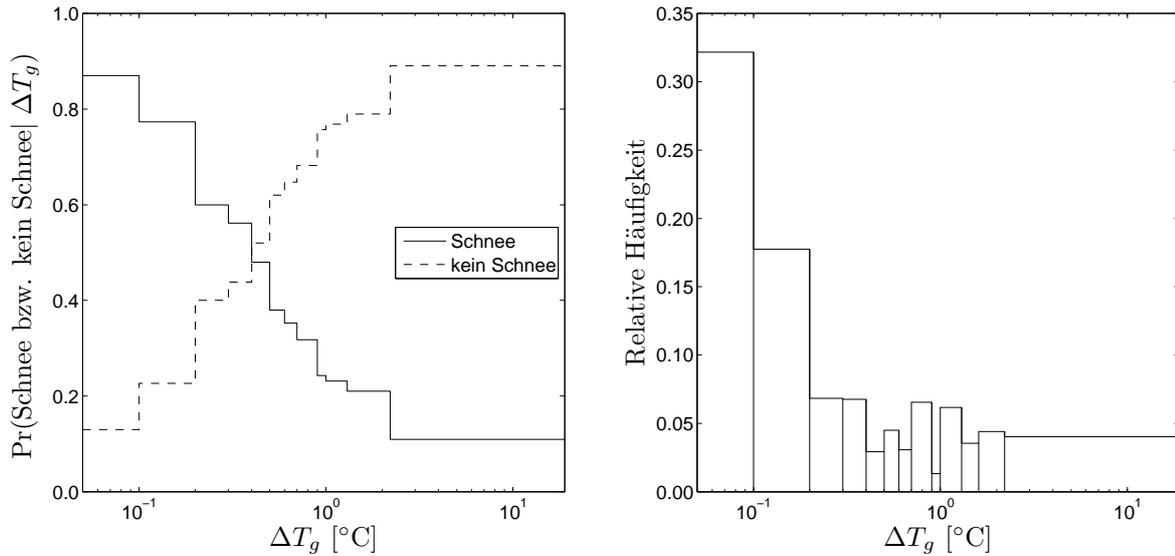


Abbildung 13: Wie Abb.11 aber für die Wintermonate DJF.

Das Intervall umspannt somit einen sehr großen Temperaturbereich. Treten bei einer Bodentemperaturspannweite knapp über 5°C noch Schnee-Ereignisse auf und sind die 'kein Schnee'-Ereignisse aufgrund der Betrachtung des Winterhalbjahres relativ gering, so ergibt sich eine vergleichsweise hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee bei hohem ΔT_g . Durch die Betrachtung der Kontingenztabelle je Wahrscheinlichkeitsniveau fällt die hohe Wahrscheinlichkeit des obersten Intervalls aufgrund der geringen Dichte der Schnee-Ereignisse nicht mehr so stark ins Gewicht. Im Vergleich mit der Intervallbesetzung bei dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' (Abb. 11 rechts) zeigt sich für den Berechnungszeitraum NDJFMA (Abb.12 rechts), dass die ΔT_g -Intervalle $0-0.1^{\circ}\text{C}$ und $0.1-0.2^{\circ}\text{C}$ eine höhere relative Häufigkeit gegenüber den restlichen Intervallen aufweisen. Dabei zeichnet sich das erste Intervall mit $\Delta T_g=0^{\circ}\text{C}$ wiederum als stärkster Indikator für Schnee aus.

Bei erneuter Verkürzung des Berechnungszeitraumes auf die drei Wintermonate DJF ergibt sich die in Abb.13 links gezeigte bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee. Im Vergleich mit den vorherigen Abbildungen lässt sich erkennen, dass die bedingte Wahrscheinlichkeit $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g)$ abermals höhere Werte für hohe ΔT_g liefert. Eine Wahrscheinlichkeit für Schnee von 0.1 wird in keinem Intervall unterschritten, was wiederum auf die geringe Anzahl der 'kein Schnee'-Ereignisse und die hohe Intervallbreite am oberen Ende des Spektrums der Bodentemperaturspannweite zurückzuführen ist. Für die Intervallbesetzung der für die Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeit zur Verfügung stehenden Messwerte ergibt sich eine noch höhere relative Häufigkeit der Intervalle $0-0.1^{\circ}\text{C}$ und $0.1-0.2^{\circ}\text{C}$.

Wird für die Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeit ein zweiter bedingter Parameter verwendet, so kann es, im Gegensatz zur bedingten Wahrscheinlichkeit mit nur einem Parameter, vermehrt zu spärlich besetzten Intervallkombinationen kommen, da die Verteilung des jeweils anderen Parameters nicht in die Einteilung der Intervalle einfließt. Ebenso können nicht besetzte Intervallkombinationen auftreten, was bei der Berechnung von $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g)$ aufgrund der Intervalleinteilung mittels der Quantile, nicht passieren kann.

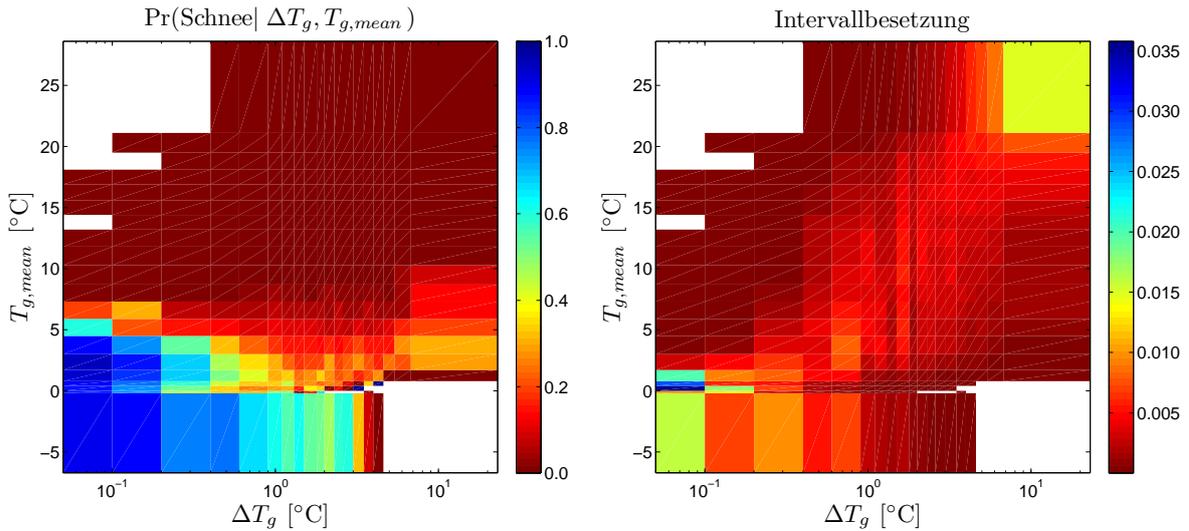


Abbildung 14: Links: Bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee berechnet für alle ZAMG-Stationen für 'ganze Jahre'. Der Grenzwert für die Schneedauerberechnung liegt bei $s=0$ cm. Rechts: Intervallbesetzung relativ zur Gesamtzahl der vorkommenden Werte für die bedingte Wahrscheinlichkeit der linken Grafik.

In Abb.14 links ist die bedingte Wahrscheinlichkeit $Pr(Schnee|\Delta T_g, T_{g,mean})$ für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' dargestellt. Die Berechnungen umfassen wieder die Daten aller ZAMG-Stationen für den Zeitraum 2000-2005. Eine hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee tritt verstärkt bei Intervallkombinationen von niedrigen Werten der Bodentemperaturspannweite und Werten zwischen -5°C und $+5^\circ\text{C}$ mittlerer Bodentemperatur auf. Weiße Bereiche in der Grafik zeigen an, dass die entsprechenden Intervallkombinationen nicht vorkommen. Im Gegensatz zu Abb.13 links ergeben sich bei der Verwendung von zwei bedingten Parametern nun auch Intervallkombinationen, die eine Wahrscheinlichkeit von null besitzen. Dadurch lässt sich der Temperaturbereich der hohen Schneewahrscheinlichkeit besser abgrenzen, da mehr Möglichkeiten des Ausgleichs von 'misses' und 'false alarms' existieren. Abb.14 rechts zeigt die zur linken Grafik zugehörige relative Häufigkeit von Messwerten je Intervallkombination. Es ist erkennbar, dass vor allem die Intervalle entlang der Diagonalen häufig besetzt sind, wobei die Kombinationen der jeweiligen Endintervalle besonders stark vertreten sind. Dies entspricht der Temperatursprägung von ΔT_g und $T_{g,mean}$ in der jeweiligen Jahreshälfte. In der warmen Jahreszeit mit hoher Tagesmitteltemperatur des Bodens treten aufgrund der schneefreien Verhältnisse hohe tägliche Temperaturschwankungen der Bodentemperatur auf. Im Winter verhält es sich genau umgekehrt. Die Kombination aus 0°C Bodentemperaturspannweite und 0°C mittlerer Bodentemperatur tritt für die hier betrachteten Daten der ZAMG-Stationen am häufigsten auf und hat demnach den meisten Einfluss auf die Berechnung des Schneekriteriums.

Die gemeinsame Betrachtung der Intervallbesetzung und der bedingten Wahrscheinlichkeit ergibt, dass die Wahrscheinlichkeit bei auftretendem $\Delta T_g=0-0.2^\circ\text{C}$ trotz einiger 'false alarms' bei höherer mittlerer Bodentemperatur relativ hoch ist. Dadurch erklärt sich, weshalb die Berechnung der Schneedauer auch bereits bei alleiniger Verwendung der Bodentemperaturspannweite als bedingten Parameter recht zufriedenstellende Er-

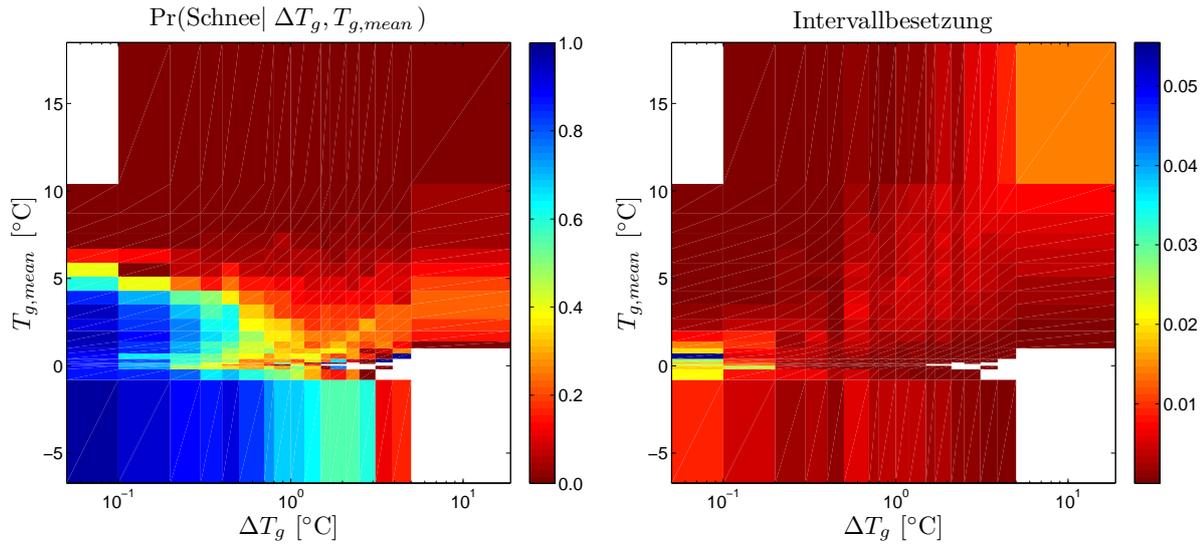


Abbildung 15: Wie Abb.14 aber für die Wintermonate NDJFMA.

gebnisse liefert (siehe Abschnitt 5.1.3). Weiters fällt auf, dass bei $T_{g,mean}=0^{\circ}\text{C}$ aufgrund der Gefrier- und Schmelzprozesse selten hohe Werte für die Bodentemperaturspannweite auftreten.

Abb. 15 zeigt die bedingte Wahrscheinlichkeit $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, T_{g,mean})$ für den verkürzten Zeitraum der Monate NDJFMA sowie die dazugehörige Intervallbesetzung. Es zeigt sich, dass sich im Gegensatz zur bedingten Wahrscheinlichkeit für 'ganze Jahre', der Bereich mit hoher Schneewahrscheinlichkeit weiter abgrenzen lässt. Hohe Werte für $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, T_{g,mean})$ bei gleichzeitig hoher Intervallbesetzung ergeben sich hier für $\Delta T_g=0-0.2^{\circ}\text{C}$ und einer mittleren Bodentemperatur von -1°C bis $+1^{\circ}\text{C}$.

Die bedingte Wahrscheinlichkeit $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, T_{g,mean})$, welche sich für die Wintermonate DJF ergibt, ist in Abb. 16 links gezeigt. Da es sich um einen relativ kleinen Ausschnitt aus dem Jahr handelt, kommen kaum Intervalle vor, die nicht besetzt sind. Aufgrund des reduzierten Wertebereichs der Parameter ergeben sich teilweise engere Intervalle, die aber die festgelegte Mindestbreite von 0.1°C nicht unterschreiten können. Wie für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' lässt sich in Abb. 16 rechts die Dominanz der Intervallkombination aus niedrigen ΔT_g -Werten und Werten um die 0°C für die mittlere Bodentemperatur erkennen.

Wie bereits erwähnt wurde, ergeben unterschiedliche Berechnungszeiträume aufgrund der Intervallfestlegung mittels Quantile auch unterschiedliche Intervallgrenzen. Daher ist bei dem Vergleich der Schneedauerwerte, die mit unterschiedlichen Berechnungszeiträumen ermittelt wurden, zu beachten, dass sich die Ergebnisse nicht unbedingt eins zu eins vergleichen lassen.

5.1.2 Individuelles und allgemeines Schneekriterium

Neben dem Berechnungs- bzw. Auswertzeitraum beeinflusst auch die Art des Schneekriteriums das Ergebnis der Schneedauer. Je nachdem ob die bedingte Wahrscheinlichkeit je Station einzeln oder aus den Daten aller Stationen im Kalibrierungszeitraum ermittelt wurde, wirkt sich dies auf die berechnete relative Schneedauer aus. Der Vergleich

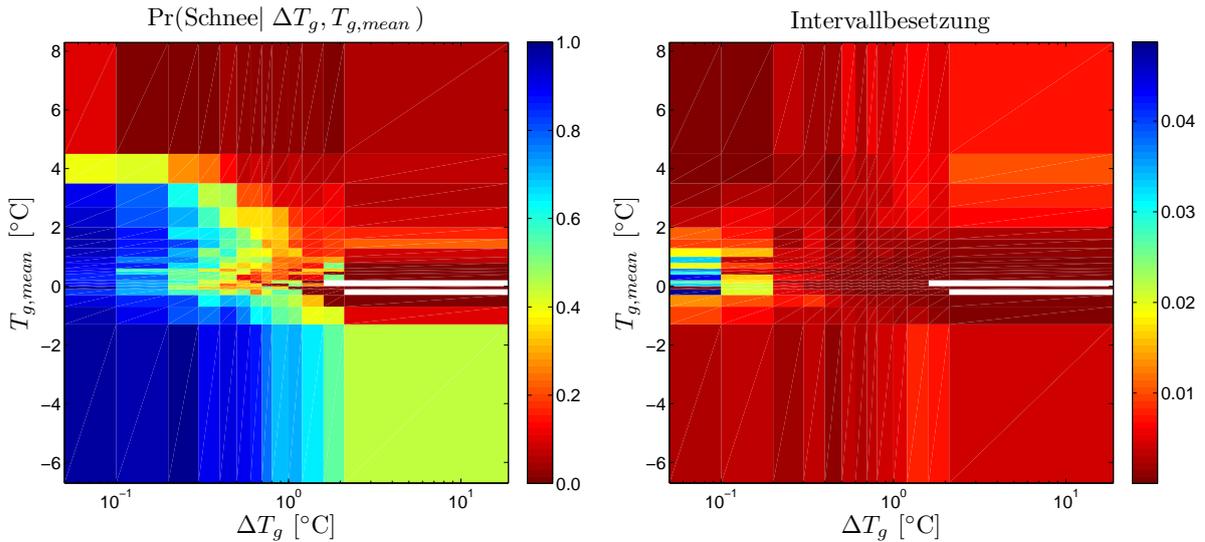


Abbildung 16: Wie Abb.14 aber für die Wintermonate DJF.

zwischen individuellem und allgemeinem Schneekriterium kann nur für jene Stationen vorgenommen werden, die eine durchgängige Zeitreihe aufweisen. Besitzt eine Station beispielsweise in den ersten fünf Jahren keine Werte, so kann für diese Station kein Schneekriterium ermittelt werden. Auch wenn eine Station zumindest in einem Jahr Werte aufweisen würde, wäre eine aus diesen Werten berechnete bedingte Wahrscheinlichkeit nur relativ schlecht abgesichert. Je mehr Werte in die Berechnung einfließen, desto stärker abgesichert ist das ermittelte Schneekriterium. Für den Vergleich der verschiedenen Berechnungsarten des Schneekriteriums wird daher die Auswahl an 53 ZAMG-Stationen verwendet. Diese Stationen erfüllen das Kriterium, dass sie zumindest in den Wintermonaten, welche für die Berechnung des Schneekriteriums besonders von Bedeutung sind, eine durchgängige Zeitreihe besitzen.

In Abb. 17 ist die aus der Bodentemperatur berechnete relative Schneedauer gegen die beobachtete Schneedauer für einen Grenzwert von $s=0$ cm dargestellt. Der Berechnungszeitraum umfasst ganze Jahre. Für das Schneekriterium wurde das individuelle Kriterium gewählt. Für jede Station, welche in der Grafik durch bis zu sechs Datenpunkte repräsentiert wird, wurde eine eigene bedingte Wahrscheinlichkeit aus den jeweiligen Daten im Kalibrierungszeitraum ermittelt. Die Regressionsgerade, welche stationsunabhängig für alle Datenpunkte berechnet wurde, verläuft fast parallel zur 45°-Geraden, ist dazu jedoch vertikal verschoben. Dies deutet darauf hin, dass das Modell die eingetretene Schneedauer im Mittel unterschätzt.

In Abb.18 ist die relative Schneedauer für die Monate NDJFMA mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' bei Verwendung des individuellen Schneekriteriums dargestellt. Wie auch für den Auswertzeitraum 'ganze Jahre' in Abb.17 zeigt sich, dass das Verfahren die relative Schneedauer im Mittel unterschätzt.

Auch bei der Verwendung der Monate NDJFMA als Berechnungszeitraum (Abb.19) ergibt sich ein ähnliches Ergebnis. Die Unterschätzung der relativen Schneedauer liegt somit wahrscheinlich nicht am Berechnungszeitraum.

Wird nun der Auswertzeitraum auf die Wintermonate DJF verkürzt und der Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' verwendet, so ergibt sich die in Abb. 20 gezeigte Grafik.

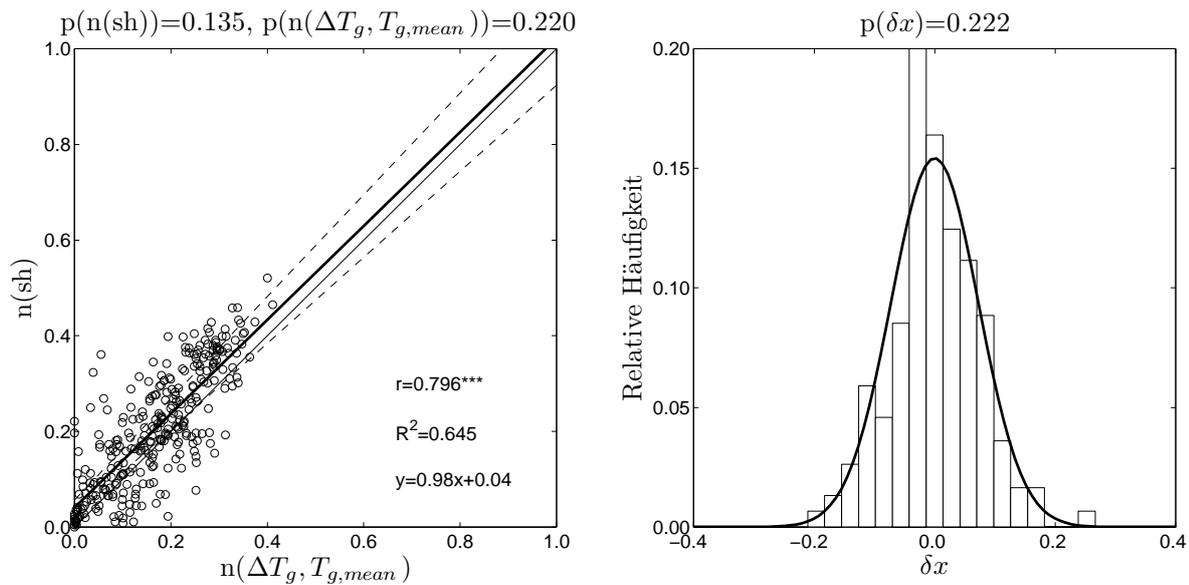


Abbildung 17: Links: Modellierte relative Schneedauer gegen die berechnete relative Schneedauer für 'ganze Jahre' und für 53 ZAMG-Stationen. Der Grenzwert für die Berechnung der Schneedauer aus der Schneehöhe liegt bei $s=0$ cm. Das Schneekriterium wurde anhand der bedingten Wahrscheinlichkeit $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, T_{g,mean})$ und für jede Station einzeln ermittelt. Jeder Datenpunkt repräsentiert die relative Schneedauer einer Wintersaison, wodurch sich für jede Station bis zu sechs Datenpunkte ergeben. Die dünne Linie zeigt das optimale Verhältnis, die fette Linie die Regressionsgerade und die beiden strichlierten Linien das 95%-Konfidenzintervall an. Sterne neben dem Rangkorrelationskoeffizienten r symbolisieren das Signifikanzniveau. Zusätzlich werden die p-Werte der jeweiligen Größe angegeben. Rechts: Verteilung der Residuen sowie die dazugehörige idealisierte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (pdf).

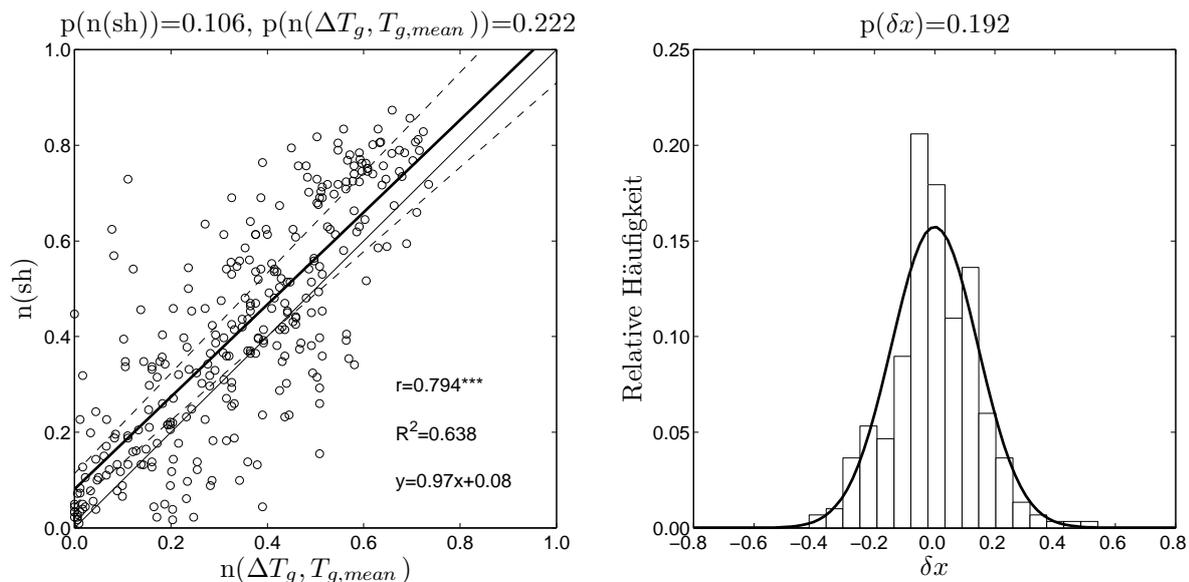


Abbildung 18: Wie Abb.17 aber für das Winterhalbjahr NDJFMA mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

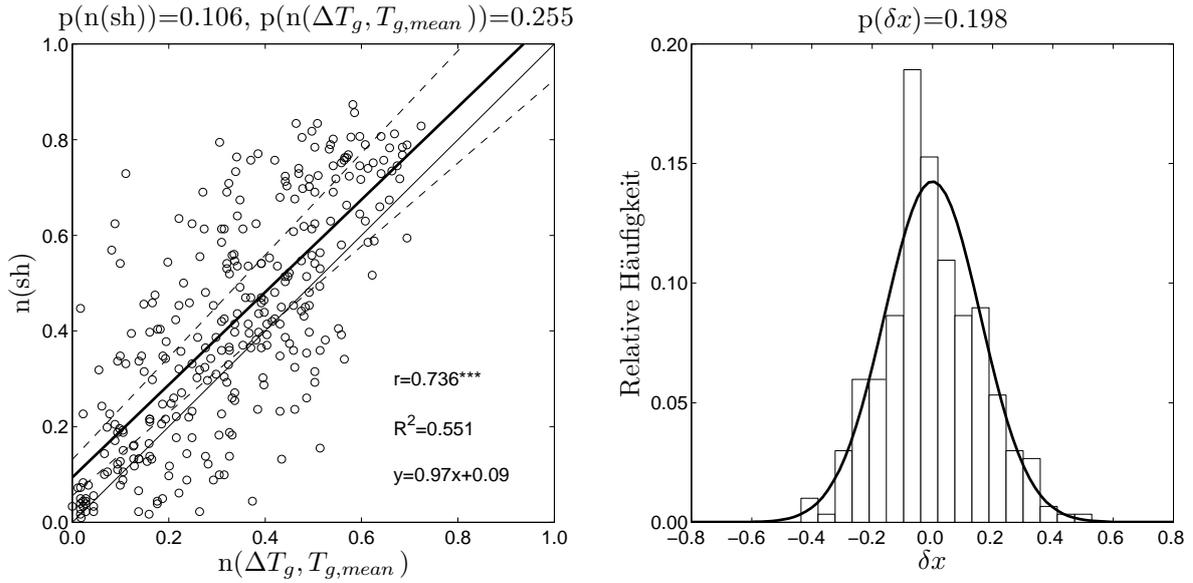


Abbildung 19: Wie Abb.17 aber für das Winterhalbjahr NDJFMA mit dem Berechnungszeitraum NDJFMA.

Die Streuung der Datenpunkte fällt höher als bei den vorherigen Abbildungen aus. Der Grund dafür wird aus der bedingten Wahrscheinlichkeit, welche in Abb. 16 für die Daten aller ZAMG-Stationen gezeigt wurde, ersichtlich. Bei der Betrachtung von verkürzten Zeiträumen, nimmt die Anzahl der 'kein Schnee'-Ereignisse ab, wodurch sich schwerer zwischen Schnee und keinem Schnee unterscheiden lässt, was zu einer höheren Streuung in der Darstellung von der beobachteten gegen die modellierte Schneedauer führt. Weiters zeigt sich, dass die tatsächlich beobachtete Schneedauer abermals im Mittel von der modellierten Schneedauer unterschätzt wird.

Anschließend zeigt Abb.21 die modellierte Schneedauer für die Wintermonate DJF mit dem gleich lang gewählten Berechnungszeitraum DJF. Im Vergleich mit Abb.20 fällt auf, dass die Streuung noch höher ausfällt und dass die Werte für $n(sh)=1$ um einiges schlechter erkannt werden. R^2 und r ergeben deutlich niedrigere Werte als die statistischen Parameter der vorherigen Ergebnisse. Obwohl die Schneedauer der Abbildungen 20 und 21 in beiden Fällen mit einer Intervallanzahl von 20 berechnet wurde und die Intervallbreite bei der Verwendung der Wintermonate als Berechnungszeitraum geringer ausfällt als für die ganzen Jahre, liefert das aus den Monaten DJF berechnete Schneekriterium schlechtere Ergebnisse für die Schneedauer. Der Grund dafür ist zum einen die teilweise hohe Variabilität der Bodentemperatur unter der Schneedecke bei relativ geringer Schneehöhe. Ein weiterer Grund ist die Verwendung des individuellen Schneekriteriums, wodurch zur Ermittlung des Schneekriteriums lediglich die Werte der ersten 5 Jahre der jeweiligen Station zur Verfügung stehen. Dadurch ist das für jede Station individuell ermittelte Schneekriterium wahrscheinlich noch nicht stark genug abgesichert und führt zu einer höheren Anzahl der Kategorie 'misses'.

Bei der Betrachtung der Kontingenztabelle (Abb. 22) für die Abbildungen 17 bis 21 fällt auf, dass für den Auswertzeitraum 'ganze Jahre' die Kategorie der richtig erkannten schneefreien Tage ('correct rejections') einen hohen Anteil aufweist. Dadurch ergibt sich für diesen Zeitraum meist eine relativ hohe Übereinstimmung mit der beobachteten

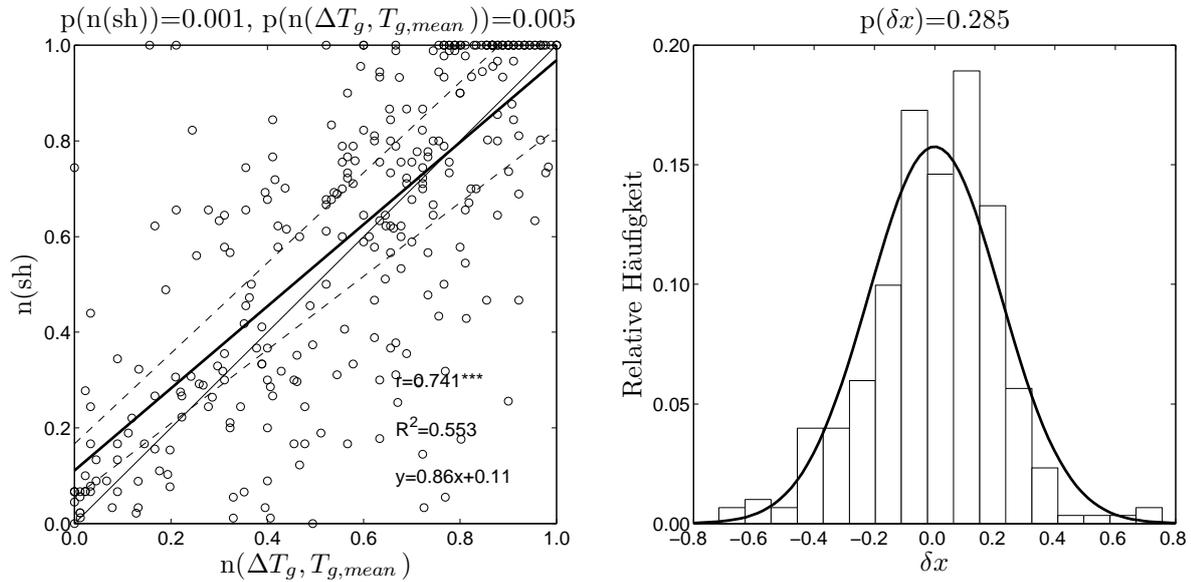


Abbildung 20: Wie Abb.17 aber für die Wintermonate DJF mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

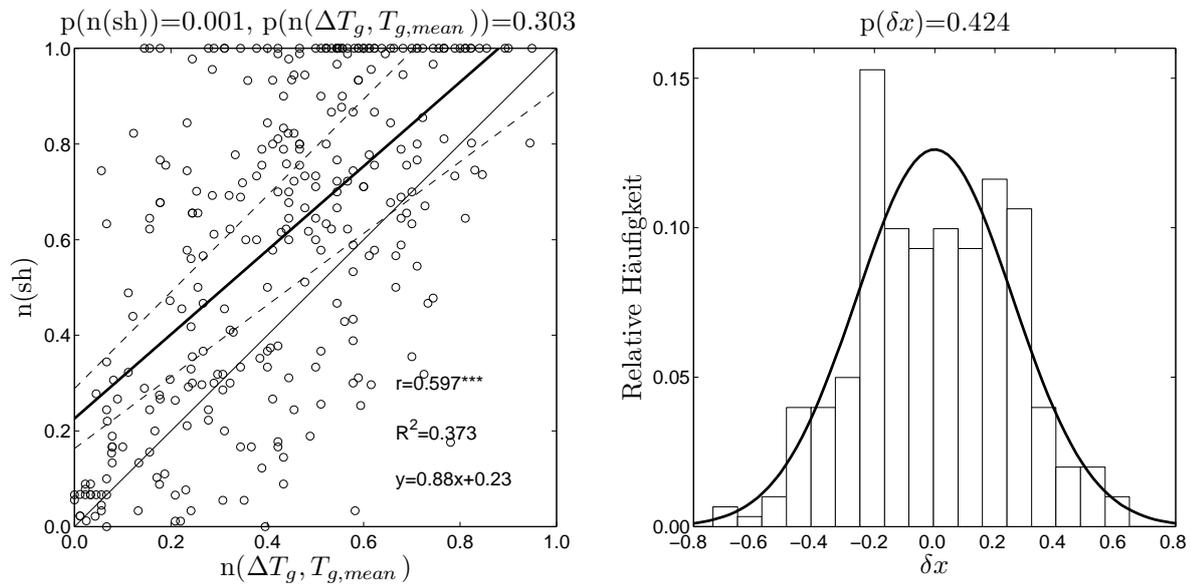


Abbildung 21: Wie Abb.17 aber für die Wintermonate DJF mit dem Berechnungszeitraum DJF.

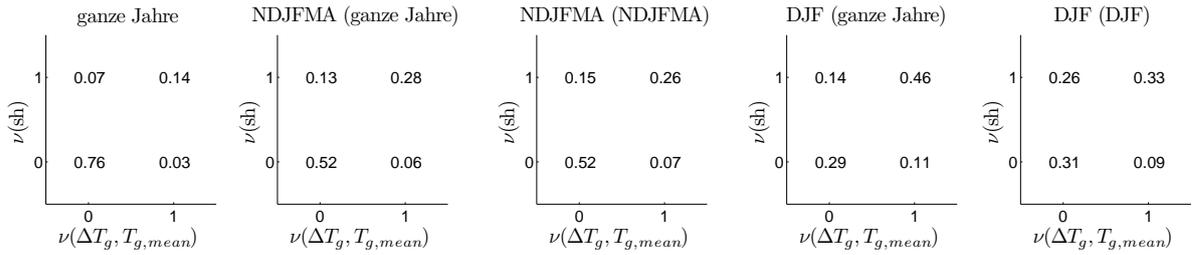


Abbildung 22: Kontingenztabelle für die modellierten Schneetage $\nu(\Delta T_g, T_{g,mean})$ und die tatsächlich aufgetretenen Schneetage $\nu(sh)$ im jeweiligen Auswertezwischenraum für die entsprechenden Berechnungszwischenräume. Die Ermittlung der Kategorien erfolgt aus den Daten aller verwendeten Stationen für alle Auswertezwischenräume im Anwendungszeitraum 2006-2011. Für die Berechnung der Schneetage wurden die individuellen Schneekriterien verwendet. $\nu=1$ bedeutet, dass ein Schneetag vorliegt. $\nu=0$ zeigt an, dass kein Schnee aufgetreten ist. Demnach bezeichnet die Kategorie $\nu(\Delta T_g, T_{g,mean})=1$ und $\nu(sh)=1$ jene Tage, bei denen das Berechnungsmodell bei tatsächlich vorhandenem Schnee ebenfalls einen Schneetag ausgibt. Die Häufigkeiten der Kategorien werden als relative Werte zur Gesamtzahl der betrachteten Tage angegeben.

Schneedauer. Konkret zeigt sich beispielsweise für den Zeitraum 'ganze Jahre', dass von den insgesamt aufgetretenen Schneetagen von 21% ein Anteil von 80% von dem Verfahren als Schneetage berechnet wurde. Die durch das Verfahren ermittelten 80% der Gesamtschneetage ergeben sich aus den richtig ermittelten Schneetagen ('hits') und den als Ausgleich fälschlicherweise als Schneetage berechneten Tage ('false alarms'). Von den eingetretenen Schneetagen wurden 66% richtig durch das Verfahren erkannt. Für die verkürzten Zeiträume lassen sich ähnliche Werte feststellen. Die Ausnahme bildet die Berechnung der Schneetage für die Wintermonate DJF mit dem Berechnungszwischenraum DJF. In diesem Fall ergibt sich lediglich ein Wert von 71% für den Anteil der modellierten Schneetage zu den beobachteten Schneetagen. Dies hat sich auch in Abb. 21 bemerkbar gemacht.

Bei den gezeigten Kontingenztabelle ist zu beachten, dass die entsprechenden Kategorien nicht jahresweise für den jeweiligen Auswertezwischenraum berechnet werden, sondern für alle ausgewerteten Tage gleichzeitig betrachtet werden. Dadurch werden Unterschiede der Kontingenztabelle zwischen den betrachteten Jahren nicht aufgelöst.

Um einen Vergleich zwischen individuellem und allgemeinem Kriterium zu erhalten, werden die Abbildungen 17 bis 22 noch einmal unter Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums dargestellt.

Abb. 23 zeigt die mittels allgemeinem Kriterium aus der Bodentemperatur berechnete Schneedauer für den Berechnungszwischenraum 'ganze Jahre' und für den Grenzwert $s=0$ cm. Die fünf bis sechs Datenpunkte, die sich je Station ergeben, wurden in diesem Fall mit einer einzigen bedingten Wahrscheinlichkeit berechnet, die sich aus den Daten aller Stationen ergibt. Im Vergleich mit Abb. 17 zeigt sich eine höhere Korrelation zwischen beobachteter und modellierter relativer Schneedauer. Die Regressionsgerade weicht weniger stark von der 45°-Geraden ab und liefert einen höheren Wert für das Bestimmtheitsmaß.

Abb. 24 zeigt die Ergebnisse der relativen Schneedauer für den Auswertezwischenraum

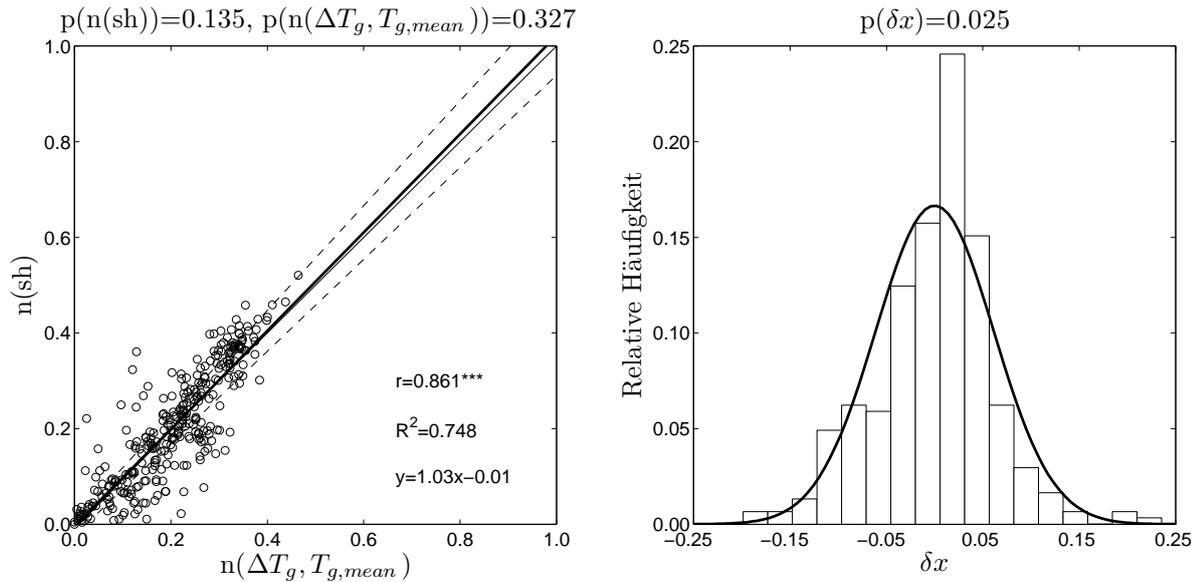


Abbildung 23: Wie Abb.17 aber mit der Verwendung eines allgemeinen Schneekriterium, welches aus den Daten aller 53 Stationen ermittelt wird.

des Winterhalbjahres NDJFMA mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'. Wie auch für den Auswertzeitraum 'ganze Jahre' zeichnet sich eine höhere Übereinstimmung der Regressionsgeraden mit der 45°-Geraden ab.

Wird der Berechnungszeitraum auf NDJFMA verkürzt (Abb. 25), ergibt sich ein ähnlich zufriedenstellendes Ergebnis wie für Abb.24. Im Vergleich mit den Ergebnissen aus Abb.18 und Abb.19 zeigt sich somit, dass die Unterschätzung der Schneedauer für den ZAMG-Datensatz auf die Verwendung des individuellen Schneekriteriums und nicht auf einen verkürzten Berechnungs- oder Auswertzeitraum zurückzuführen ist.

Wird nun der Ausschnitt der Wintermonate DJF mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' betrachtet (Abb.26), kann für diesen Fall festgestellt werden, dass die modellierte Schneedauer den Normalverteilungstest mit $\alpha=0.001$ nicht besteht. Aus diesem Grund wird keine Regressionsgerade eingezeichnet. Im Vergleich mit dem Ergebnis des individuellen Schneekriteriums (Abb.20) ergibt sich jedoch eine bessere Erkennung der beobachteten Schneedauerwerte von 1.

Bei der Berechnung der Schneedauer für die Wintermonate DJF aus den Monaten DJF (Abb.27) ergibt sich analog zu der Auswertung der Monate NDJFMA mit dem allgemeinen Kriterium eine Verbesserung der modellierten Schneedauer gegenüber dem individuellen Schneekriterium.

Bei der Betrachtung der Kontingenztafeln (Abb.28) für die Abbildungen 23 bis 27 fällt im Vergleich mit der Verwendung des individuellen Schneekriteriums (Abb.22) auf, dass die relative Anzahl der Kategorien 'misses' und 'false alarms' häufiger gleich hoch ausfällt, was dazu führt, dass es im Mittel kaum zu einer Über- oder Unterschätzung durch das Verfahren kommt. Dies konnte bereits im Vergleich der Schneedauerwerte festgestellt werden. Für die Monate NDJFMA ergibt sich nun beispielsweise für beide Berechnungszeiträume, dass die Anzahl der eingetretenen Schneetage mit der Anzahl der modellierten Schneetage übereinstimmt. Von den eingetretenen Schneetagen wurden in beiden Fällen 80% der Schneetage richtig durch das Modell erkannt. Das allgemeine

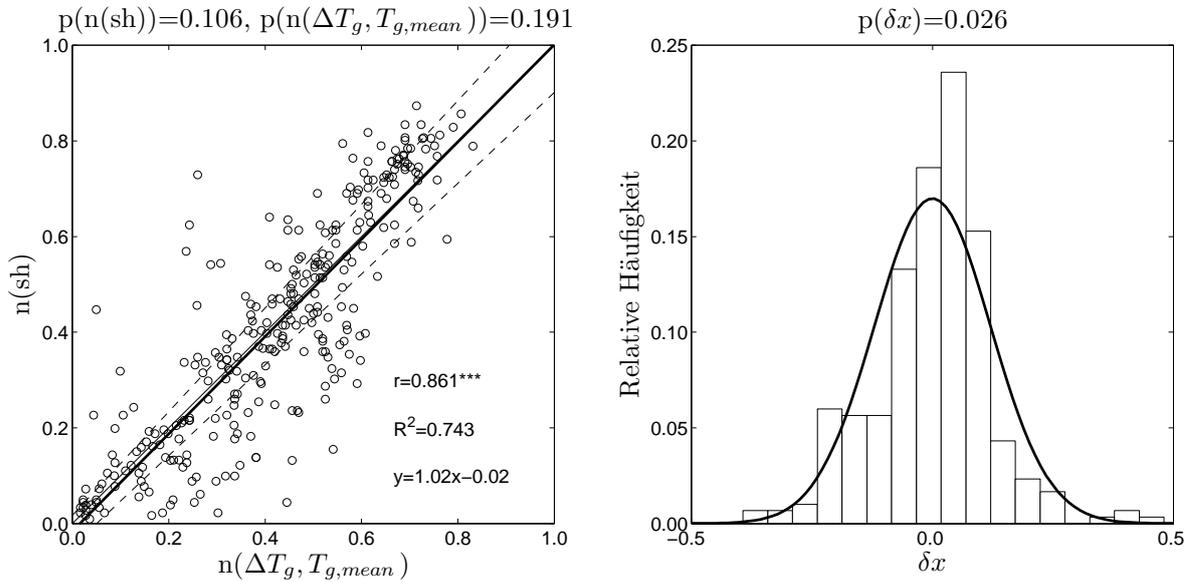


Abbildung 24: Wie Abb.23 aber für die Wintermonate NDJFMA mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

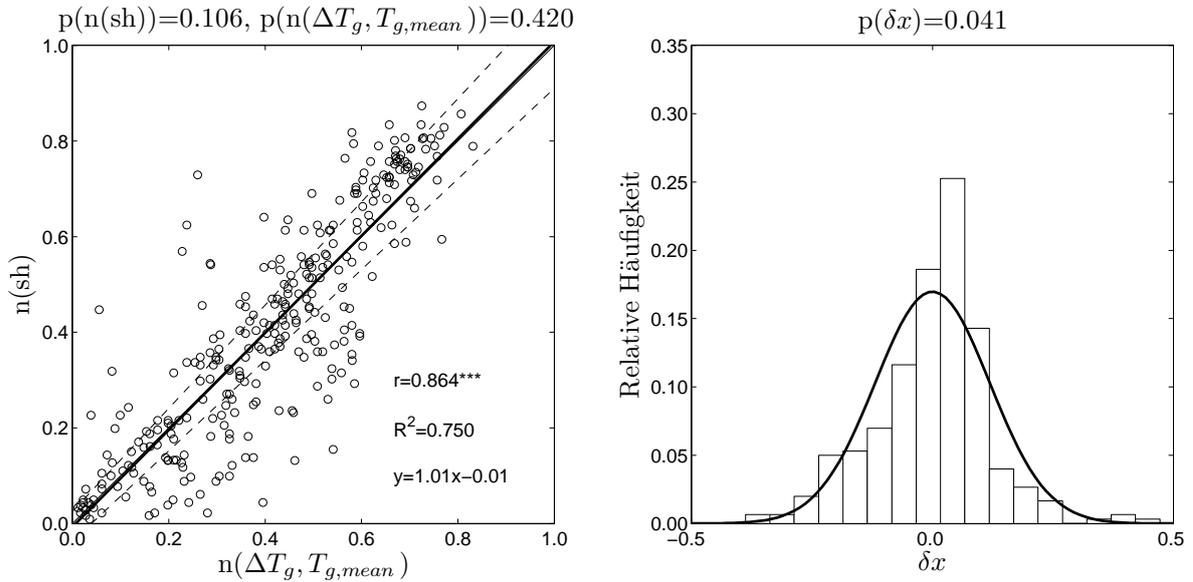


Abbildung 25: Wie Abb.23 aber für die Wintermonate NDJFMA mit dem Berechnungszeitraum NDJFMA.

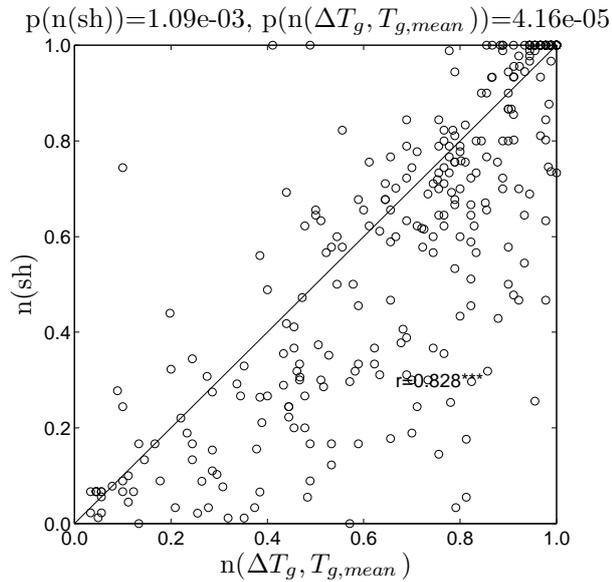


Abbildung 26: Wie Abb. 23 aber für die Wintermonate DJF mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

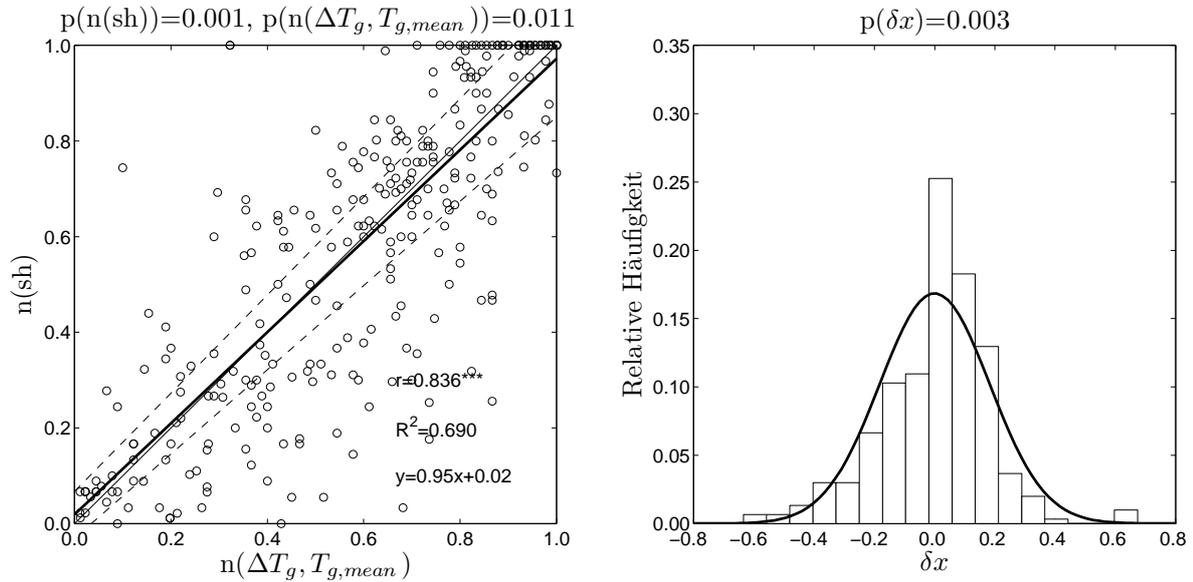


Abbildung 27: Wie Abb. 23 aber für die Wintermonate DJF mit dem Berechnungszeitraum DJF.

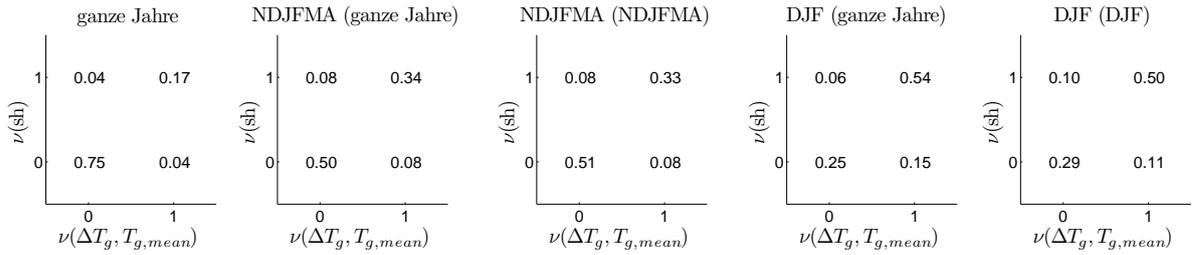


Abbildung 28: Wie Abb.22 aber unter Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums zur Berechnung der Schneetage.

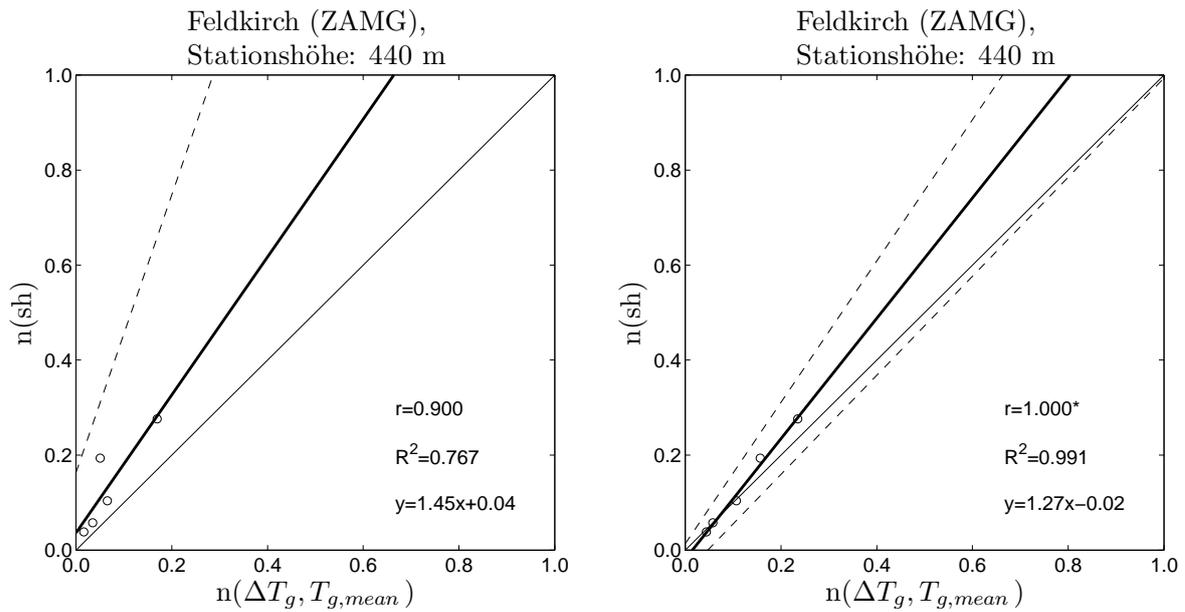


Abbildung 29: Beobachtete gegen modellierte relative Schneedauer für die Station Feldkirch (ZAMG). Links: Berechnung mittels individuellem Schneekriterium. Rechts: Berechnung mittels allgemeinem Schneekriterium.

Schneekriterium liefert demnach sehr zufriedenstellende Ergebnisse für die Schneedauer. Eine Ausnahme stellt die Auswertung für DJF mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' dar. Die beobachtete Schneedauer wird in diesem Fall vom Modell im Mittel überschätzt.

Neben der gemeinsamen Darstellung der Schneedauerwerte aller Stationen in einer Grafik und den Kontingenztabelle lassen sich auch stationsweise Abbildungen erstellen. Somit ergeben sich für jede Station je Schneekriterium ein Rangkorrelationskoeffizient sowie eine Regressionsgerade mit dazugehörigem Bestimmtheitsmaß, was in den Abbildungen 29 und 30 beispielsweise dargestellt ist.

Abb. 29 zeigt die relative Schneedauer für die Station Feldkirch (ZAMG) für die beiden Berechnungsarten des Schneekriteriums. Es ist erkennbar, dass die Verwendung des allgemeinen Kriteriums ein besseres Ergebnis für die Schneedauer liefert als die Verwendung des individuellen Kriteriums. Dies lässt sich ebenfalls anhand des Rangkorrelationskoeffizienten und des Bestimmtheitsmaßes ablesen.

Für die Station Eisenstadt/Nordost (ZAMG) (Abb.30) zeigt sich, dass die Daten-

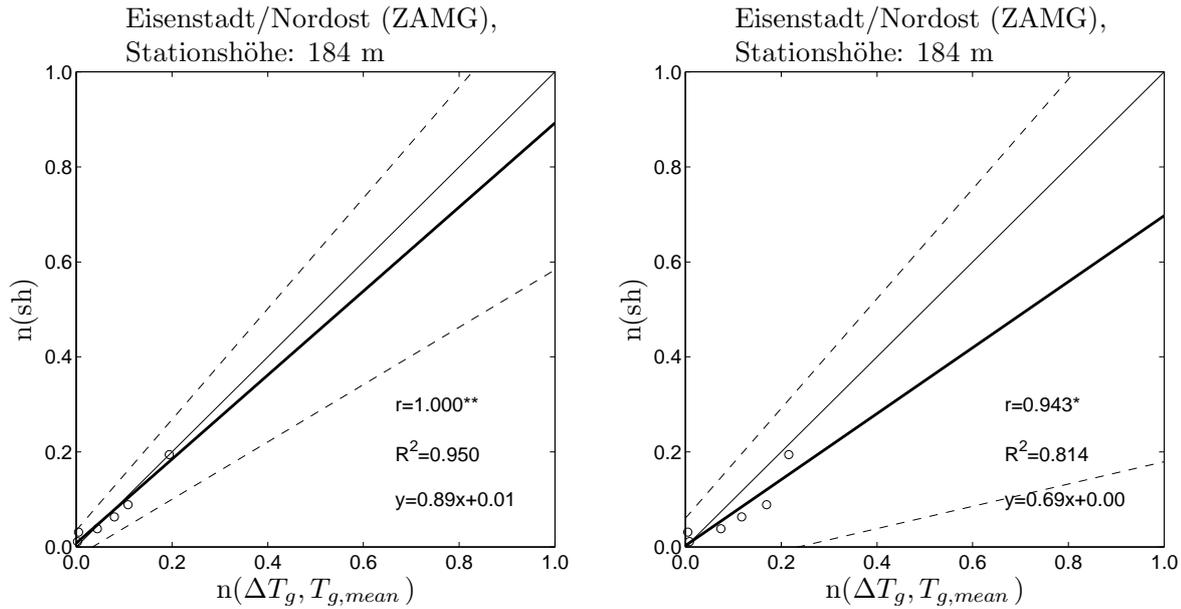


Abbildung 30: Wie Abb. 29 aber für die Station Eisenstadt/Nordost (ZAMG).

punkte der Schneedauer, welche sich allein aus den Daten der Station Eisenstadt ergeben, einen etwas geringeren Abstand zur 45°-Geraden aufweisen, als bei der Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums. Sowohl r als auch R^2 liefern im Fall des individuellen Schneekriteriums höhere Werte.

Wie oft der Fall vorkommt, dass das individuelle Schneekriterium höhere statistische Maßzahlen liefert als das allgemeine Schneekriterium, lässt sich anhand eines stationsweisen Vergleiches der Bestimmtheitsmaße bzw. der Korrelationskoeffizienten feststellen. Es ist allerdings zu beachten, dass die statistischen Parameter lediglich aus maximal sechs Datenpunkten berechnet werden. In Abb. 31 sind die Bestimmtheitsmaße sowie die Rangkorrelationskoeffizienten, die sich für den Zeitraum 'ganze Jahre' aus den stationsweisen Grafiken der Schneedauer ergeben, dargestellt. Es zeigt sich, dass für den Großteil der Stationen, bei denen sich nicht in beiden Fällen die gleichen Werte ergeben, das r bei der Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums höher ist als bei der individuellen Berechnung je Station mittels stations-spezifischer Schneekriterien. Ähnliches lässt sich bei der Betrachtung des Bestimmtheitsmaßes feststellen. Trotz dieser Verallgemeinerung gibt es einige Stationen, die mit dem individuellen Schneekriterium ein höheres R^2 bzw. r erreichen, wie bereits am Beispiel der Station Eisenstadt (Abb. 30) gezeigt wurde. Dieses Ergebnis zeigt sich analog für die Berechnung der Schneedauer für die Wintermonate DJF, einmal für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' (Abb. 32) und einmal für den Berechnungszeitraum DJF (Abb. 33). Ähnliche Ergebnisse lassen sich für die Monate NDJFMA feststellen (hier nicht gezeigt). Für die hier ausgewerteten verschiedenen Kombinationen aus Auswerte- und Berechnungszeitraum ergibt sich, dass in 13-17% der Fälle der Rangkorrelationskoeffizient bei der Verwendung des individuellen Schneekriteriums höher ist als bei der Auswertung mittels des allgemeinen Schneekriteriums. Für das Bestimmtheitsmaß liegt dieser Prozentsatz bei 15-25%. Somit kommt der Fall, dass das individuelle Schneekriterium ein zufriedenstellenderes Ergebnis liefert, weit weniger oft vor als der umgekehrte Fall.

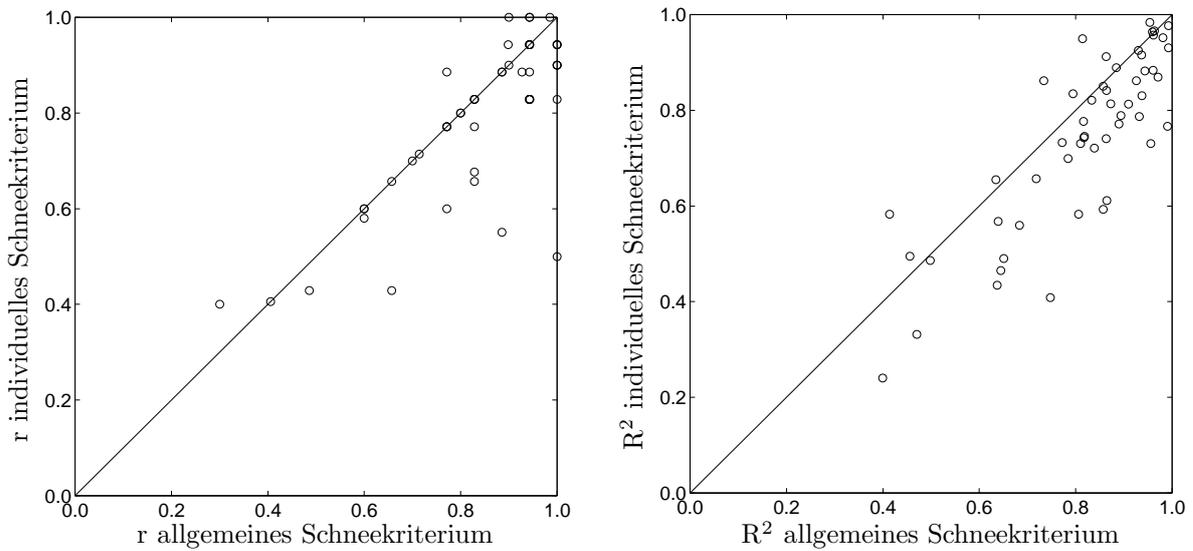


Abbildung 31: Rangkorrelationskoeffizient r nach Spearman (links) und Bestimmtheitsmaß R^2 (rechts) im Vergleich von dem individuellen mit dem allgemeinen Schneekriterium. Verwendet wurden 53 ZAMG-Stationen und der Berechnungs- bzw. Auswertzeitraum 'ganze Jahre'. Die Berechnung des Schneekriteriums beruht auf der bedingten Wahrscheinlichkeit $Pr(Schnee|\Delta T_g, T_{g,mean})$. Jeder Datenpunkt stellt ein Wertepaar des jeweiligen statistischen Parameters für eine Station dar.

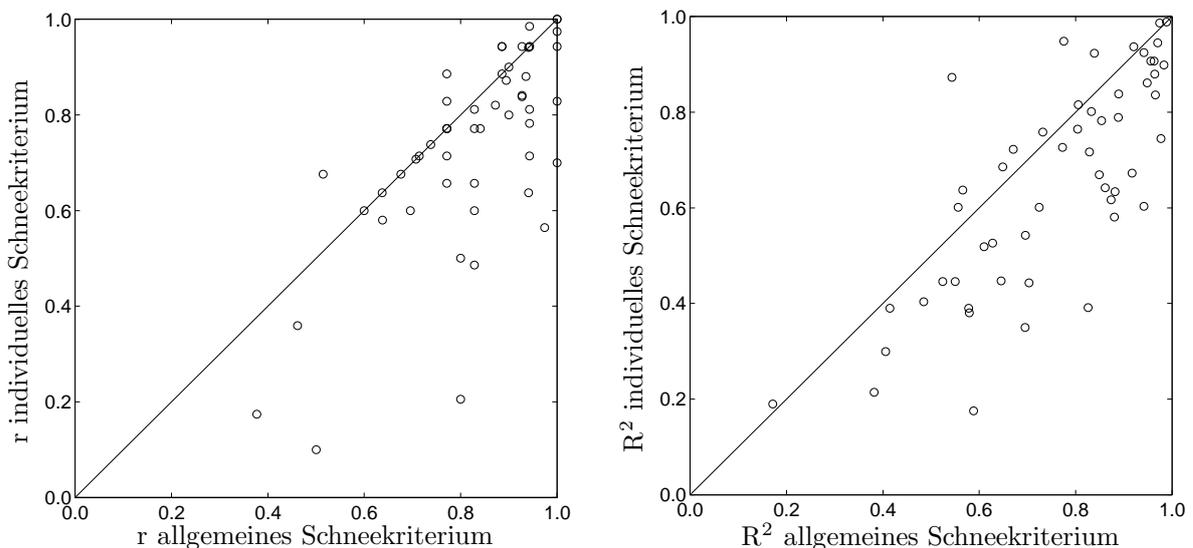


Abbildung 32: Wie Abb.31 aber für den Anwendungszeitraum DJF mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

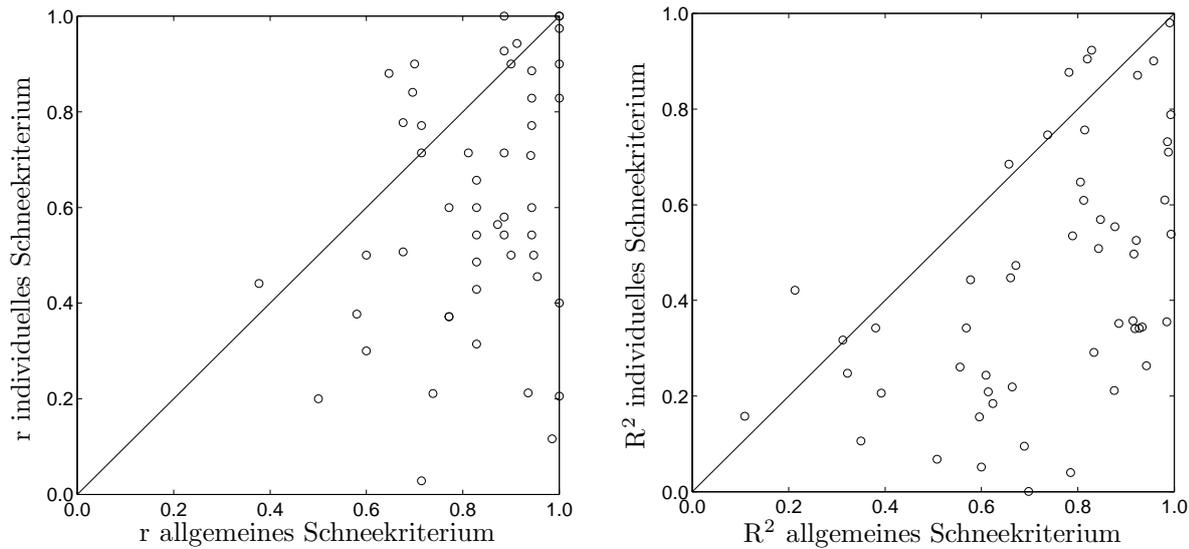


Abbildung 33: Wie Abb.31 aber für den Anwendungszeitraum DJF mit dem Berechnungszeitraum DJF.

Zusätzlich bietet das allgemeine Schneekriterium den großen Vorteil, dass bei der Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeit aus allen Stationen aufgrund des hohen Datenumfanges nicht auf Datenlücken einzelner Stationen geachtet werden muss. Weist eine Station innerhalb der ersten 5 Jahre, die für die Berechnung verwendet werden, beispielsweise keine Daten auf, so kann für die vorhandenen Daten aus dem Auswertungszeitraum trotzdem die relative Schneedauer ermittelt werden.

Die Wahl des Schneekriteriums kann je nach Datensatz unterschiedlich ausfallen. Obwohl sich für den ZAMG-Datensatz herausgestellt hat, dass sich das allgemeine Schneekriterium in Mittel besser eignet, lässt sich diese Aussage nicht einfach auf den SLF-Datensatz übertragen. Aufgrund der Messmethode der Schneehöhe ergeben sich für jede Station unterschiedliche Grenzwerte s , wodurch die Anwendung des allgemeinen Schneekriteriums nur stark eingeschränkt möglich ist, was in Abschnitt 5.1.6 näher beschrieben wird.

5.1.3 Verschiedene Parameter für die bedingte Wahrscheinlichkeit

Neben der Wahl des Berechnungs- bzw. Auswertungszeitraumes und der Berechnungsart des Schneekriteriums spielt die Festlegung der bedingten Wahrscheinlichkeit eine wichtige Rolle. Manche Ergebnisse der Schneedauerberechnung unter Verwendung von $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, T_{g,mean})$ wurden bereits für 53 ZAMG-Stationen gezeigt, sollen an dieser Stelle jedoch noch einmal für den gesamten ZAMG-Datensatz im Vergleich mit den anderen Berechnungsmöglichkeiten der bedingten Wahrscheinlichkeit dargestellt werden.

Werden zunächst die Ergebnisse der relativen Schneedauer, welche sich unter alleiniger Verwendung von ΔT_g ergeben, betrachtet, so zeigt sich bereits eine relativ hohe Übereinstimmung zwischen beobachteter und modellierter Schneedauer, wie in Abb.34 zu sehen ist. Dargestellt sind hier die Ergebnisse für den Berechnungs- und Auswertungszeitraum 'ganze Jahre', wobei die Berechnung der Schneedauer für alle ZAMG-Stationen mittels des allgemeinen Schneekriteriums erfolgt. Wie zuvor bei den bedingten Wahr-

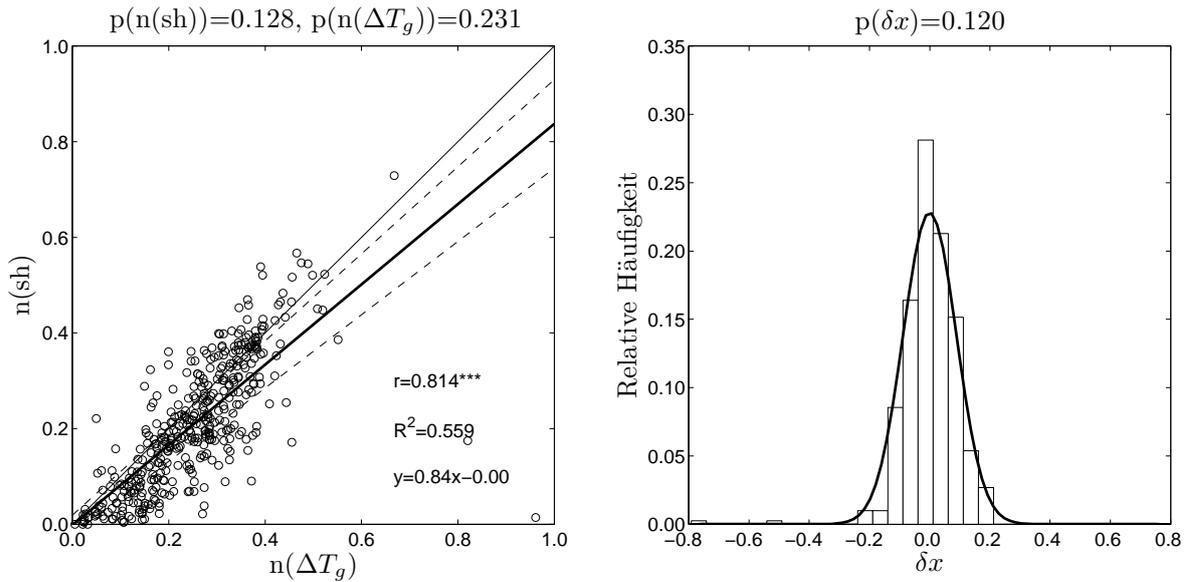


Abbildung 34: Wie Abb.23 aber unter Verwendung der bedingten Wahrscheinlichkeit $Pr(Schnee|\Delta T_g)$ für die Ermittlung eines allgemeinen Schneekriteriums und für alle 87 ZAMG-Stationen.

scheinlichkeiten in Abschnitt 5.1.1 gezeigt werden konnte, ergibt sich bereits bei alleiniger Verwendung von ΔT_g als bedingten Parameter eine hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee bei gleichzeitig häufig besetzten Intervallen für niedrige ΔT_g -Werte. Die Isolationswirkung des Schnees wirkt sich sehr effektiv auf die Spannweite der Bodentemperatur aus. Selbst bei geringen Schwankungen der mittleren Bodentemperatur zeichnen sich nur geringfügige Tagesschwankungen ab. Daher liegt eine relativ hohe Korrelation zwischen $n(sh)$ und $n(\Delta T_g)$ vor.

Auch für die Wahl des Winterhalbjahres NDJFMA als Berechnungs- sowie Auswertungszeitraum können mit der bedingten Wahrscheinlichkeit $Pr(Schnee|\Delta T_g)$ eine relativ hohe Übereinstimmung zwischen beobachteter und modellierter Schneedauer erzielt werden, wie in Abb.35 erkennbar ist.

Ein ähnliches Ergebnis lässt sich für den Berechnungs- und Auswertungszeitraum DJF (Abb.36) ableiten. Auch wenn die Regression nicht eingezeichnet werden kann, da für die Schneedauerwerte selbst für eine niedrige Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha=0.001$ keine Normalverteilung festgestellt werden kann, lässt sich sowohl optisch als auch anhand des Rangkorrelationskoeffizienten erkennen, dass ein starker Zusammenhang zwischen tatsächlich eingetretener und modellierter Schneedauer besteht. Die Normalverteilung wird lediglich aufgrund der hohen Anzahl der Werte bei $n(sh)=1$ abgelehnt, was eher am gewählten Auswertungszeitraum als am Verfahren der Schneedauerberechnung liegt.

Die Kontingenztabelle (Abb.37) zu den Abbildungen 34 bis 36 zeigen, dass sich die Kategorien 'misses' und 'false alarms' nur in einem Fall ausgleichen.

Eine Verbesserung des Verfahrens kann durch die Wahl eines zweiten bedingten Parameters bewirkt werden. Dazu werden die beiden Größen ΔT_a und $T_{g,mean}$ verwendet.

Die Abbildungen 38 bis 40 zeigen die Ergebnisse zu den unterschiedlichen Auswertungszeiträumen unter Verwendung von $Pr(Schnee|\Delta T_g, \Delta T_a)$ als bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee. Bei der Betrachtung der Ergebnisse für 'ganze Jahre' (Abb.38) ergibt

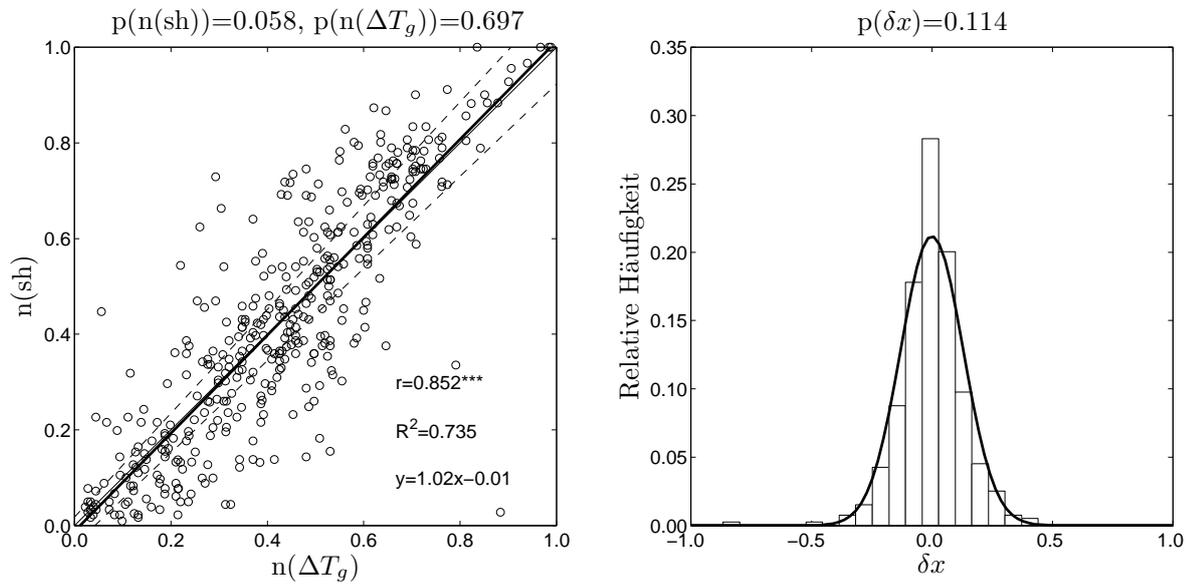


Abbildung 35: Wie Abb.34 aber für den Berechnungs- und Auswertzeitraum des Winterhalbjahres NDJFMA.

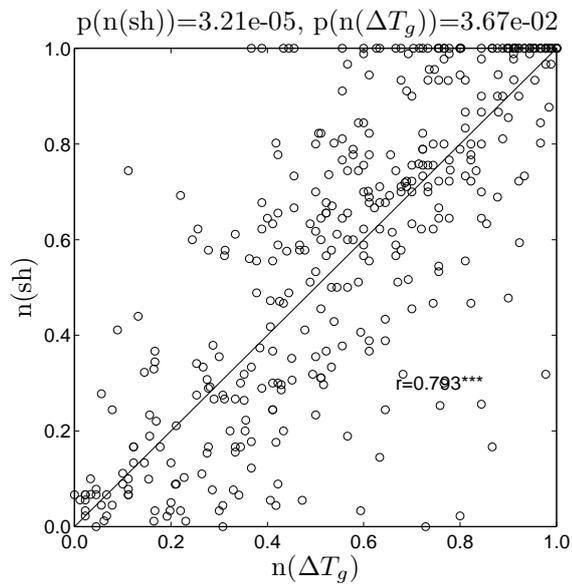


Abbildung 36: Wie Abb.34 aber für den Berechnungs- und Auswertzeitraum der Wintermonate DJF.

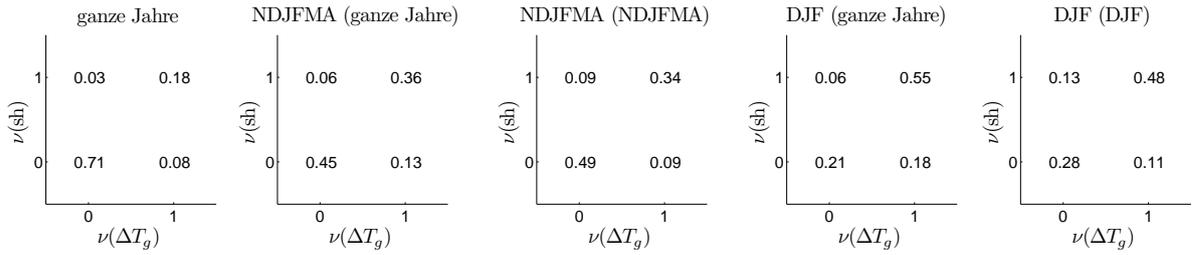


Abbildung 37: Kontingenztabelle der Schneetage für die verschiedenen Berechnungs- und Auswertzeiträume nach Anwendung des Schneekriteriums. Zur Ermittlung der Schneetage wurde die bedingte Wahrscheinlichkeit $Pr(Schnee|\Delta T_g)$ verwendet.

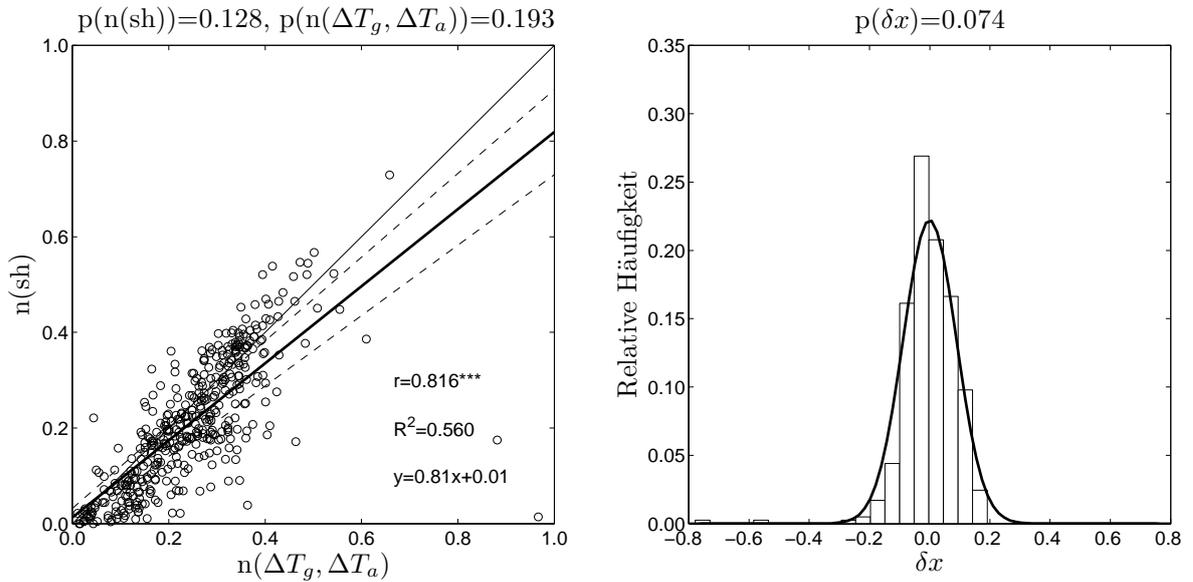


Abbildung 38: Wie Abb.34 aber mit der Verwendung eines Schneekriteriums, welches mittels der bedingten Wahrscheinlichkeit $Pr(Schnee|\Delta T_g, \Delta T_a)$ ermittelt wurde.

sich im Vergleich mit Abb.34 keine Änderung des Rangkorrelationskoeffizienten. Lediglich die Lage der Regressionsgeraden sowie das Bestimmtheitsmaß weisen Unterschiede zwischen den beiden Berechnungsarten auf. Für die Verwendung der Lufttemperaturspannweite als zusätzlichen Parameter ergibt sich ein etwas niedrigeres R^2 sowie eine geringere Steigung der Regressionsgeraden.

Wird jedoch die Auswertung des Winterhalbjahres NDJFMA betrachtet (Abb.39), so lässt sich im Gegensatz zur alleinigen Verwendung von ΔT_g eine geringfügig höhere Korrelation zwischen modellierter und beobachteter Schneehöhe erkennen .

Ähnliches kann für den Auswertzeitraum der Wintermonate DJF (Abb.40) festgestellt werden.

Für die Kontingenztabellen (Abb.41) zu den Abbildungen 38 bis 40 lässt sich feststellen, dass sie sich gegenüber den Kontingenztabellen für die bedingte Wahrscheinlichkeit $Pr(Schnee|\Delta T_g)$ (Abb.37) kaum unterscheiden. Dies deckt sich mit der Aussage, dass sich kaum eine Verbesserung des Verfahrens durch die Verwendung von ΔT_a als zweiten bedingten Parameter ergibt.

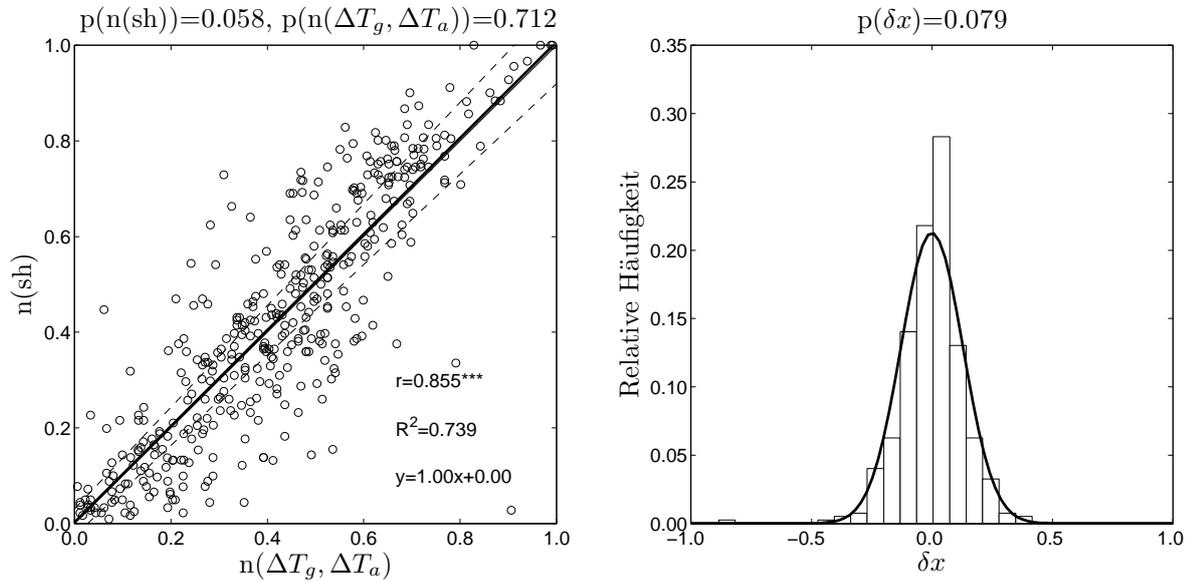


Abbildung 39: Wie Abb.38 aber für den Berechnungs- und Auswertzeitraum des Winterhalbjahres NDJFMA.

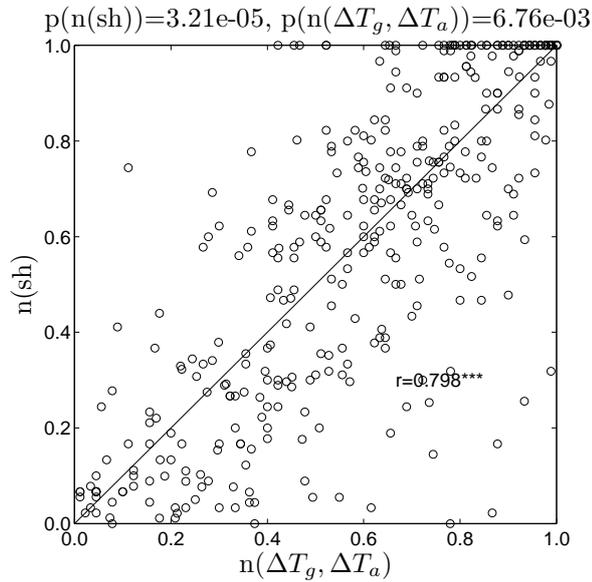


Abbildung 40: Wie Abb.38 aber für den Berechnungs- und Auswertzeitraum der Wintermonate DJF.

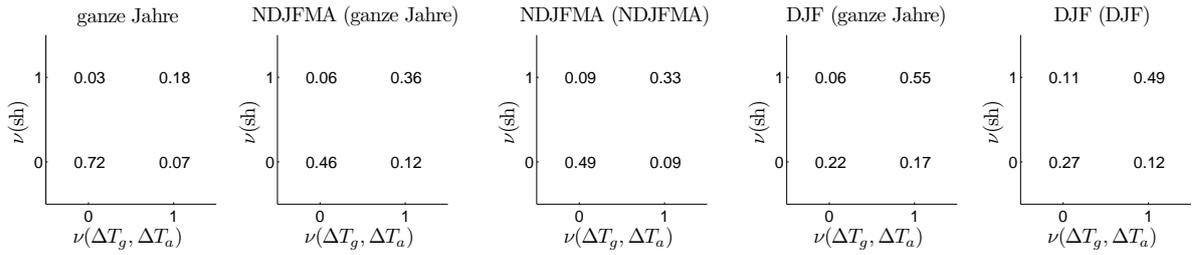


Abbildung 41: Wie Abb.37 aber unter Verwendung von $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, \Delta T_a)$ für die Berechnung der Schneetage.

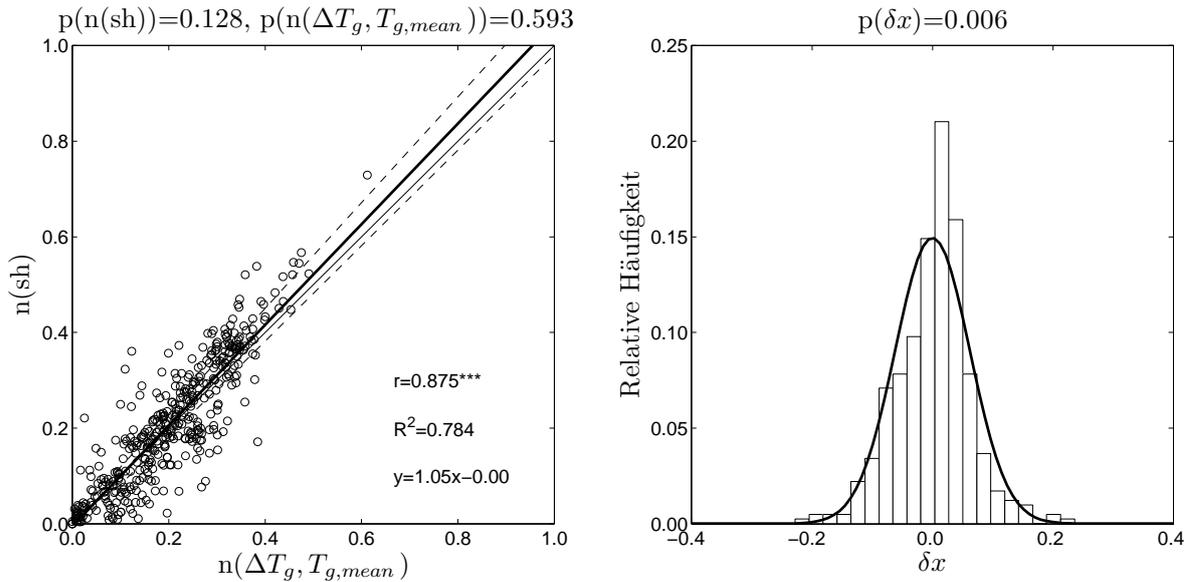


Abbildung 42: Wie Abb.23 aber für alle 87 ZAMG-Stationen.

Wird nun als zusätzlicher Parameter die mittlere Bodentemperatur gewählt, so kann eine deutliche Verbesserung der Methode erreicht werden. In Abb.42 ist nun die aus Bodentemperaturspannweite und mittlerer Bodentemperatur berechnete Schneedauer für den Zeitraum 'ganze Jahre' und für alle ZAMG-Stationen dargestellt. Die bedingte Wahrscheinlichkeit, welche in diesem Fall zur Berechnung des allgemeinen Schneekriteriums verwendet wurde, wurde bereits in Abb.14 gezeigt. Im Vergleich der Ergebnisse mit den anderen bedingten Wahrscheinlichkeiten ist ein etwas höherer Zusammenhang zwischen beobachteter und modellierter Schneedauer erkennbar. Dies gilt sowohl für den Auswertezitraum 'ganze Jahre' (Abb.42), als auch für die verkürzten Zeiträume der sechs Monate NDJFMA (Abb.43) und der drei Monate DJF (Abb.44). Für die Fälle, in denen eine Regression eingezeichnet werden konnte, weist das Bestimmtheitsmaß R^2 ebenfalls höhere Werte auf.

Abb.45 stellt die Kontingenztabelle zu den Abbildungen 42 bis 44 dar. Im Vergleich mit den Kontingenztabelle in den Abbildungen 37 und 41 kann für die Verwendung der bedingten Wahrscheinlichkeit $Pr(\text{Schnee}|\Delta T_g, T_{g,mean})$ festgestellt werden, dass sich die Kategorien 'misses' und 'false alarms' stärker ausgleichen und somit im Mittel zufriedenstellendere Ergebnisse der Schneedauer liefern.

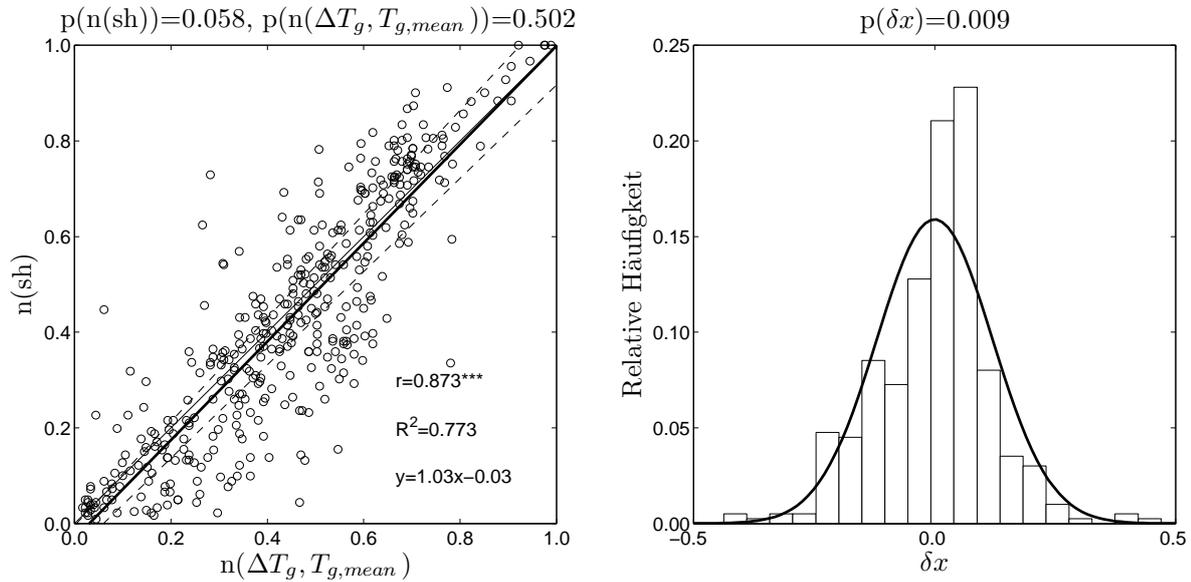


Abbildung 43: Wie Abb.42 aber für den Berechnungs- und Auswertzeitraum des Winterhalbjahres NDJFMA.

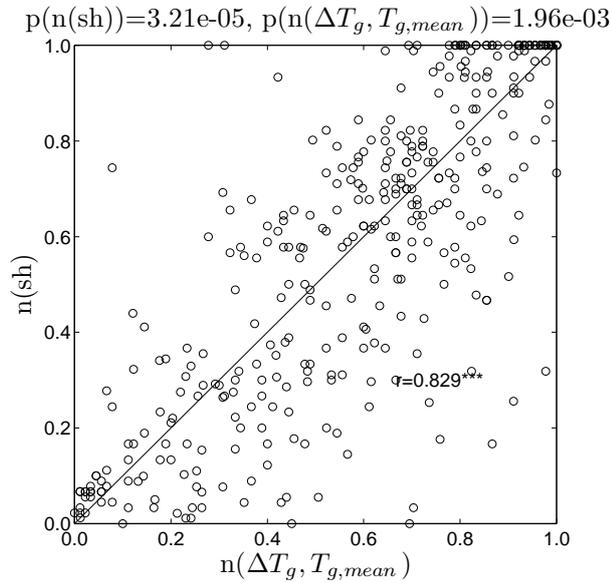


Abbildung 44: Wie Abb.42 aber für den Berechnungs- und Auswertzeitraum der Wintermonate DJF.

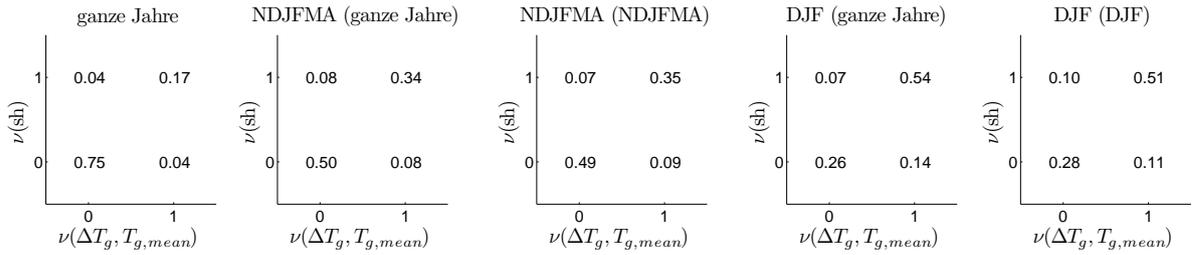


Abbildung 45: Wie Abb.37 aber für die Berechnung der Schneetage mittels $Pr(Schnee|\Delta T_g, T_{g,mean})$.

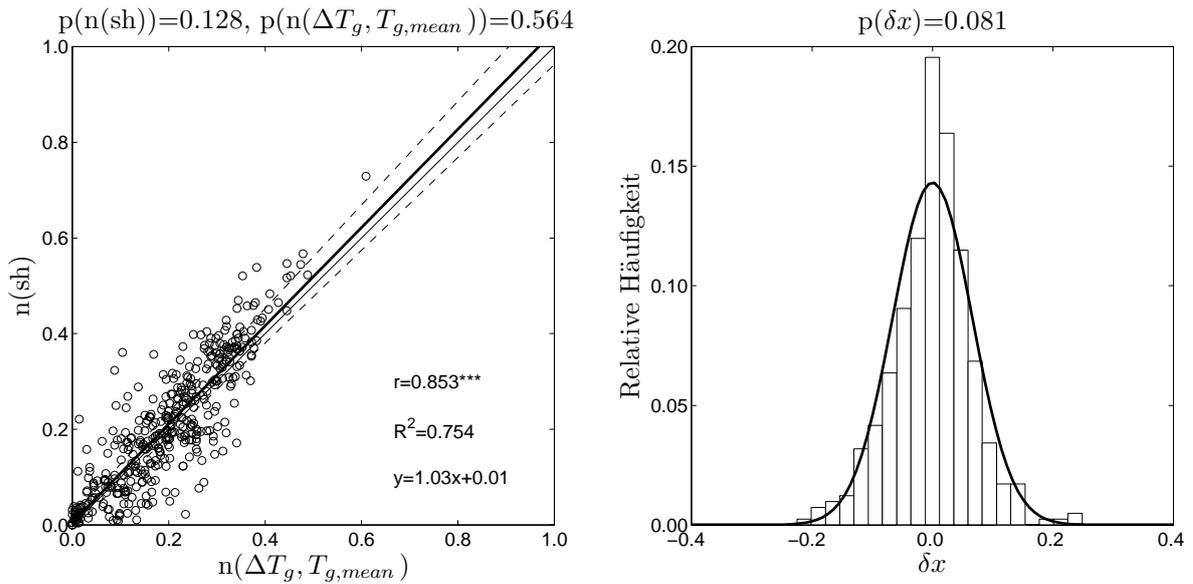


Abbildung 46: Wie Abb.42 aber mit einer Intervallanzahl von 10.

Insgesamt zeigt sich demnach, dass die zusätzliche Verwendung der Variationen der Lufttemperatur nicht benötigt wird, da sich kaum eine Veränderung gegenüber der alleinigen Verwendung der Bodentemperaturspannweite ergibt. Dahingegen erweist sich die Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeit aus ΔT_g und $T_{g,mean}$ als leichter Vorteil.

5.1.4 Intervallanzahl

Die Berechnung der Schneedauer hängt lediglich geringfügig von der gewählten Intervallanzahl ab, da die Intervallbreite aufgrund der Auflösung der Daten in der Berechnungsroutine auf einen Mindestwert von 0.1°C beschränkt wurde. Je höher die Intervallanzahl gewählt wird, desto feiner wird der Wertebereich unterteilt. Dabei stellt die angegebene Intervallanzahl immer nur die maximal mögliche Anzahl dar. Die Ergebnisse ändern sich ab einer bestimmten Intervallanzahl kaum mehr, weil Intervallgrenzen trotz höher gewählter Intervallanzahl annähernd gleich bleiben.

Die Ergebnisse für die Berechnungen mit einer jeweils anderen Intervallanzahl ist in den Abbildungen 46 bis 48 für den Berechnungs- und Auswertzeitraum 'ganze Jahre' dargestellt.

In Abb. 46 sind die modellierte und beobachtete Schneedauer für ein Schneekriterium

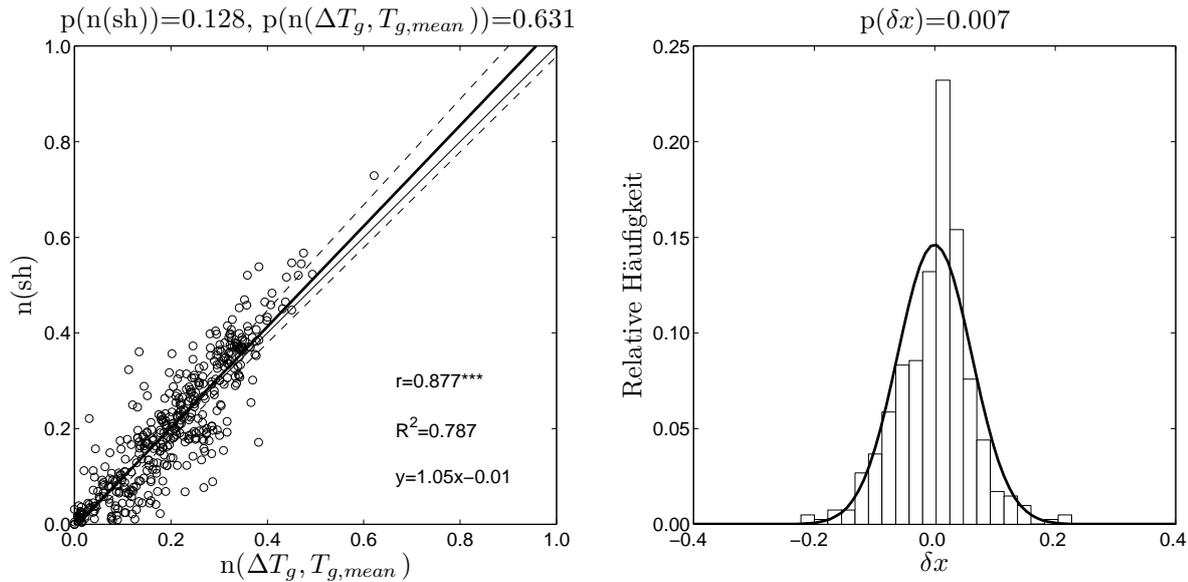


Abbildung 47: Wie Abb.42 aber mit einer Intervallanzahl von 30.

mit 10 Intervallen gezeigt. Im Vergleich mit den Ergebnissen für 20 Intervalle (Abb.42) lässt sich feststellen, dass sich bereits für die geringe Intervallanzahl recht zufriedenstellende Ergebnisse für die Schneedauer ergeben. Die Regressionsgerade weicht geringfügig von der 45°-Geraden ab. Im Mittel wird die tatsächlich eingetretene Schneedauer etwas unterschätzt. Ähnliche Ergebnisse zeigen sich bei einer Erhöhung der Intervallanzahl auf 30 Intervalle (Abb.47) bzw. auf 100 Intervalle (Abb.48). Es lässt sich lediglich eine geringfügige Verbesserung der statistischen Parameter bei der Erhöhung der Intervallanzahl beobachten.

Die Ergebnisse für die Wahl der Intervallanzahl zeigen somit, dass 20 bis 30 Intervalle eine optimale Intervallanzahl für die Berechnung des Schneekriteriums für 'ganze Jahre' darstellen. Wird die Schneedauer für einen kürzeren Zeitraum berechnet, so liefern 20 Intervalle aufgrund des reduzierten Wertebereiches bereits die optimalen Ergebnisse, was hier nicht näher gezeigt wurde.

5.1.5 Verschiedene Grenzwerte der Schneehöhe

Für die Berechnung der relativen Schneedauer ist weiters die Festlegung des Grenzwertes s für die Schneehöhe, ab der ein Tag als Schneetag gilt, von Bedeutung. Dabei wird der Grenzwert entsprechend der Messmethode der Schneehöhe gewählt. Hier ist zu beachten, dass aufgrund der unterschiedlichen Berechnungen der Schneedauer, zum einen aus der Schneehöhe bzw. aus dem Schneewasseräquivalent und zum anderen aus der Bodentemperatur, eine Verlegung des Grenzwertes nicht den gleichen Effekt hat.

Die Bedeutung der Festlegung des Grenzwertes s für die Schneehöhe kann stellvertretend für den ZAMG-Datensatz bei der Station Mattsee in Abb.49 veranschaulicht werden (für weitere stationsweise Grafiken von Schneehöhe gegen Spannweite der Bodentemperatur siehe Anhang auf Seite 65). Der minimal wählbare Grenzwert des ZAMG-Datensatzes liegt bei $s=0$ cm. Die relative Schneedauer lässt für die Schneehöhe oder für das Schneewasseräquivalent auch für höhere Grenzwerte ermitteln. Ob dies auch für

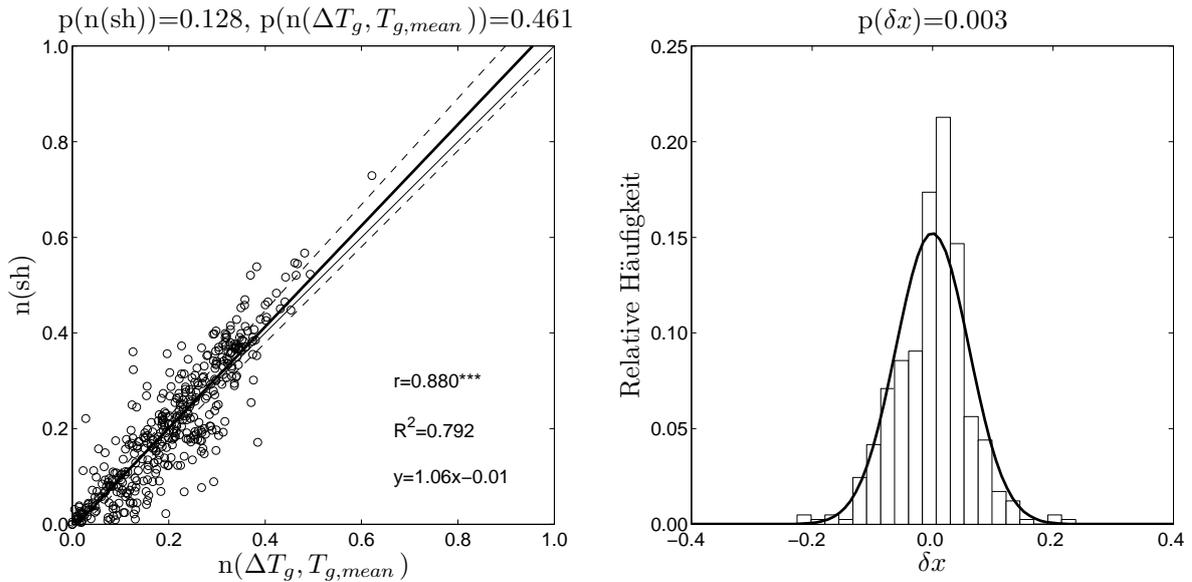


Abbildung 48: Wie Abb. 42 aber mit einer Intervallanzahl von 100.

die Ermittlung der Schneedauer aus der Bodentemperatur gilt, wird nachfolgend überprüft. Verschiedene Grenzwerte zwischen 0 und 30 cm sind in Abb. 49 in der Darstellung von Bodentemperaturspannweite und Schneehöhe für die Station Mattsee gezeigt. Wird beispielsweise der Grenzwert auf 10 cm festgelegt, so steigt die Anzahl der Fälle für 'kein Schnee' bei geringen Werten für ΔT_g . Bei einem Grenzwert von $s=30$ cm wird in diesem Fall offensichtlich, dass die Anzahl der Schnee-Ereignisse bei $\Delta T_g=0^\circ\text{C}$ viel geringer ausfällt als die durch die Grenzwertfestlegung entstandenen 'kein Schnee'-Ereignisse bei $\Delta T_g=0^\circ\text{C}$. Würde das Verfahren nun nur auf die Daten der Station Mattsee angewendet werden, so würde die Wahrscheinlichkeit für Schnee mit höher festgelegtem Grenzwert s sinken.

Für die Station Mattsee sind die Ergebnisse der relativen Schneedauer für die verschiedenen Grenzwerte in Abb. 49 für den Zeitraum 'ganze Jahre' sowie für den Zeitraum der Wintermonate DJF dargestellt. Mit höher werdendem Grenzwert s wird die beobachtete Schneedauer immer weniger vom Modell erkannt. Sowohl für den Zeitraum 'ganze Jahre' (Abb. 50 links) als auch für den Zeitraum der Wintermonate DJF (Abb. 50 rechts) zeigt sich, dass sich die Datenpunkte mit zunehmendem Schneehöhegrenzwert stärker in Richtung der Ordinate verlagern als die beobachtete Schneedauer abnimmt. Die Rangkorrelationskoeffizienten, welche jedoch keine Signifikanz aufweisen, nehmen ebenfalls mit steigendem s ab.

Insgesamt lässt sich am Beispiel der Station Mattsee erkennen, dass die Berechenbarkeit der Schneehöhe aus der Bodentemperatur sehr stark vom gewählten Grenzwert s abhängt. Je höher der Grenzwert festgelegt wird, desto weniger können die Schnee-Ereignisse aufgelöst werden.

Werden nun allerdings die Ergebnisse der relativen Schneedauer für die Station Mattsee für geringere Grenzwerte zwischen 0 und 10 cm betrachtet (Abb. 51), so zeigt sich, dass sich für den Grenzwert $s=2$ cm lediglich geringfügige Unterschiede zum bisher für alle ZAMG-Stationen verwendeten Grenzwert $s=0$ cm ergeben. Alle weiteren, in dieser Grafik dargestellten Grenzwerte weisen vor allem für die Wintermonate DJF im Mittel

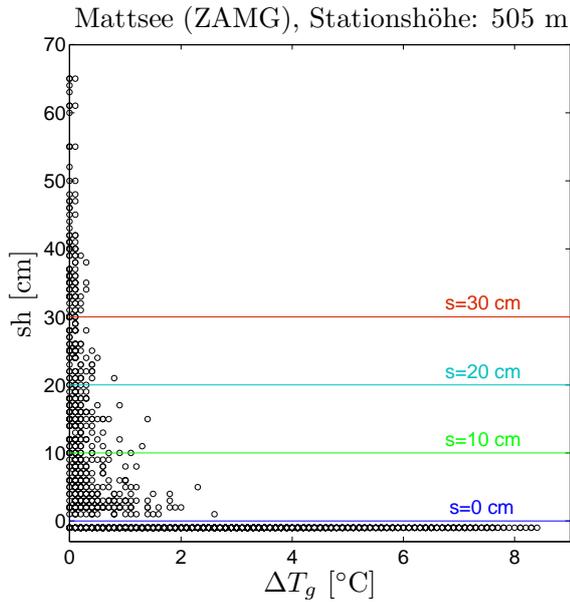


Abbildung 49: Schneehöhe und Spannweite der Bodentemperatur mit verschiedenen Grenzwerten für die Schneehöhe.

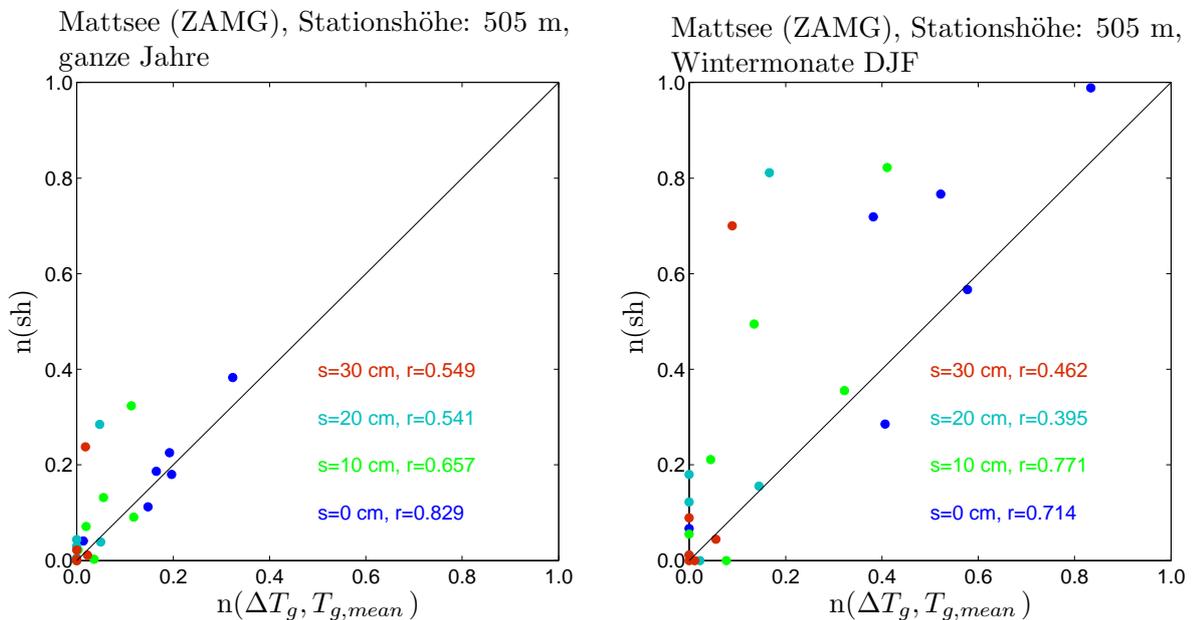


Abbildung 50: Modellierte gegen beobachtete relative Schneedauer für die Station Mattsee (ZAMG) für verschiedene Grenzwerte. Je Grenzwert ergeben sich sechs Datenpunkte für den entsprechenden Zeitraum. Links: für den Zeitraum 'ganze Jahre'. Rechts: für den Berechnungs- und Auswertzeitraum der Wintermonate DJF.

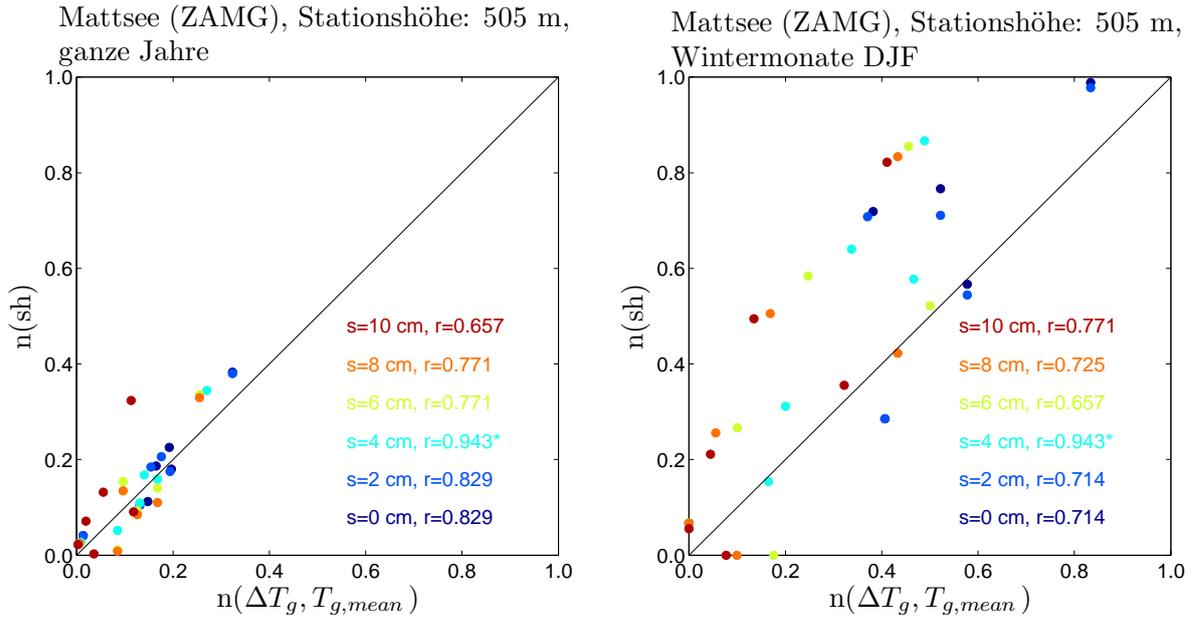


Abbildung 51: Wie Abb. 50 aber für Grenzwerte zwischen $s=0$ und 10 cm.

höhere Abweichungen von der 45°-Geraden auf.

Bei der Verwendung eines allgemeinen Schneekriteriums lässt sich dieser Effekt bei dem ZAMG-Datensatz aufgrund der hohen Variabilität der Bodentemperaturspannweite bei geringen Werten der Schneehöhe schlecht abschätzen. Generell kann jedoch analog zur Station Mattsee beobachtet werden, dass mit zunehmendem Grenzwert s die Berechenbarkeit der Schneedauer aus der Bodentemperatur abnimmt. Abbildungen 52 bis 56 veranschaulichen diesen Effekt. Für 53 ZAMG-Stationen werden für verschiedene Grenzwerte die relative Schneedauer sowohl mit individuellem als auch mit allgemeinem Schneekriterium ermittelt und verglichen. Die beiden Berechnungsarten des Schneekriteriums werden hier verglichen um zu überprüfen, dass die Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums auch für höhere Grenzwerte zuverlässigere Ergebnisse als das individuelle Schneekriterium liefert.

Abb. 52 zeigt die mit einem Grenzwert von 2 cm modellierte relative Schneedauer im Vergleich mit der beobachteten Schneedauer für denselben Grenzwert. Für die Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums (Abb. 52 rechts) zeigt sich, dass sich im Vergleich mit den Ergebnissen für $s=0$ cm (Abb. 23) immer noch relativ hohe Werte für r und R^2 erzielen lassen. Im Gegensatz dazu führt die Schneedauerbestimmung mittels des individuellen Schneekriteriums zu einer geringfügigen Verschlechterung.

Bereits für einen Grenzwert von $s=4$ cm (Abb. 53) lässt sich bei Verwendung des individuellen Kriteriums feststellen, dass die Schneedauer in vielen Fällen nicht mehr zuverlässig durch das Verfahren erkannt wird. Dahingegen lassen sich für die Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums auch in diesem Fall noch geeignete Schneedauerwerte erzielen.

Abbildungen 54 bis 56 zeigen, welche Auswirkungen eine weitere Anhebung des Grenzwertes auf die Schneedauerberechnung haben.

In Abb. 54 sind die Ergebnisse der Schneedauer für den Grenzwert $s=10$ cm dargestellt. Im Gegensatz zu den vorherigen Grafiken zeigt sich für diesen Grenzwert, dass die

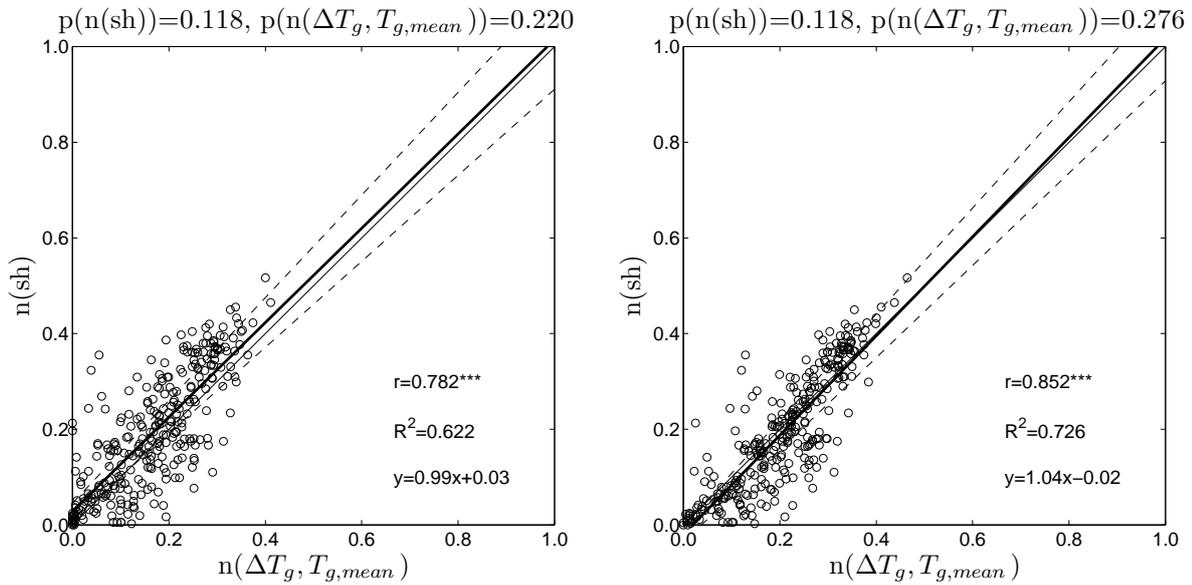


Abbildung 52: Modellierte und beobachtete Schneedauer bei einem Grenzwert von $s=2$ cm für 53 ZAMG-Stationen. Links: Berechnung der Schneedauer mit einem individuellen Schneekriterium. Rechts: Berechnung mit einem allgemeinen Schneekriterium.

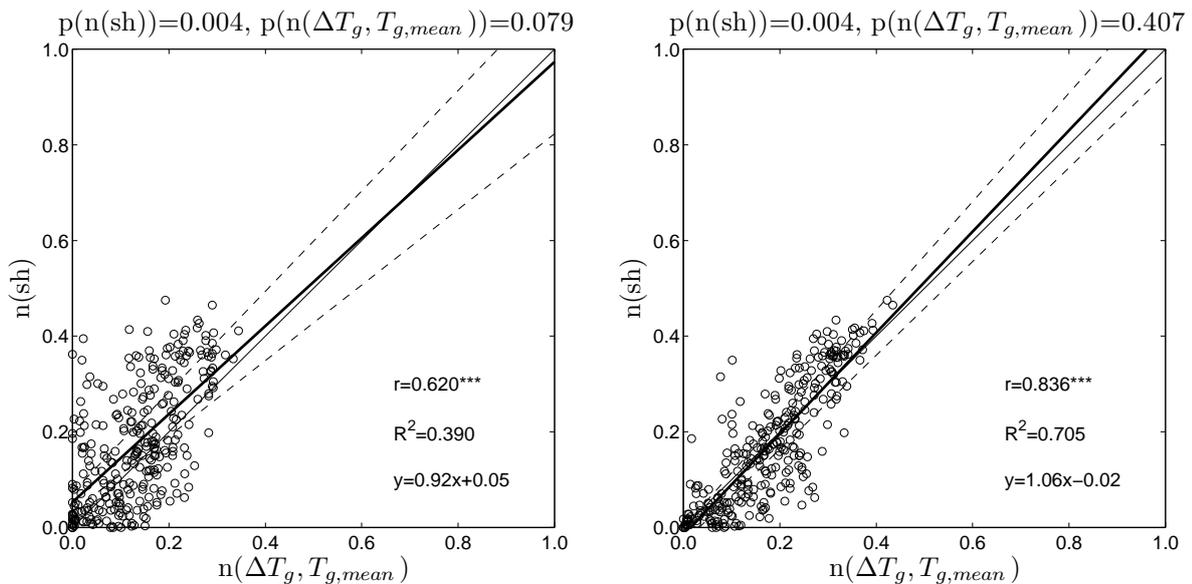


Abbildung 53: Wie Abb.52 jedoch mit einem Grenzwert von $s=4$ cm.

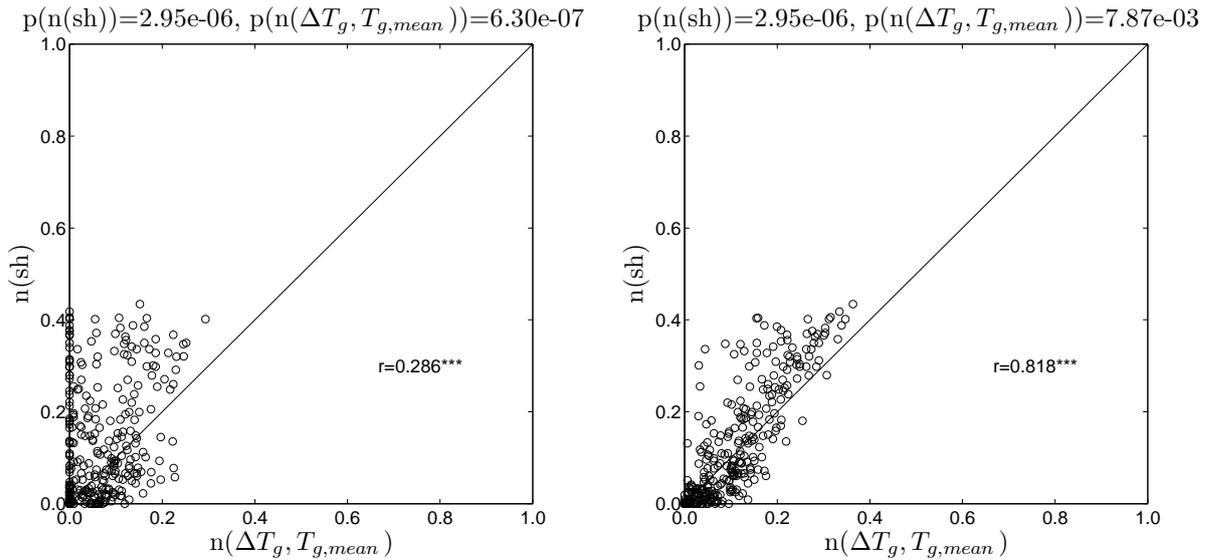


Abbildung 54: Wie Abb.52 jedoch mit einem Grenzwert von $s=10$ cm.

mittels des allgemeinen Schneekriteriums berechneten Schneedauerwerte im Gegensatz zum individuellen Schneekriterium immer noch einen hohen Rangkorrelationskoeffizienten aufweisen. Für niedrige Werte der Schneedauer wird die beobachtete Schneedauer vom Modell allerdings im Mittel überschätzt.

Für den Grenzwert von $s=20$ cm (Abb.55) lässt sich ein ähnliches Ergebnis wie für den Grenzwert von 10 cm feststellen. Die Schneedauer wird allerdings bei $s=20$ cm immer weniger zuverlässig erkannt.

Für die Festlegung des Grenzwertes auf $s=30$ cm (Abb.56) ergibt sich wiederum ein schlechteres Ergebnis als für $s=20$ cm. Dies bestätigt die Ergebnisse, die sich bereits für die einzelne Station Mattsee ergeben haben. Weiters zeigt sich, dass der Vorteil der Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums nicht von dem festgelegten Grenzwert der Schneehöhe abhängt.

Insgesamt lässt sich für den ZAMG-Datensatz feststellen, dass mit höher werdendem Grenzwert die Berechenbarkeit der Schneedauer sinkt. Der Grund dafür ist, dass mit zunehmendem Grenzwert, die Anzahl der 'kein Schnee'-Ereignisse bei $\Delta T_g=0^\circ\text{C}$ steigt, wodurch die Wahrscheinlichkeit für Schnee sinkt. Das hier verwendete Verfahren hängt nicht vom absoluten Wert der Schneewahrscheinlichkeit ab. Es genügt, dass die Wahrscheinlichkeit für eine bestimmte Intervallkombination für ΔT_g und $T_{g,mean}$ höher ist als für andere Intervallkombinationen. Folglich führt ein zu hoch festgelegter Grenzwert für die Schneehöhe dazu, dass nur noch eine Intervallkombination als Schneekriterium übrig bleibt. Auch wenn die Wahrscheinlichkeit für Schnee mit höher festgelegtem Grenzwert abnimmt und beispielsweise nur noch 10% beträgt, wird diese Intervallkombination weiterhin als Schneekriterium ausgewiesen. Dadurch ergibt sich allerdings eine hohe Anzahl an 'false alarms', was sich dann darin äußert, dass die Mehrheit der Datenpunkte in der Darstellung von $n(sh)$ gegen $n(\Delta T_g, T_{g,mean})$ unterhalb der 45°-Geraden liegen und die Schneedauer nicht mehr zuverlässig erfasst werden kann.

Um optimale Ergebnisse zu erhalten, sollte ein Schneehöhegrenzwert unter 4 cm gewählt werden.

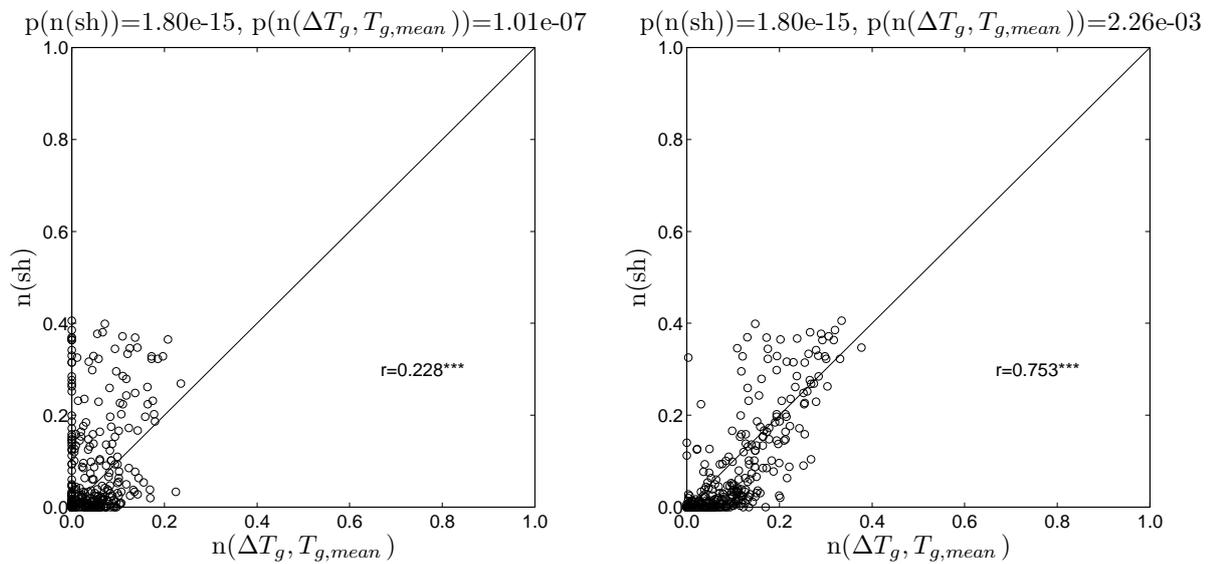


Abbildung 55: Wie Abb. 52 jedoch mit einem Grenzwert von $s=20$ cm.

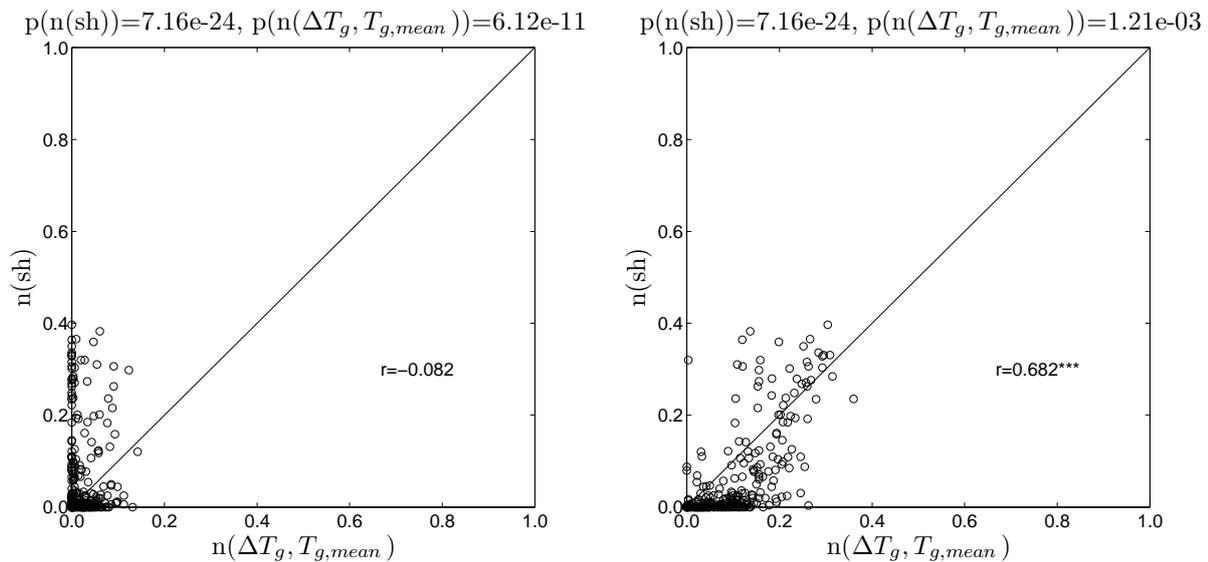


Abbildung 56: Wie Abb. 52 jedoch mit einem Grenzwert von $s=30$ cm.

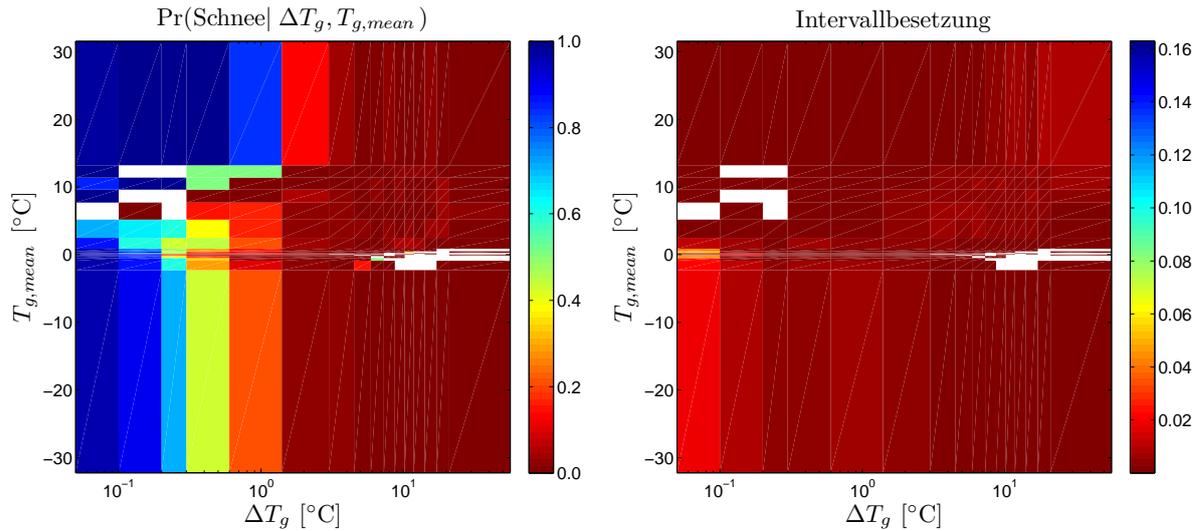


Abbildung 57: Links: Bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee für eine Auswahl an 19 SLF-Stationen, die einen Schneehöhegrenzwert kleiner oder gleich 25 cm aufweisen. Der Berechnungszeitraum umfasst 'ganze Jahre'. Die Ermittlung des Schneekriteriums erfolgt mit dem Grenzwert von $s=25$ cm. Rechts: Intervallbesetzung relativ zur Gesamtzahl der vorkommenden Werte für die bedingte Wahrscheinlichkeit der linken Grafik.

5.1.6 Ergebnisse für den schweizerischen Datensatz

Die SLF-Stationen weisen eine höhere Stationslage auf, wodurch sich bereits bei der Berechnung für 'ganze Jahre' ein relativ hoher Wert für die Schneedauer ergibt. Daher werden als kürzerer Berechnungszeitraum nicht die Wintermonate sondern die Sommermonate Juni, Juli und August (JJA) bzw. das Sommerhalbjahr Mai bis Oktober (MJJASO) gewählt.

Weiters liegen aufgrund des automatischen Messverfahrens der Schneehöhe je Station unterschiedliche minimale Schneehöhegrenzwerte vor, die von $s=10$ cm bis $s=100$ cm reichen (siehe Anhang auf Seite 65). Für die Berechnung der Schneedauer mittels des allgemeinen Schneekriteriums wird ein gemeinsamer Grenzwert s benötigt. Um die Differenz der Grenzwerte nicht allzu groß zu wählen und dennoch eine genügend hohe Anzahl an Stationen für die Auswertung zu erhalten, werden zur Berechnung der Schneedauer jene Stationen verwendet, die einen Grenzwert kleiner gleich 25 cm aufweisen. In diese Kategorie fallen 19 Stationen der 30 Stationen.

In Abb.57 ist die bedingte Wahrscheinlichkeit sowie die Intervallbesetzung für die Auswahl der 19 SLF-Stationen für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' dargestellt. Es zeigt sich, dass die Tagesmitteltemperatur des Bodens im Gegensatz zur bedingten Wahrscheinlichkeit für die ZAMG-Stationen (Abb.14) niedrigere Temperaturen bei Schneelage aufweist.

Abb.58 zeigt die mit dem allgemeinen Schneekriterium berechnete Schneedauer für die 19 SLF-Stationen. Obwohl die Regressionsgerade von der 45°-Geraden abweicht, ist dennoch zu erkennen, dass die Schneedauer in vielen Fällen recht gut mit der beobachteten Schneedauer übereinstimmt.

Wird der kürzere Zeitraum des Sommerhalbjahres (MJJASO) betrachtet (Abb. 59), so lässt sich feststellen, dass die tatsächlich eingetretene Schneedauer in einigen Fällen

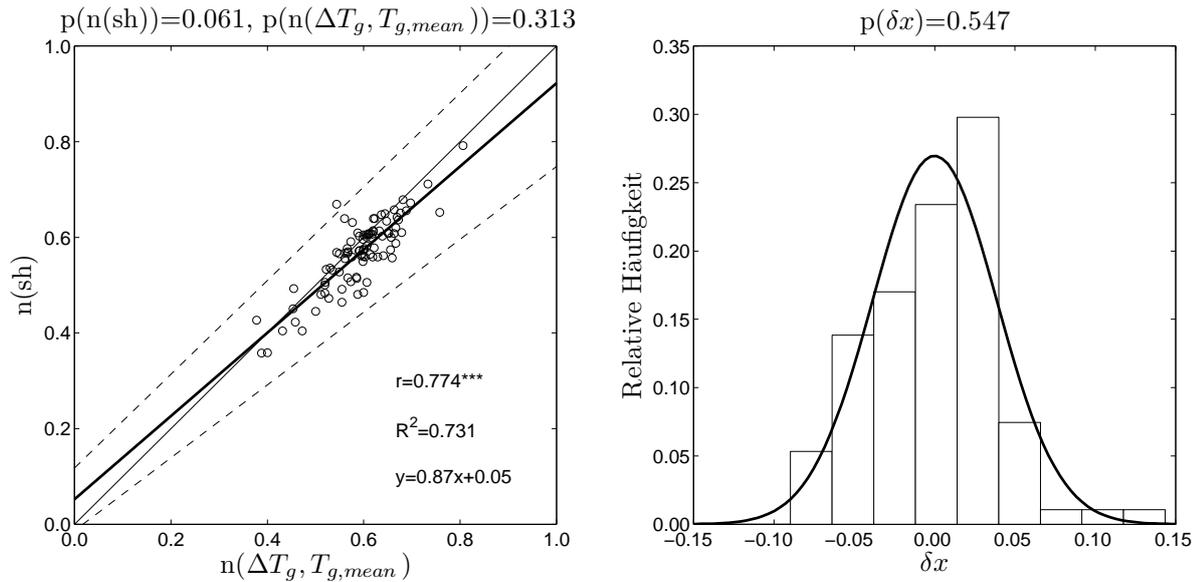


Abbildung 58: Beobachtete gegen modellierte Schneedauer für die IMIS-Stationen des SLF mit einem Grenzwert von $s=25$ cm für eine Auswahl an 19 Stationen. Die Ermittlung der Schneedauer erfolgt für den Zeitraum 'ganze Jahre'. Zur Berechnung der Schneedauer wurde ein allgemeines Schneekriterium verwendet.

erfolgreich erkannt wird.

Wenn anstelle des Berechnungszeitraumes 'ganze Jahre' nun lediglich der verkürzte Zeitraum MJJASO verwendet wird (Abb. 60), so zeigt sich ein ähnliches Ergebnis. Auch wenn die Regressionsgerade in beiden Fällen relativ stark von der 45°-Geraden abweicht, liefert das allgemeine Schneekriterium geeignete Ergebnisse für die Schneedauer. Dies muss vor allem im Zusammenhang mit dem einheitlich für die 19 Stationen gewählten Grenzwert der Schneehöhe gesehen werden. Für manche der Stationen liegt der Grenzwert von $s=25$ cm 5 bis 10 cm über dem minimal wählbaren Grenzwert der Schneehöhe, der optimale Ergebnisse liefert. Die Abnahme der Berechenbarkeit der Schneedauer mit höher werdendem Grenzwert s wirkt sich in der Auswertung der schweizerischen Daten nicht so stark aus wie bei den ZAMG-Daten, da die SLF-Stationen im Mittel eine höhere Schneehöhe aufweisen.

Bei der Betrachtung der Sommermonate JJA (Abb. 61), zeigt sich für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre', dass die beobachtete Schneedauer im Mittel gut getroffen wird, auch wenn die Regressionsgerade wiederum stark von der 45°-Geraden abweicht.

Für den Auswertezeitraum JJA ergibt sich allerdings mit dem Berechnungszeitraum JJA ein nicht zufriedenstellendes Ergebnis (Abb. 62). Einige der Schnee-Ereignisse werden nicht erkannt.

Die in Abb. 63 dargestellten Kontingenztabelle beziehen sich auf die Abbildungen 58 bis 62. Es zeigt sich, dass die Kategorien 'misses' und 'false alarms' bei allen Kontingenztabelle eine niedrige relative Anzahl aufweisen. In den meisten Fällen wird die beobachtete Schneedauer vom Modell im Mittel überschätzt.

Im Gegensatz zur Verwendung des allgemeinen Schneekriteriums, können bei der Anwendung des individuellen Kriteriums wieder alle 30 SLF-Stationen in die Auswertung mit einbezogen werden. Dabei werden für die Berechnung der bedingten Wahrscheinlich-

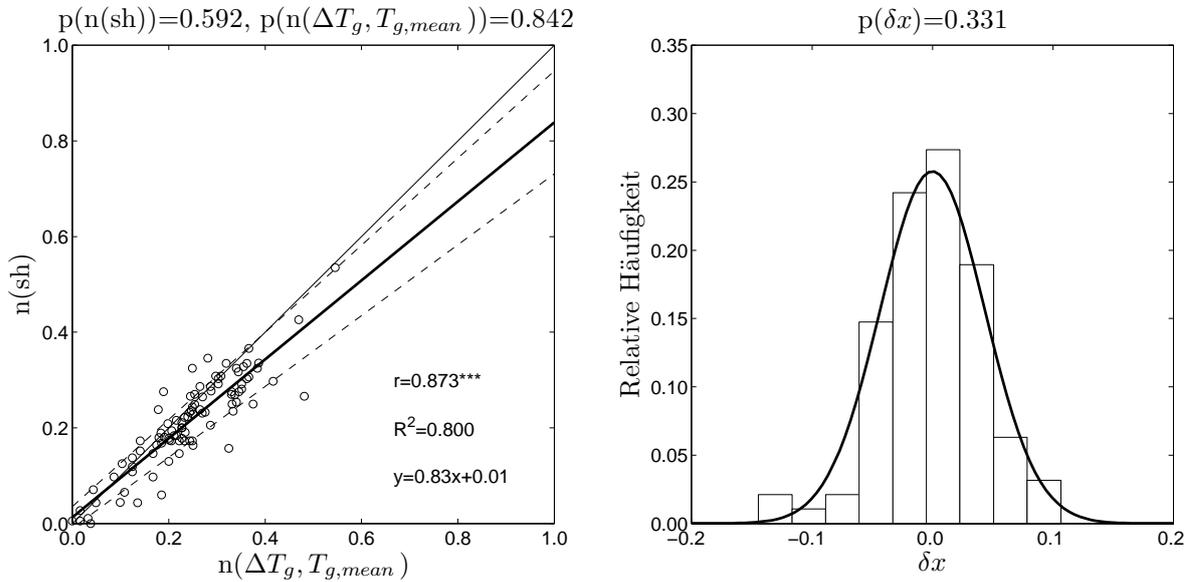


Abbildung 59: Wie Abb. 58 aber für die Sommermonate MJJASO mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

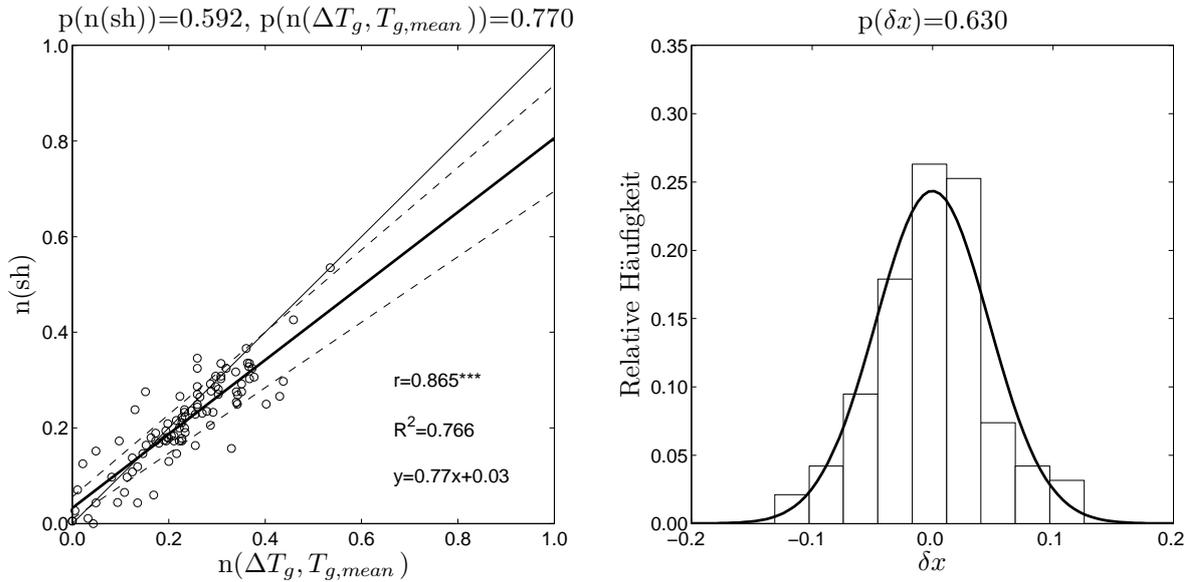


Abbildung 60: Wie Abb. 58 aber für die Sommermonate MJJASO mit dem Berechnungszeitraum MJJASO.

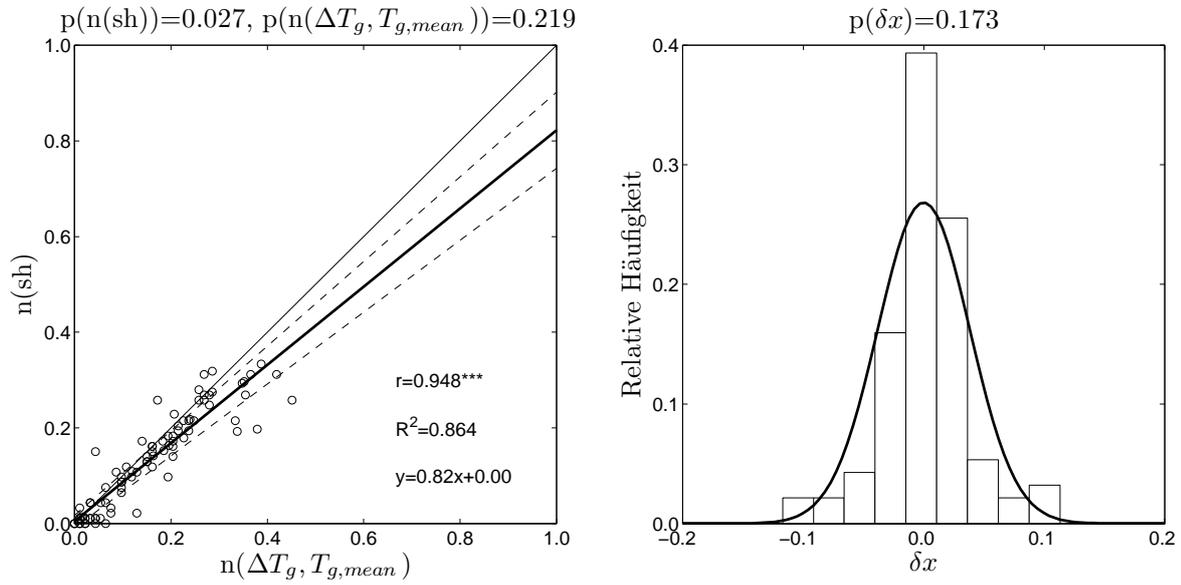


Abbildung 61: Wie Abb. 58 aber für die Sommermonate JJA mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

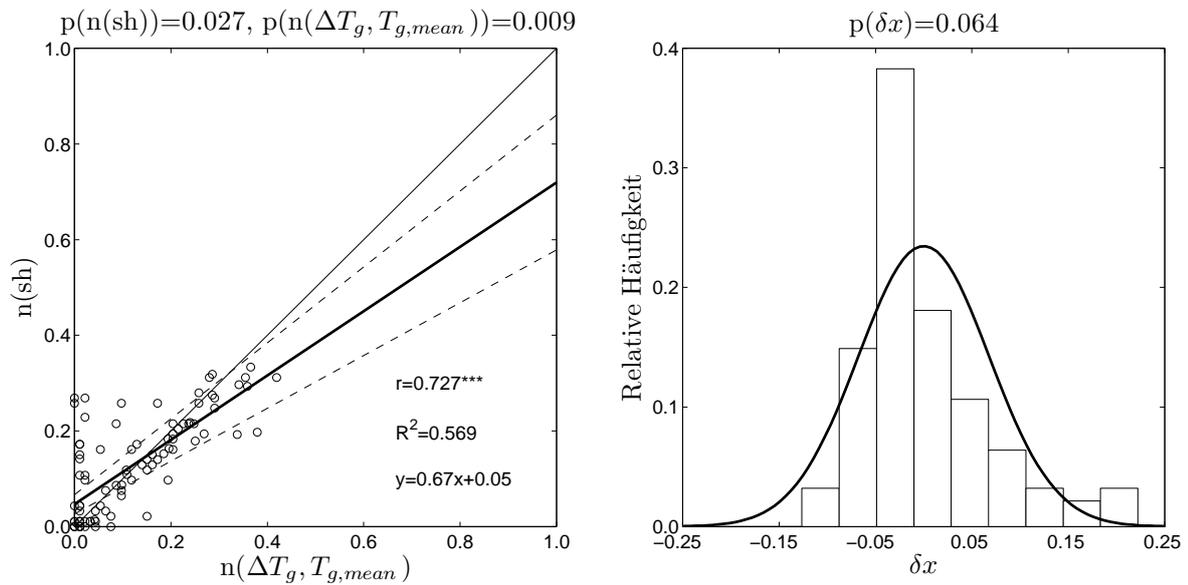


Abbildung 62: Wie Abb. 58 aber für die Sommermonate JJA mit dem Berechnungszeitraum JJA.

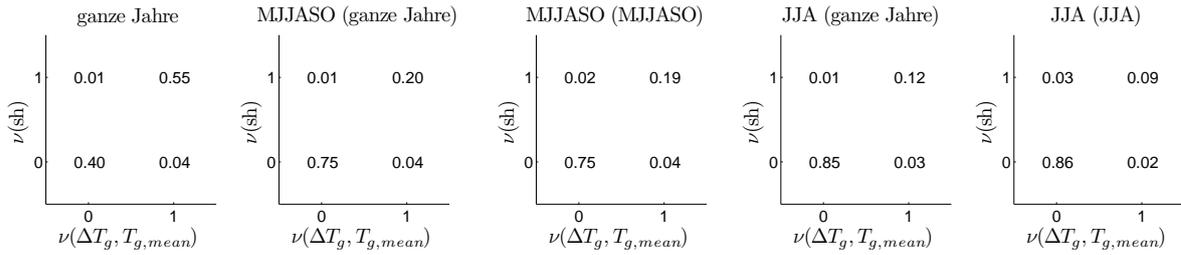


Abbildung 63: Kontingenztabelle für die modellierten Schneetage $\nu(\Delta T_g, T_{g,mean})$ und die tatsächlich aufgetretenen Schneetage $\nu(sh)$ im jeweiligen Auswertezeitraum für die entsprechenden Berechnungszeiträume. Die Ermittlung der Kategorien erfolgt aus den Daten aller verwendeten Stationen für alle Auswerteziträume im Anwendungszeitraum 2007-2011. Für die Berechnung der Schneetage wird das allgemeine Schneekriterium für die Auswahl der 19 SLF-Stationen verwendet.

keit und für den Vergleich von $n(sh)$ und $n(\Delta T_g, T_{g,mean})$ stationsspezifische Grenzwerte verwendet.

Abb.64 zeigt die unter Verwendung des individuellen Schneekriteriums berechnete relative Schneedauer für den Zeitraum der ganzen Jahre. Die Schneedauerwerte, welche sich aus der Schneehöhe ergeben, sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha=0.001$ gerade nicht mehr normalverteilt, weshalb keine Regressionsgerade berechnet wurde. Die modellierte Schneedauer stimmt in diesem Fall dennoch in den meisten Fällen gut mit der beobachteten Schneedauer überein. Es ergibt sich ein höchstsignifikanter Rangkorrelationskoeffizient von $r=0.818$.

Werden wiederum die Sommermonate MJJASO für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' betrachtet (Abb.65), so ergeben sich höhere Werte für die statistischen Parameter, als bei der Verwendung des allgemeinen Kriteriums, auch wenn sich die Anzahl der Stationen unterscheidet.

Bei anschließender Betrachtung des Ergebnisses der Sommermonate MJJASO, welches sich allein aus den Werten der Monate MJJASO ergibt (Abb.66), kann festgestellt werden, dass die beobachtete Schneedauer in den meisten Fällen gut erkannt wird. Wiederum zeichnet sich im Mittel eine Überschätzung der eingetretenen Schneedauer ab.

Wird nun die Schneedauer für den kurzen Zeitraum der Sommermonate JJA für den Berechnungszeitraum 'ganze Jahre' berechnet (Abb.67), ergibt sich ein relativ hoher Korrelationskoeffizient. Die Schneedauerberechnung liefert zuverlässige Ergebnisse, was sich teilweise auch auf die hohe Anzahl der 'kein Schnee'-Ereignisse in den drei Sommermonaten zurückführen lässt.

Ein ähnliches Ergebnis für den Auswertezeitraum JJA liefert der Berechnungszeitraum JJA (Abb.68).

Abb.69 zeigt die Kontingenztabelle für die Abbildungen 64 bis 68. Es zeigt sich, dass die beiden Kategorien 'misses' und 'false alarms' wie auch in Abb.63 für das allgemeine Schneekriterium in den meisten Fällen eine geringe Anzahl aufweisen. Auch wenn für die Kontingenztabelle in Abb.63 lediglich 19 der 30 Stationen verwendet werden konnten zeigt sich in beiden Fällen im Mittel eine Überschätzung der eingetretenen Schneetage.

Insgesamt zeigt sich für den SLF-Datensatz, dass die Verwendung eines allgemeinen Schneekriteriums mit Hilfe eines einheitlich festgelegten Grenzwertes möglich ist.

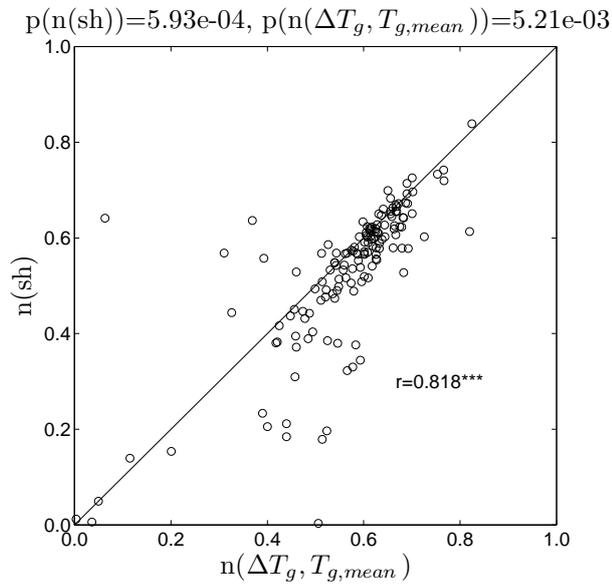


Abbildung 64: Wie Abb. 58 aber für alle SLF-Stationen, wobei die individuellen Schneekriterien mittels der stationsspezifischen Grenzwerte der Schneehöhe berechnet wurden.

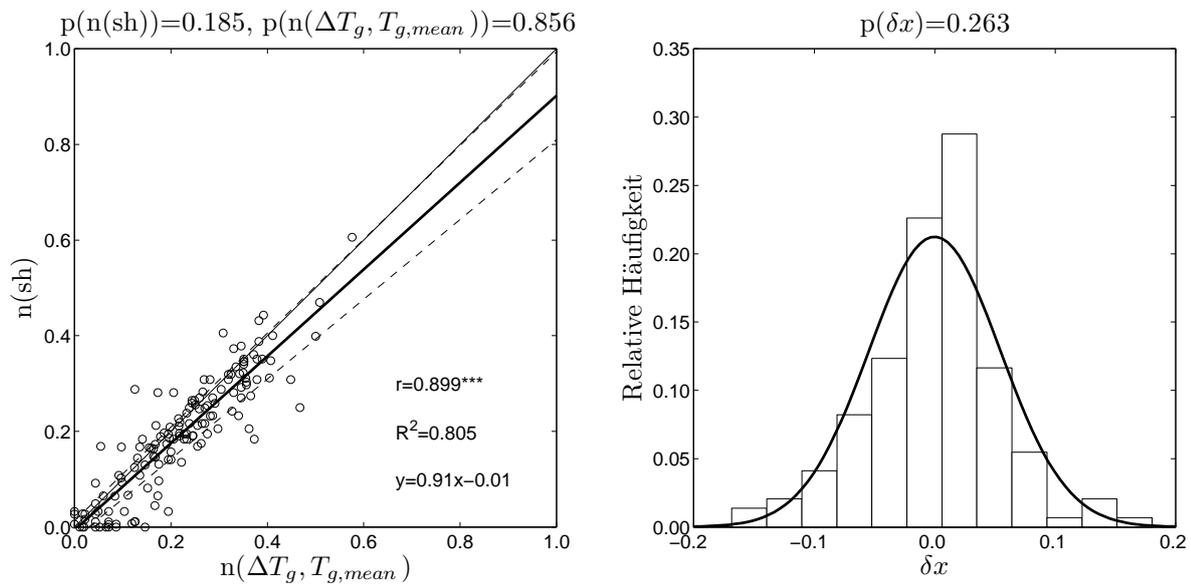


Abbildung 65: Wie Abb. 64 aber für die Sommermonate MJJASO mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

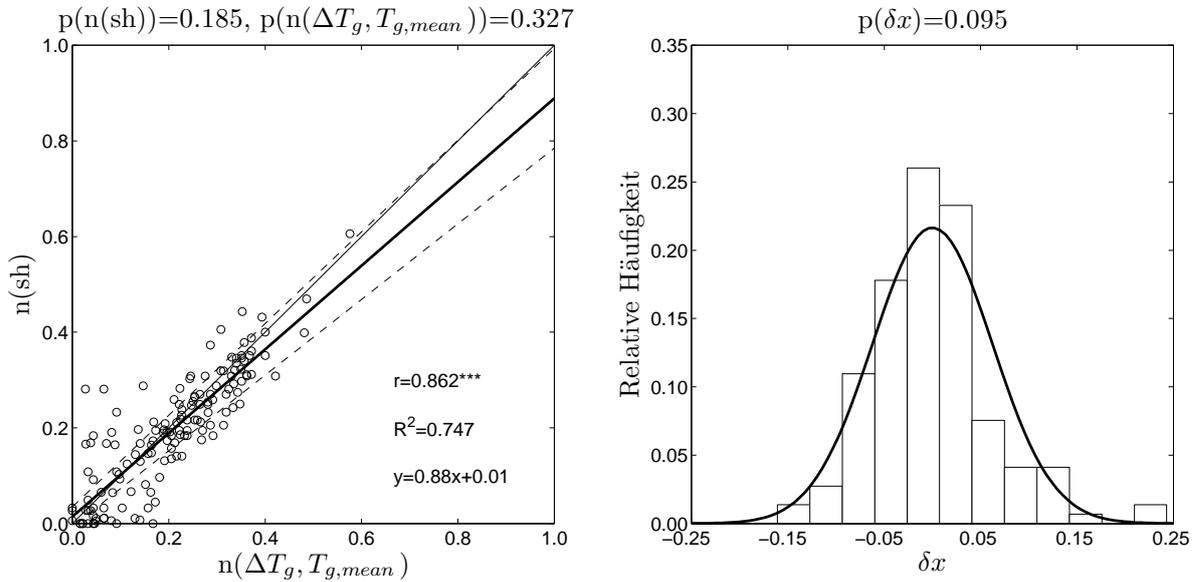


Abbildung 66: Wie Abb.64 aber für die Sommermonate MJJASO mit dem Berechnungszeitraum MJJASO.

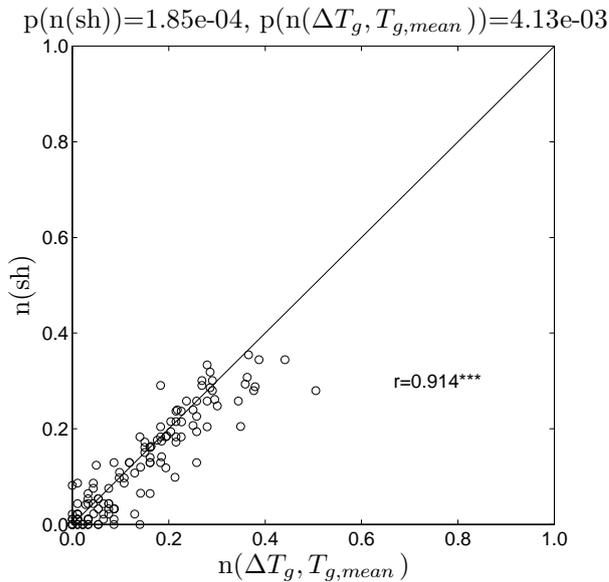


Abbildung 67: Wie Abb.64 aber für die Sommermonate JJA mit dem Berechnungszeitraum 'ganze Jahre'.

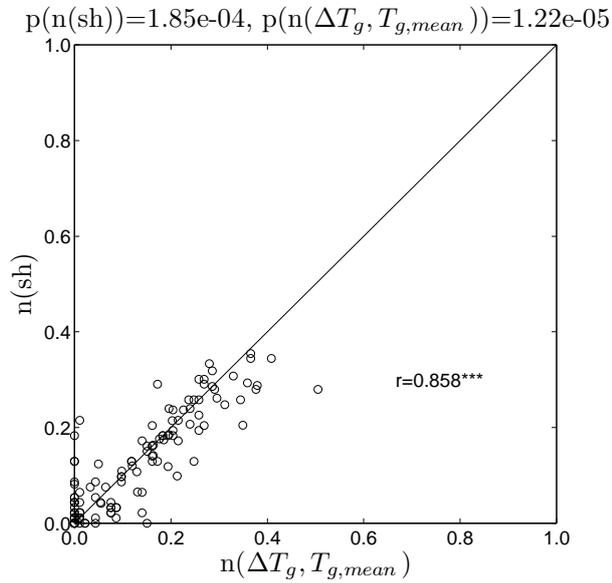


Abbildung 68: Wie Abb.64 aber für die Sommermonate JJA mit dem Berechnungszeitraum JJA.

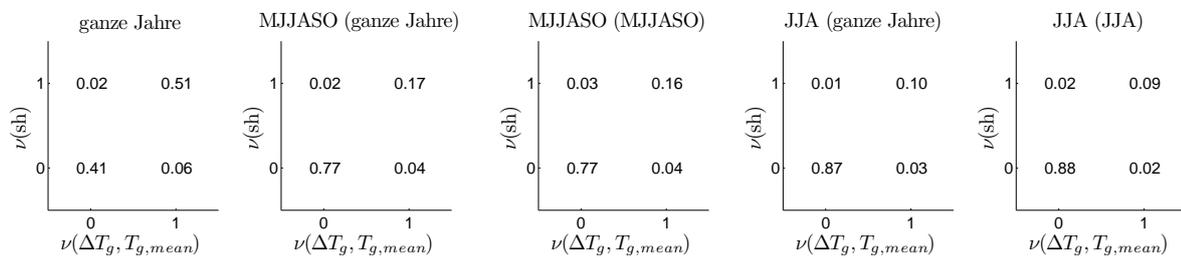


Abbildung 69: Wie Abb.63 aber für die Verwendung eines individuellen Schneekriteriums mit stationsweisen Grenzwerten für die Schneehöhe.

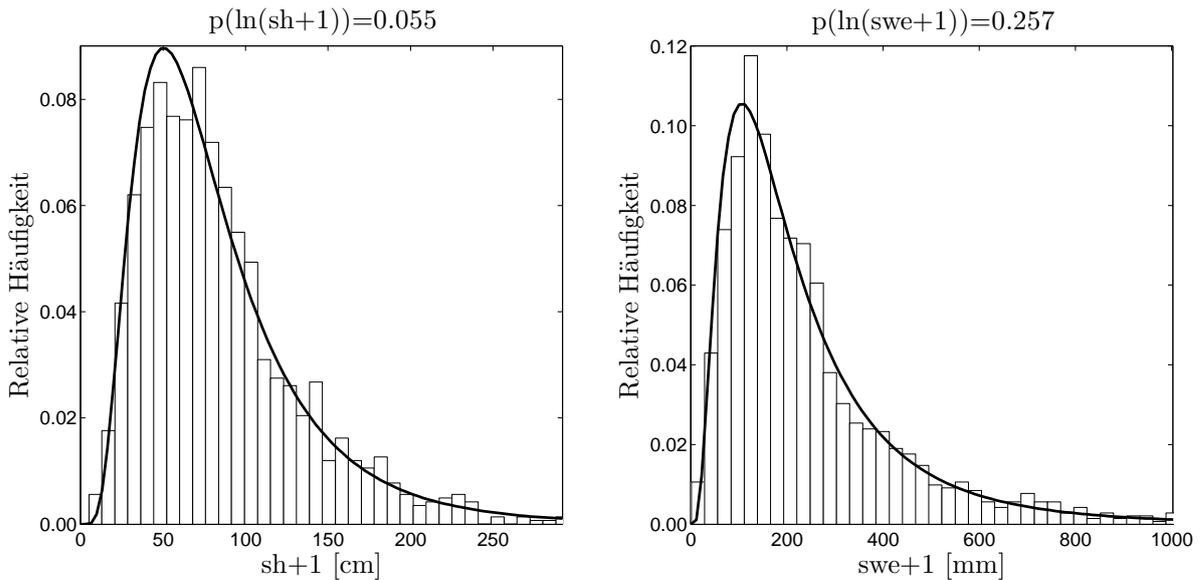


Abbildung 70: Histogramme der Schneehöhe sh (links) und des Schneewasseräquivalents swe (rechts) für den Datensatz des SLF sowie die dazu gehörigen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der idealisierten Lognormalverteilungen.

Allerdings können für diesen Zweck nur jene Stationen verwendet werden, die einen annähernd ähnlichen Grenzwert für die Schneehöhe aufweisen, da sonst das Verfahren die Schneedauer teilweise nicht richtig auflösen kann, wie es für die ZAMG-Stationen festgestellt wurde. Durch die eingeschränkte Verwendbarkeit des allgemeinen Schneekriteriums bietet die Anwendung des individuellen Schneekriteriums in diesem Fall einen Vorteil.

Demnach zeigt sich, dass die Wahl zwischen der Verwendung von allgemeinem und individuellem Schneekriterium von den Eigenschaften des jeweiligen Datensatzes abhängig ist und nicht von vorn herein festgelegt werden kann.

5.2 Schneehöhe und Schneewasseräquivalent

Die Werte für das Schneewasseräquivalent und die dazugehörige Schneehöhe liegen in zweiwöchentlichen Messintervallen vor. Da für die Berechnung der Schneedauer tägliche Werte benötigt werden, ist eine Berechnung der Schneedauer für diese beiden Datensätze des SLF und des HZB nicht möglich. Dennoch lässt sich ein Zusammenhang zwischen gewähltem Grenzwert für die Berechnung der Schneedauer und der Vergleichbarkeit der Ergebnisse erkennen. Eine Äquivalenz der aus beiden Größen berechneten Werte der Schneedauer ist lediglich für die Grenzwerte von $sh=0$ cm und $swe=0$ mm gegeben. Ist für eine Fragestellung die Verwendung eines Grenzwertes größer null erforderlich, so müssen die Grenzwerte aufeinander abgestimmt werden. Schneehöhe und Schneewasseräquivalent weisen beide eine Lognormalverteilung auf, was auch in Jonas et al. (2009) beschrieben wird. Dies bedeutet, dass $\ln(sh)$ bzw. $\ln(swe)$ normalverteilt sind. Die Histogramme für sh und swe sind in Abb.70 und Abb.72 für den jeweiligen Datensatz dargestellt. Um die Daten durch Logarithmieren in eine Normalverteilung überführen zu können wird ein konstanter Wert, in diesem Fall eins, zu den Daten dazu addiert (Sachs, 1992).

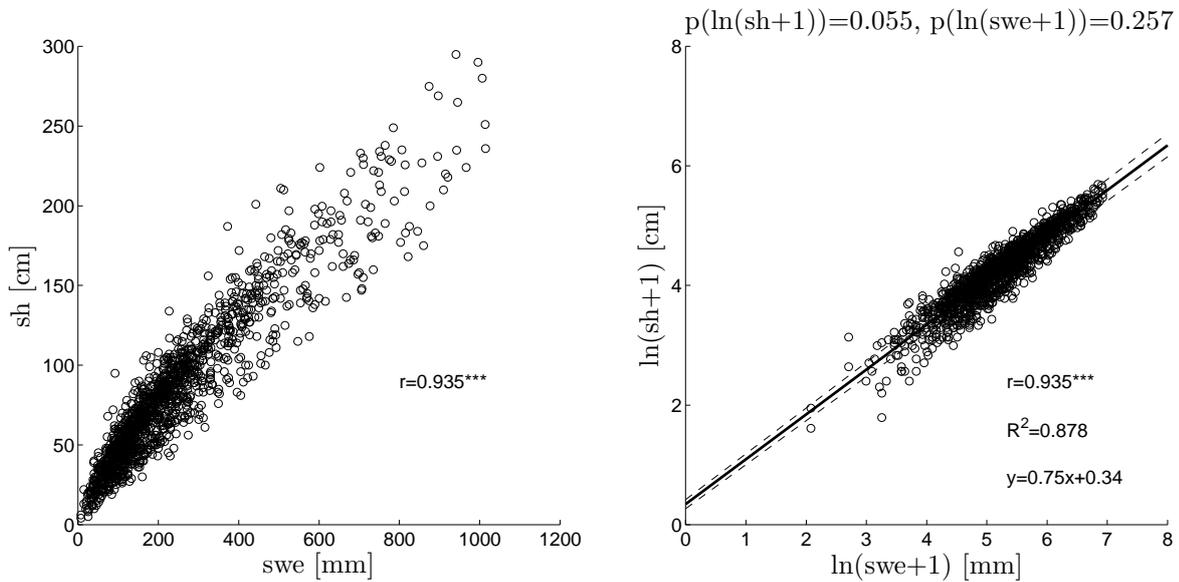


Abbildung 71: Zusammenhang zwischen Schneehöhe und Schneewasseräquivalent für die Beobachter-Stationen des SLF. Links: Darstellung der nicht transformierten Größen. Rechts: Logarithmisch transformierte Größen.

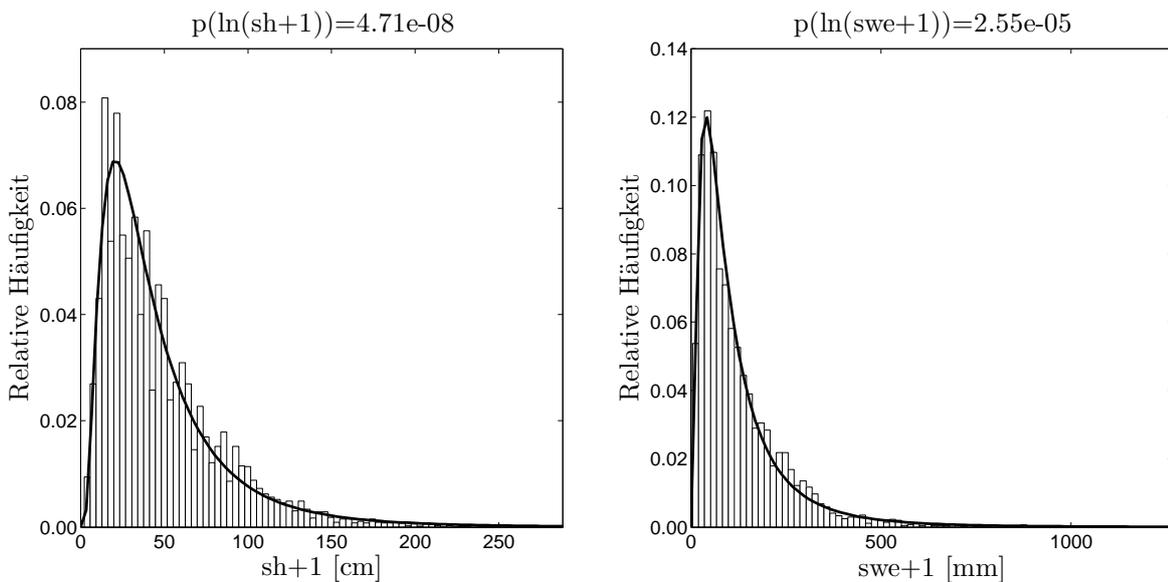


Abbildung 72: Wie Abb. 70 aber für den Datensatz des HZB.

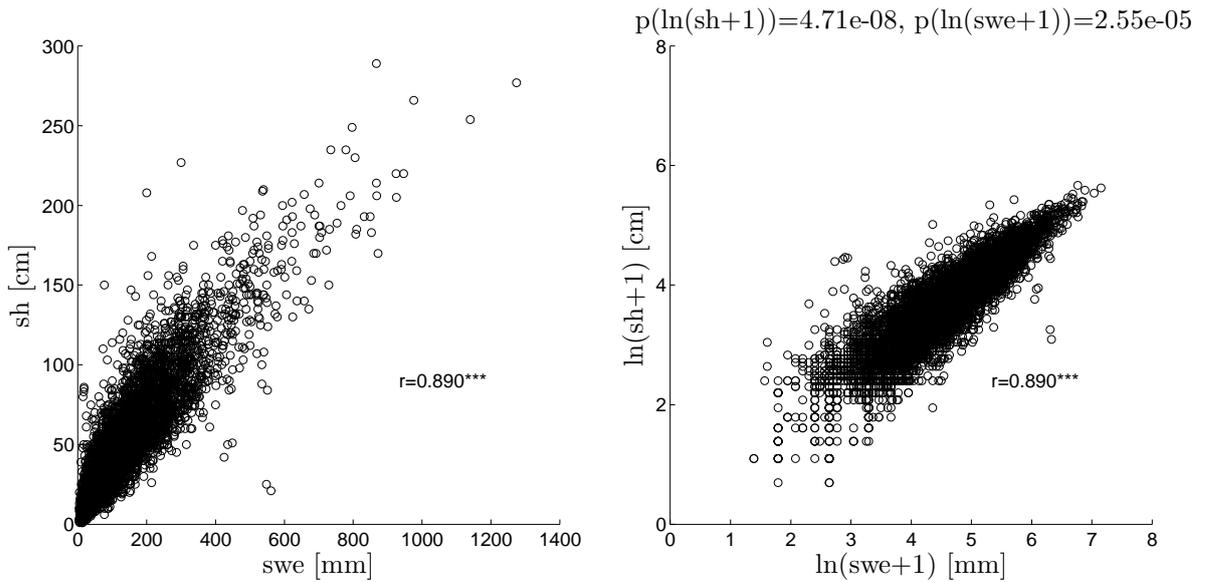


Abbildung 73: Wie Abb.71 aber für die Stationen des HZB.

In Abb.71 und Abb.73 sind Schneehöhe und Schneewasseräquivalent für den jeweiligen Datensatz gegeneinander dargestellt. Bei der Darstellung der nicht transformierten Größen (Abb.71 links und Abb.73 links) zeigt sich, dass mit zunehmenden Werten von sh und swe die Daten stärker streuen. Eine ungleichmäßige Verteilung der Varianz der Daten wird als Heteroskedastizität bezeichnet. Sie kommt durch die Verdichtung des Schnees zustande (Jonas et al., 2009). Es folgt somit, dass der jeweils untere Wertebereich von sh und swe , in dem die Streuung noch relativ gering ausfällt, am ehesten für einen Vergleich von $n(sh)$ mit $n(swe)$ geeignet ist. Für das Berechnen einer Regressionsgeraden müssen die Variablen bestimmte Voraussetzungen erfüllen. Dazu zählt, dass die Daten eine Normalverteilung sowie eine gleichmäßige Varianz aufweisen müssen (Sachs, 1992). Aus diesem Grund wird eine Regressionsgerade lediglich für die log-transformierten Daten, die eine Normalverteilung aufweisen, eingezeichnet (Abb.71 rechts). Durch die log-Transformation konnte die Ungleichmäßigkeit der Varianz für die Daten des SLF verringert werden. Dahingegen weisen die Daten des HZB auch nach der Transformation eine starke Abweichung von einer Homoskedastizität auf.

6 Diskussion

Die Auswirkung von saisonalem Schnee auf die Bodentemperatur sowie der Zusammenhang zwischen Schneehöhe und Schneewasseräquivalent werden vielfach untersucht. In der Klimaforschung werden Bohrkerne analysiert um das Klima in der Erdgeschichte zu rekonstruieren. Dazu werden beispielsweise Modelle der Bodentemperatur erstellt um den Einfluss von Schnee auf die Jahresmitteltemperatur des Bodens zu untersuchen (Goodrich, 1982; Bartlett et al., 2004). Dabei ist insbesondere auch die Untersuchung des Effekts von Schnee auf Permafrostböden eine wichtige Anwendung der Bodentemperaturmodelle. Diskontinuierlicher Permafrost kommt nicht nur in den hohen Breiten sondern auch in Hochgebirgen, wie den Alpen, vor und weist aufgrund der Gebirgslage zum Teil andere Eigenschaften als Permafrost in der Ebene auf. Anhand der Temperatur unterhalb der Schneedecke kann auf das Vorhandensein von Permafrost geschlossen werden (Hoelzle et al., 1999). Untersuchungen zu Permafrostböden finden in der Klimaforschung Anwendung, da mit dem Auftauen solcher Böden treibhauseffektive Gase wie Kohlendioxid oder auch Methan freigesetzt werden können. Das Auftauen von Permafrost kann auch zu einer orographischen Veränderung wie einem Murenabgang, Hangrutsch oder Felsabbruch führen, da das gefrorene Eis teilweise als Bindemittel fungiert (Gruber und Hoelzle, 2001). Aus diesem Grund sind Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrostböden sowie deren Eigenschaften und der Interaktion mit Schneebedeckung Gegenstand der Forschung (Ishikawa, 2003; Wania et al., 2009, Putkonen und Roe, 2003; Keller et al., 1998; Gruber und Hoelzle, 2001; Harris et al., 2003; Zhang, 2005). Da ein paar Stationen der in dieser Arbeit analysierten österreichischen und schweizerischen Datensätze Stationshöhen aufweisen, in denen Permafrost vorkommen kann, ist es von Bedeutung festzustellen welche Auswirkungen Permafrost möglicherweise auf das Verfahren zur Schneedauerberechnung aus der Bodentemperatur hat. Daher wird an dieser Stelle insbesondere auf Literatur zu Permafrostböden eingegangen.

Die Darstellungen der bedingten Wahrscheinlichkeit für Schnee bei gegebener täglicher Bodentemperaturspannweite und bei gegebener Tagesmitteltemperatur des Bodens zeigt sowohl für den österreichischen als auch für den schweizerischen Datensatz, dass Permafrost möglich sind, da Tagesmitteltemperaturen von unter -3°C vorkommen, was nach Hoelzle et al. (1999) auf dauerhaft gefrorenen Boden hinweist. Die im Mittel höher gelegenen schweizerischen Stationen weisen im Vergleich mit den österreichischen Stationen eine häufigere Unterschreitung der -3°C auf. Dabei wird offensichtlich, dass selbst bei auftretendem Permafrost hauptsächlich die Bodentemperaturspannweite ausschlaggebend für das Erkennen von Schnee mittels der Bodentemperatur ist. Das Vorhandensein von Permafrost hat somit nur einen geringen Einfluss auf die hier vorgestellte Methode. Dies geht auch aus der stationsweisen Darstellung von Schneehöhe gegen Bodentemperaturspannweite hervor, da sich keine wesentlichen Unterschiede zwischen hoch- und niedrig gelegenen Stationen feststellen lassen.

Neben der Auswirkung einer isolierenden Schneedecke auf die Bodentemperatur von Permafrostböden wurde auch die Auswirkung von Regenereignissen auf schneebedeckten Permafrostboden, welche als rain-on-snow (ROS)-Ereignisse bezeichnet werden, untersucht (Putkonen und Roe, 2003). Das versickernde Regenwasser sammelt sich an der Bodenoberfläche und führt dort durch das Gefrieren zur Freisetzung von Energie. Dadurch kommt es zum kurzzeitigen Anstieg der Bodenoberflächentemperatur. ROS-Ereignisse

treten selten und vorwiegend in maritim beeinflussten, schneebedeckten Gebieten nördlicher Breite auf, in denen energiereiche Luftmassen vom Meer kommend zu einem flüssigen Niederschlag über dem Festland führen. Auch wenn solche Ereignisse in den in dieser Arbeit analysierten Datensätzen keine Rolle spielen, wäre es von Vorteil eine Beeinflussung des Verfahrens durch ROS-Ereignisse ausschließen zu können, für den Fall, dass das Verfahren auf andere Gebiete als den Alpenraum angewendet wird.

In Bartlett et al. (2004) konnte gezeigt werden, dass der Zeitpunkt des Aufbaus der Schneedecke, die maximale Schneehöhe und die Schneedauer einen Einfluss auf die Jahresmitteltemperatur des Bodens haben. Dies hat teilweise auch Auswirkungen auf die in dieser Arbeit analysierte Tagesspannweite und Tagesmitteltemperatur des Bodens. Baut sich die Schneedecke bei einer zuvor noch relativ warmen Tagesmitteltemperatur des Bodens auf so kommt es dazu, dass die in dieser Arbeit gezeigte bedingte Wahrscheinlichkeit für Schnee hohe Werte für Bodentemperaturspannweiten von 0°C und relativ hoher mittlerer Bodentemperatur liefert. Da dies nur zu Beginn einer Schneebedeckung auftritt, kommen diese Fälle nur selten vor.

In der Hydrologie hat das Schneewasseräquivalent der saisonalen Schneedecke eine zentrale Bedeutung für die Erstellung von Abflussmodellen. Da die Messung der Schneehöhe in vielen Fällen einen geringeren Aufwand erfordert als die Bestimmung des Schneewasseräquivalents, stellt eine Umrechnung zwischen den beiden Größen einen Vorteil dar (Jonas et al., 2009). Neben den SNOTEL-Stationen in den USA, welche das Schneewasseräquivalent automatisch über das Gewicht der darüberliegenden Schneedecke mittels Drucksensoren bestimmen, wird das Schneewasseräquivalent üblicherweise über Schneeprofile oder über Satellitendaten bestimmt. Der Vorteil der Ermittlung des Schneewasseräquivalents über passive Fernerkundungssysteme ist, dass Daten großflächig ermittelt werden können. Dabei werden bei Messungen über Waldflächen Korrekturfaktoren verwendet, da die Vegetation den Schnee überdeckt und die Helligkeitstemperatur gegenüber einem unbewaldeten, schneebedeckten Gebiet reduziert, was zu einer Unterschätzung des Schneewasseräquivalents führen würde (Foster et al., 2005). Die Satellitendaten können anschließend beispielsweise in die Berechnung von Klimamodellen einfließen. Bodenmessstationen bilden oftmals ungleichmäßig verteilte Messnetze. Dafür bieten sie den Vorteil, dass sie in bewaldeten Gebieten und bei kleinräumigen Untersuchungen zuverlässige Ergebnisse liefern (Lundquist und Lott, 2008). Ebenfalls lässt sich bei Satellitendaten das Wasseräquivalent erst ab einem Wert von 10 mm und die Schneehöhe ab 5 cm bestimmen. Für manche Anwendungen, wie beispielsweise die Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur, werden auch Schneehöhewerte unter 5 cm verwendet. Bei dem hier vorgestellten Verfahren zur Schneedauerberechnung im österreichischen Alpengebiet, bei dem Messwerte von Bodenstationen verwendet wurden, hat sich gezeigt, dass die Schneehöhewerte zwischen 0 und 4 cm optimale Grenzwerte für die Auswertung liefern. Diese Aussage konnte aufgrund der Messmethode der Schneehöhe mit Ultraschallsensoren nicht für die in dieser Arbeit verwendeten schweizerischen Daten festgestellt werden. Die Messung mittels Ultraschall unterscheidet sich vor allem im unteren Wertebereich der Schneehöhe stark von der Messung mittels Maßstab, welche bei den österreichischen Stationen verwendet wurde, da sich die Messung von keinem Schnee schwierig gestaltet.

Neben den genannten Messmethoden für das Schneewasseräquivalent beschreibt Lundquist und Lott (2008) ein Verfahren zur Abschätzung von *swe*. In diesem Fall werden

die Variationen der Bodentemperatur zur Bestimmung des Endes der Schneeschmelze herangezogen, woraus sich mit der Lufttemperatur und einem Modell zur Schneeschmelze auf das Schneewasseräquivalent zu Beginn der Schneeschmelze schließen lässt. Diese Methode eignet sich im Gegensatz zur Verwendung von Satellitendaten für kleinräumige Anwendungen und stellt aufgrund des Einsatzes von kostengünstigen Bodentemperatursensoren eine Alternative zu den herkömmlichen Messverfahren für *swe* dar. Wie in Lundquist und Lott (2008) gezeigt wird, kann die Bodentemperatur dazu verwendet werden, um die Dauer der Schneeschmelze, die einen Teil der Schneedauer darstellt, zu berechnen. Dies wird in der in dieser Arbeit vorgestellten Methode zur Berechnung der Schneedauer angewendet. Beide Datensätze aus dem österreichischen und dem schweizerischen Alpenraum zeigen, dass neben der Verwendung der Schneehöhe für die Ermittlung des Schneekriteriums, allein die Bodentemperatur ausreicht um die Schneedauer berechnen zu können.

Der Zusammenhang zwischen dem Alter der Schneedecke und dem Verhältnis von Schneehöhe zu Schneewasseräquivalent wurde bereits in Jonas et al. (2009) beschrieben. Der Umrechnungsfaktor zwischen *sh* und *swe* wird von den Parametern Jahreszeit, Stationshöhe, Stationsstandort und der Schneehöhe selbst beeinflusst. Dies äußert sich darin, dass beim Auftreten ein und derselben Schneehöhe, einmal beim Aufbau und einmal beim Abbau der Schneedecke, das Schneewasseräquivalent im zweiten Fall aufgrund der höheren Dichte des Schnees einen höheren Wert aufweist. Dadurch kommt es bei der Darstellung von *sh* gegen *swe* zur Heteroskedastizität, was auch in dieser Arbeit für den österreichischen und schweizerischen Datensatz festgestellt werden konnte. Nach Jonas et al. (2009) lässt sich das Schneewasseräquivalent für zweiwöchentliche Daten, wie sie auch in dieser Arbeit vorliegen, und unter Berücksichtigung der oben genannten Parameter zuverlässig aus der Schneehöhe ermitteln. Bei der Berechnung der Schneedauer, für die jedoch tägliche Daten benötigt werden, findet allerdings die Variabilität zwischen *swe* und *sh* keine Berücksichtigung, da die Schneedauer für einen konstanten Grenzwert der jeweiligen Größe ermittelt wird. Ändert sich nun der Zusammenhang zwischen *swe* und *sh* im Verlauf eines Jahres, würde je nachdem wie groß die Unsicherheit in der Umrechnung der Variablen ist, die Streuung im Vergleich von $n(sh)$ mit $n(swe)$ entsprechend hoch ausfallen, auch wenn sich die einzelnen *sh*- und *swe*-Werte zuverlässig ineinander umrechnen lassen würden. Die Heteroskedastizität würde bei der Berechnung der Schneedauer dazu führen, dass höhere Grenzwerte für *swe* und *sh* zu einer höheren Streuung führen würden als niedrigere Grenzwerte.

Eine Anwendung der Schneedauer stellt die in Hantel et al. (2000) vorgestellte Methode zur Bestimmung der Empfindlichkeit der Schneedecke gegenüber einer Klimaerwärmung dar. Diese Methode, welche zunächst für österreichische Stationen entwickelt wurde, konnte auch erfolgreich auf schweizerische Daten angewendet werden (Wielke et al., 2004). Aus der Schneedauer lässt sich eine Isolinie für die relative Schneedauer von 0,5 berechnen, welche als Median-Schneelinie bezeichnet wird Hantel und Maurer (2011). Für die mediane Schneelinie konnte festgestellt werden, dass sie eine maximale Sensitivität auf Temperaturänderungen aufweist. Die zeitliche und räumliche Änderung dieser Median-Schneelinie liefert Aufschlüsse über die Auswirkung der Klimaänderung. In der Vegetationsökologie lässt sich ein Zusammenhang zwischen der Median-Schneelinie im Sommer und der Artenzusammensetzung im alpinen-nivalen Ökoton, dem Übergangsbereich zwischen dem alpinen und dem nivalen Ökosystem, feststellen (Gottfried et al.,

2011). Die Verlagerung der Grenze zwischen alpiner und nivaler Vegetation kann ebenfalls als Indikator für die Klimaänderung dienen. Weiters werden Untersuchungen zu Organismen unterhalb der Schneedecke durchgeführt (Dove et al., 2012).

Das automatische Messverfahren der Schneehöhe mittels Ultraschallsensor hat den großen Vorteil, dass auch Messungen an schwer zugänglichen Standorten möglich sind. Bei Schneelage liefern die Geräte zuverlässige Messungen der Schneehöhe. Im Sommer, wenn kein Schnee liegt, gestaltet sich die Feststellung dieser schneefreien Verhältnisse schwieriger, da die Messgeräte nicht genau den Wert von 0 cm Schneehöhe liefern. Für die Berechnung der Schneedauer ist es jedoch essentiell, dass zwischen Schnee und keinem Schnee unterschieden werden kann. Die Problematik der nicht vorhandenen 'Null-Linie' bei der Schneehöhemessung mittels Ultraschallsensor, wie sie bei dem in dieser Arbeit verwendeten schweizerischen Datensatz verwendet wird, kann dadurch umgangen werden, dass die 'Null-Linie' für jede Station einzeln festgelegt wird. Dadurch ergeben sich brauchbare Ergebnisse der Schneedauer, welche je Station für den jeweilig festgelegten Grenzwert der Schneehöhe gelten. Aus diesem Grund lassen sich die Ergebnisse der beiden Datensätze aus dem österreichischen und schweizerischen Alpenraum, die zur Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur verwendet wurden, nicht direkt miteinander vergleichen. Neben stationsweise unterschiedlichen Schneehöhegrenzwerten bei den schweizerischen Daten könnten auch stationsweise festgelegte Offsets der Schneehöhe eingeführt werden. Allerdings wäre die Vergleichbarkeit mit den österreichischen Daten dennoch nicht für alle schweizerischen Stationen gegeben, da der Schneehöhe-Wertebereich für 'keinen Schnee' bei manchen der Stationen unverhältnismäßig groß ausfällt.

Insgesamt ist für das in dieser Arbeit vorgestellte Verfahren zur Berechnung der Schneedauer aus der Bodentemperatur zu beachten, dass diese Methode darauf aufbaut, dass die zur Ermittlung des Schneekriteriums verwendeten Werte den Wertebereich jener Stationen abdeckt, auf die das Schneekriterium angewendet werden soll. Da das Schneekriterium nur jene Temperaturintervalle der jeweiligen Parameter angibt, für die eine hohe Wahrscheinlichkeit für Schnee vorliegt, werden alle übrigen Temperaturintervalle von dem Verfahren dahingehend interpretiert, als dass für diese Wertebereiche eine geringe bis gar keine Schneewahrscheinlichkeit vorliegt. Dies ist insbesondere für die Schneedauerberechnung mit zwei bedingten Parametern wichtig. Wird für die Ermittlung der bedingten Wahrscheinlichkeit für Schnee lediglich die Bodentemperaturspannweite verwendet, kann das Verfahren auch auf Stationen, die nicht zur Berechnung des Schneekriteriums beigetragen haben, angewendet werden, da niedrige Werte für die tägliche Bodentemperaturspannweite und insbesondere der Wert 0°C hauptsächlich maßgebend für die Erkennung einer Schneedecke sind und diese Werte bei allen Stationen auftauchen, die Schnee aufweisen. Anders verhält es sich, wenn die Tagesmitteltemperatur des Bodens als zweiter bedingter Parameter hinzugefügt wird. In diesem Fall werden die Intervalle der Bodentemperaturspannweite von der Tagesmitteltemperatur begrenzt. Würden nun Kombinationen aus Temperaturintervallen auftreten, die bei der Berechnung des Schneekriteriums nicht vorgekommen sind, so könnte das Verfahren diese Schnee-Ereignisse nicht detektieren. Ein Schneekriterium, welches allein aus den Daten tief gelegener Stationen berechnet wurde, würde keine zuverlässigen Ergebnisse für Stationen mit Permafrost ergeben, da Schnee bei diesen Stationen vermehrt auch bei niedrigen Tagesmitteltemperaturen des Bodens auftritt. Aus diesem Grund muss bei

der Anwendung des Schneekriteriums mit zwei bedingten Parametern darauf geachtet werden, dass der Wertebereich der Daten, aus denen die Intervalle mit hoher Schneewahrscheinlichkeit ermittelt werden, mit dem Wertebereich der Station, auf die es angewendet wird, übereinstimmen. Dies ist auch der Grund dafür, dass der Berechnungszeitraum für das Schneekriterium möglichst lang gewählt werden muss. Weiters zeigt sich, dass die Verwendung eines allgemeinen Schneekriteriums, welches sich aus den Daten aller Stationen im Berechnungszeitraum ergibt, im Mittel zuverlässigere Ergebnisse liefert als ein Schneekriterium, welches für jene Station individuell ermittelt wird. Bei Beachtung der obigen Bedingung für den Wertebereich liefert die Verwendung von zwei bedingten Parametern, d.h. Tagesspannweite und Tagesmitteltemperatur des Bodens, leicht zuverlässigere Ergebnisse für die Schneedauer als die Auswertung mit der Tagesspannweite allein.

7 Danksagung

Ich möchte mich bei Herrn Univ.-Prof. Mag. Dr. Leopold Haimberger und Herrn Univ.-Prof. Dr. Michael Hantel für die Überlassung des Themas und für die detaillierte fachliche Betreuung bei der Analyse des Datensatzes sowie der Interpretation der Ergebnisse ganz herzlich bedanken. Weiters ist es mir ein Anliegen mich für den regen Austausch bei der Datenübernahme sowie für weiterführende Informationen zum schweizerischen Datensatz bei Herrn Michel Bovey zu bedanken. Ebenso bin ich Herrn Dr. Reinhard Böhm dankbar für den Zugang zum ZAMG-Datensatz sowie für die Informationen zu der Datencodierung. Gern bedanke ich mich bei Herrn Dr. Viktor Weilguni für den freien Zugang zum HZB-Datensatz. Darüber hinaus möchte ich mich bei Herrn MMag. Christian Maurer für die hilfreiche Weitergabe von Daten bedanken.

Literatur

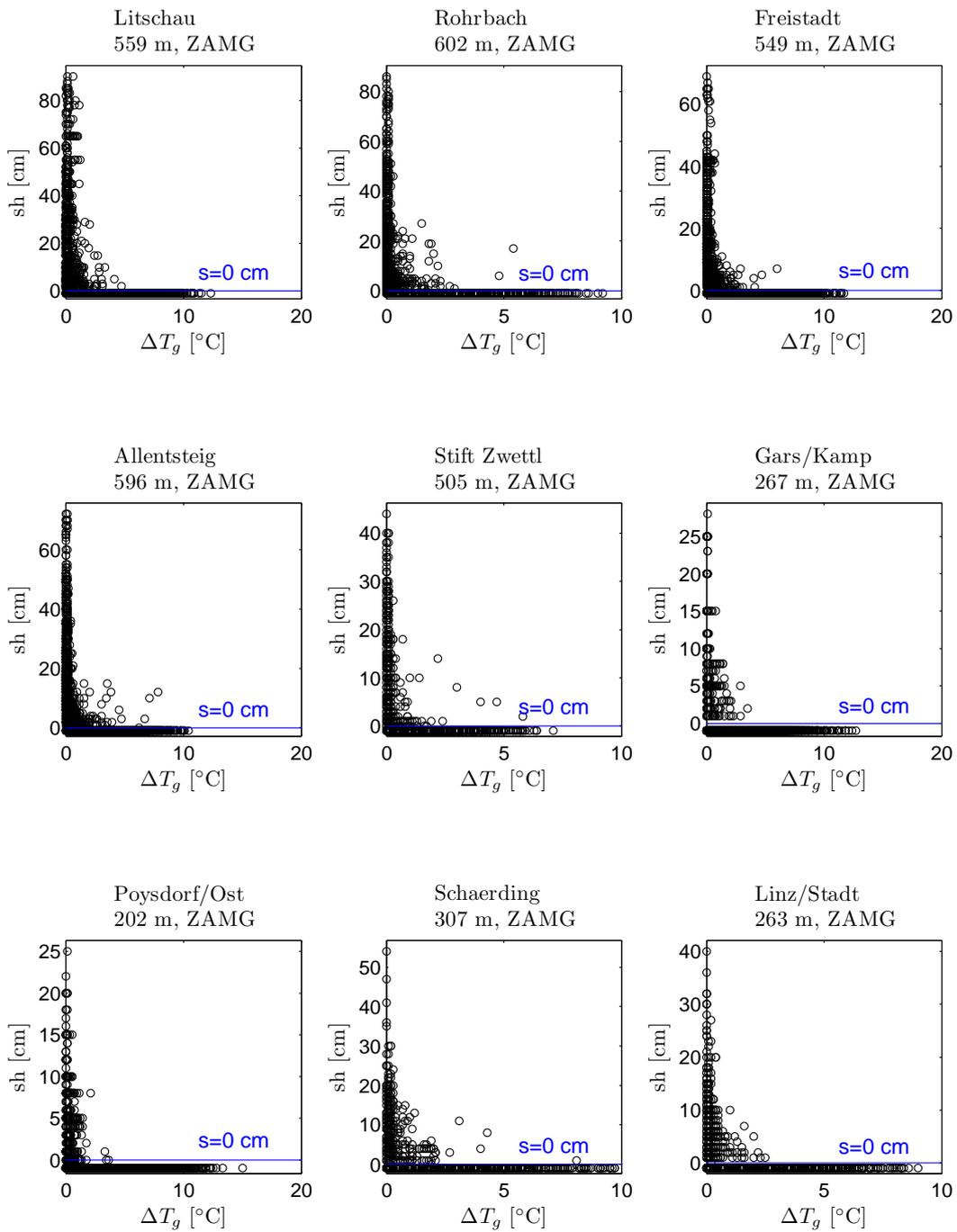
- [Bartlett et al. 2004] BARTLETT, M. G. ; CHAPMAN, D. S. ; HARRIS, R. N.: Snow and the ground temperature record of climate change. In: *J. Geophys. Res.* 109 (2004), Nr. F04008, doi:10.1029/2004JF000224
- [Bergmann und Schaefer 2001] BERGMANN, L. ; SCHAEFER, C. ; RAITH, Wilhelm (Hrsg.): *Lehrbuch der Experimentalphysik, Band 7: Erde und Planeten*. Second. de Gruyter, 2001
- [DeGroot und Schervish 2002] DEGROOT, M. H. ; SCHERVISH, M. J.: *Probability and Statistics*. 3. Addison-Wesley, 2002
- [Dove et al. 2012] DOVE, A. ; HELDMANN, J. ; MCKAY, C. ; TOON, O. B.: Physics of a thick seasonal snowpack with possible implications for snow algae. In: *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 44 (2012), Nr. 1, S. 36–49
- [Foster et al. 2005] FOSTER, J. L. ; SUN, C. ; WALKER, J. P. ; KELLY, R. ; CHANG, A. ; DONG, J.i ; POWELL, H.: Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. In: *Remote Sensing of Environment* 94 (2005), S. 187–203
- [Goodrich 1982] GOODRICH, L. E.: The influence of snow cover on the ground thermal regime. In: *Can. Geotech. J.* 19 (1982), S. 421–432
- [Gottfried et al. 2011] GOTTFRIED, M. ; HANTEL, M. ; MAURER, C. ; TOECHTERLE, R. ; PAULI, H. ; GRABHERR, G.: Coincidence of the alpine-nival ecotone with the summer snowline. In: *Environmental Research Letters* (2011)
- [Gruber und Hoelzle 2001] GRUBER, S. ; HOELZLE, M.: Statistical modelling of mountain permafrost distribution: Local calibration and incorporation of remotely sensed data. In: *Permafrost and Periglacial Processes* 12 (2001), S. 69–77
- [Hantel et al. 2000] HANTEL, M. ; EHRENDORFER, M. ; HASLINGER, A.: Climate sensitivity of snow cover duration in Austria. In: *International Journal of Climatology* (2000)
- [Hantel und Hirtl-Wielke 2007] HANTEL, M. ; HIRTL-WIELKE, L.-M.: Sensitivity of Alpine snow cover to European temperature. In: *Royal Meteorological Society* (2007)
- [Hantel und Maurer 2011] HANTEL, M. ; MAURER, C.: The median winter snowline in the Alps. In: *Meteorologische Zeitschrift* (2011)
- [Harris et al. 2003] HARRIS, C. ; MÜHLL, D. V. ; ISAKSEN, K. ; HAEBERLI, W. ; SOLLID, J. L. ; KING, L. ; HOLMLUND, P. ; DRAMIS, F. ; GUGLIELMIN, M. ; PALACIOS, D.: Warming permafrost in European mountains. In: *Global and Planetary Change* 39 (2003), S. 215–225
- [Hoelzle et al. 1999] HOELZLE, M. ; WEGMANN, M. ; KRUMMENACHER, B.: Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: First experience from the Swiss Alps. In: *Permafrost and Periglacial Processes* 10 (1999), S. 113–124

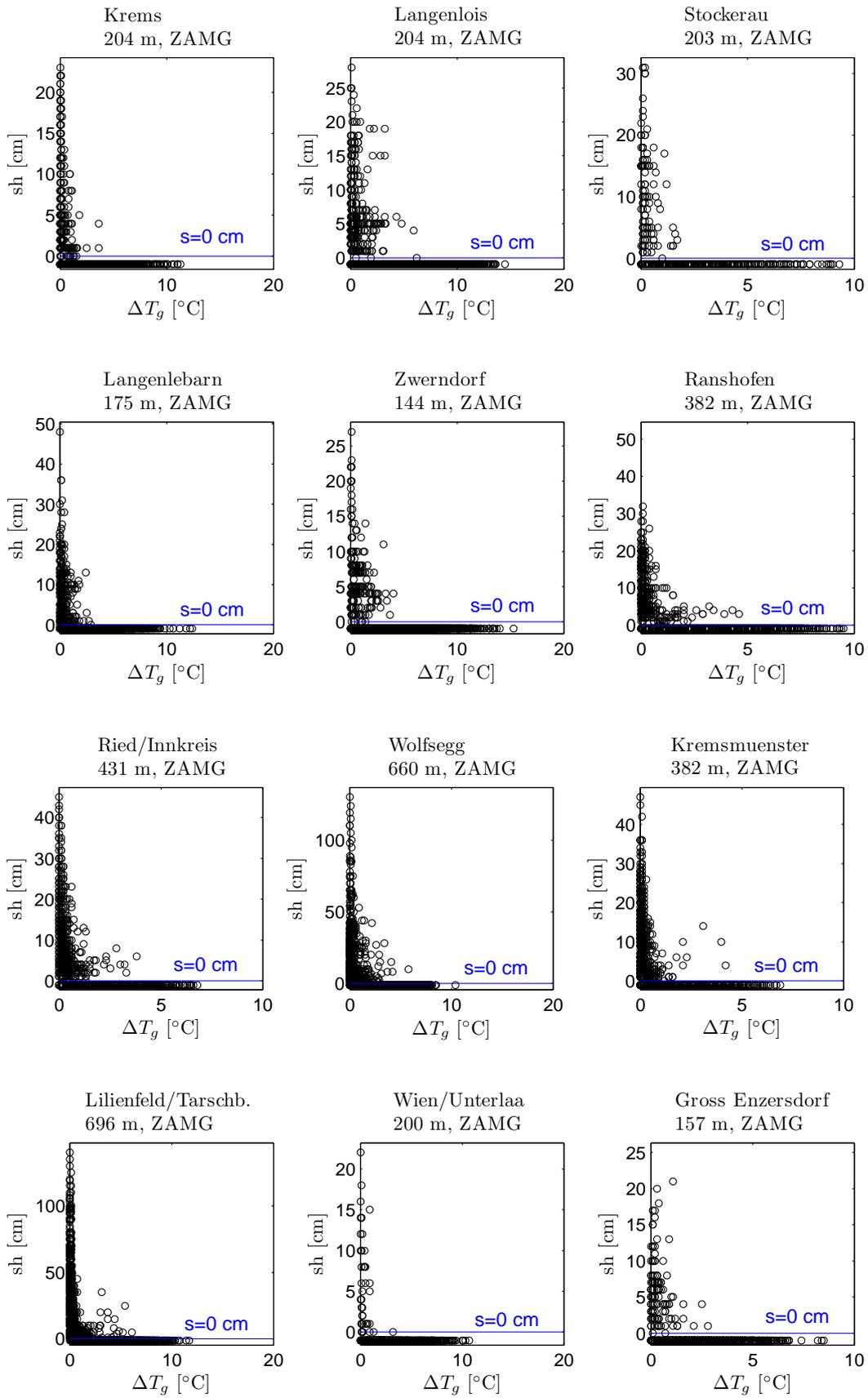
- [Ishikawa 2003] ISHIKAWA, M.: Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. In: *Geomorphology* 52 (2003), S. 105–120
- [Jonas et al. 2009] JONAS, T. ; MARTY, C. ; MAGNUSSON, J.: Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. In: *Journal of Hydrology* (2009), S. 161–167
- [Keller et al. 1998] KELLER, F. ; FRAUENFELDER, R. ; J.-M.GARDAZ ; HOELZLE, M. ; KNEISEL, C. ; LUGON, R. ; PHILLIPS, M. ; REYNARD, E. ; WENKER, L.: Permafrost map of Switzerland. In: *Proceedings, Seventh International Conference on Permafrost. Collection Nordicana* 55 (1998), S. 557–562
- [Lundquist und Lott 2008] LUNDQUIST, J. D. ; LOTT, F.: Using inexpensive temperature sensors to monitor the duration and heterogeneity of snow-covered areas. In: *Water Resources Research* 44 (2008)
- [Putkonen und Roe 2003] PUTKONEN, J. ; ROE, G.: Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival. In: *Geophysical Research Letters* 30 (2003), Nr. 4
- [Rudolf-Miklau und Sauer Moser 2011] RUDOLF-MIKLAU, F. ; SAUERMOSE, S. ; SAUERMOSE, Siegfried (Hrsg.): *Handbuch Technischer Lawinenschutz*. Ernst und Sohn, 2011
- [Sachs 1992] SACHS, L.: *Angewandte Statistik*. 7. Springer-Verlag, 1992
- [Wania et al. 2009] WANIA, R. ; ROSS, I. ; PRENTICE, I. C.: Integrating peatlands and permafrost into a dynamic global vegetation model: 1. Evaluation and sensitivity of physical land surface processes. In: *Global Biogeochemical Cycles* 23 (2009), S. 419–427
- [Wielke et al. 2004] WIELKE, L.-M. ; HAIMBERGER, L. ; HANTEL, M.: Snow cover duration in Switzerland compared to Austria. In: *Meteorologische Zeitschrift* 13 (2004), Nr. 1, S. 13–17
- [Wilks 2011] WILKS, D. S.: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. 3. Academic Press, 2011
- [Zhang 2005] ZHANG, T.: Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. In: *Reviews of Geophysics* 43 (2005), S. 23

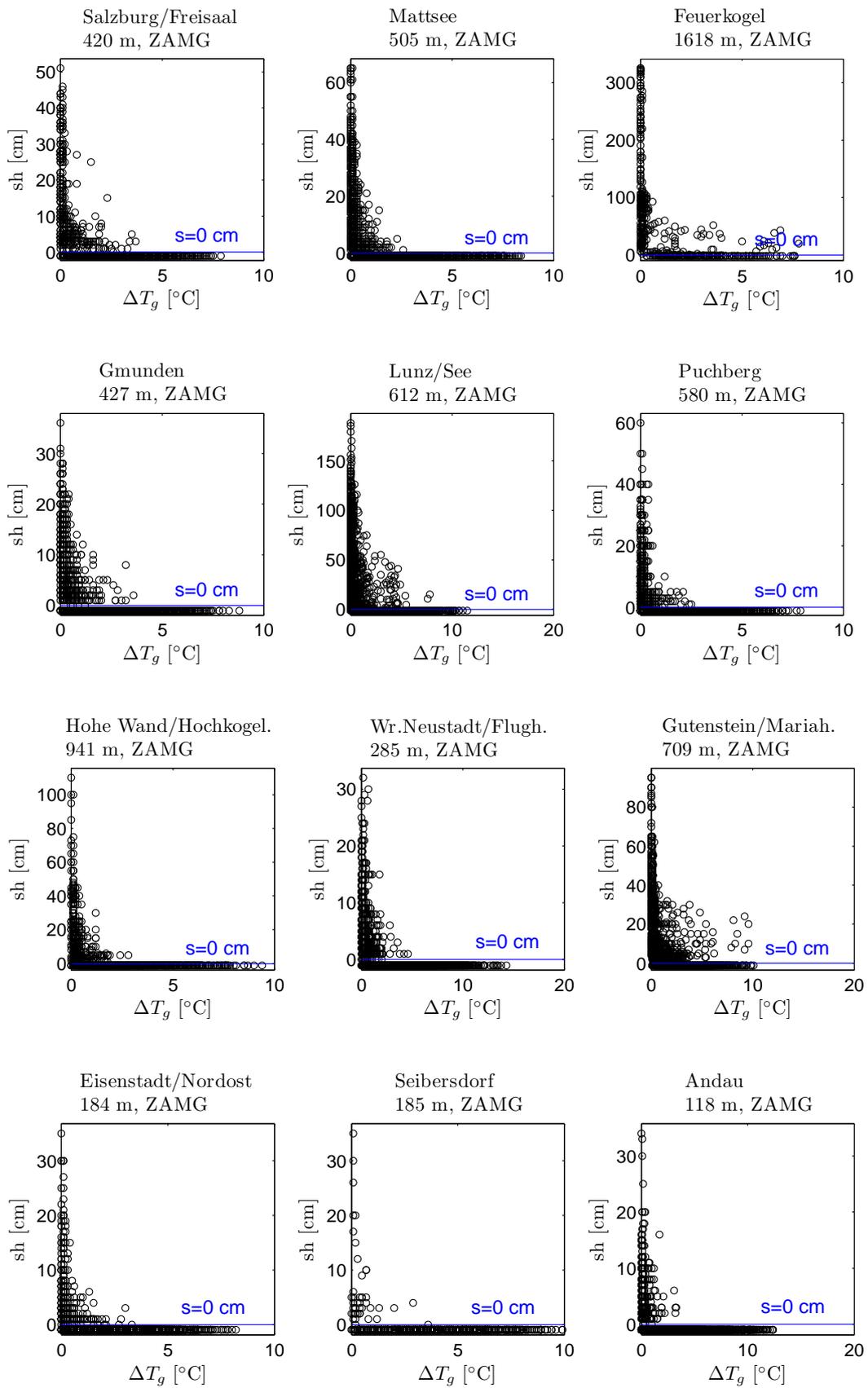
Anhang

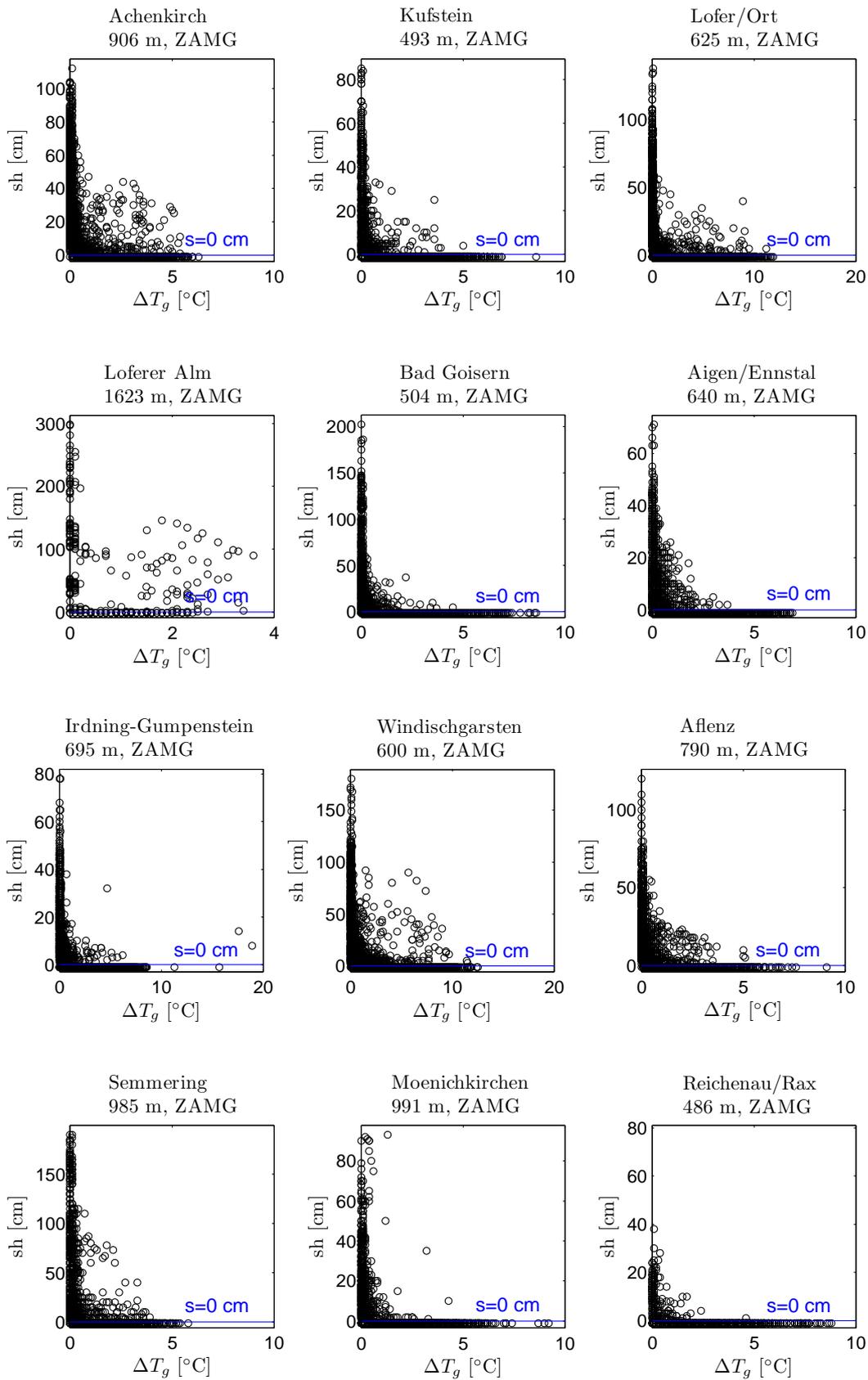
Stationsweise Grafiken

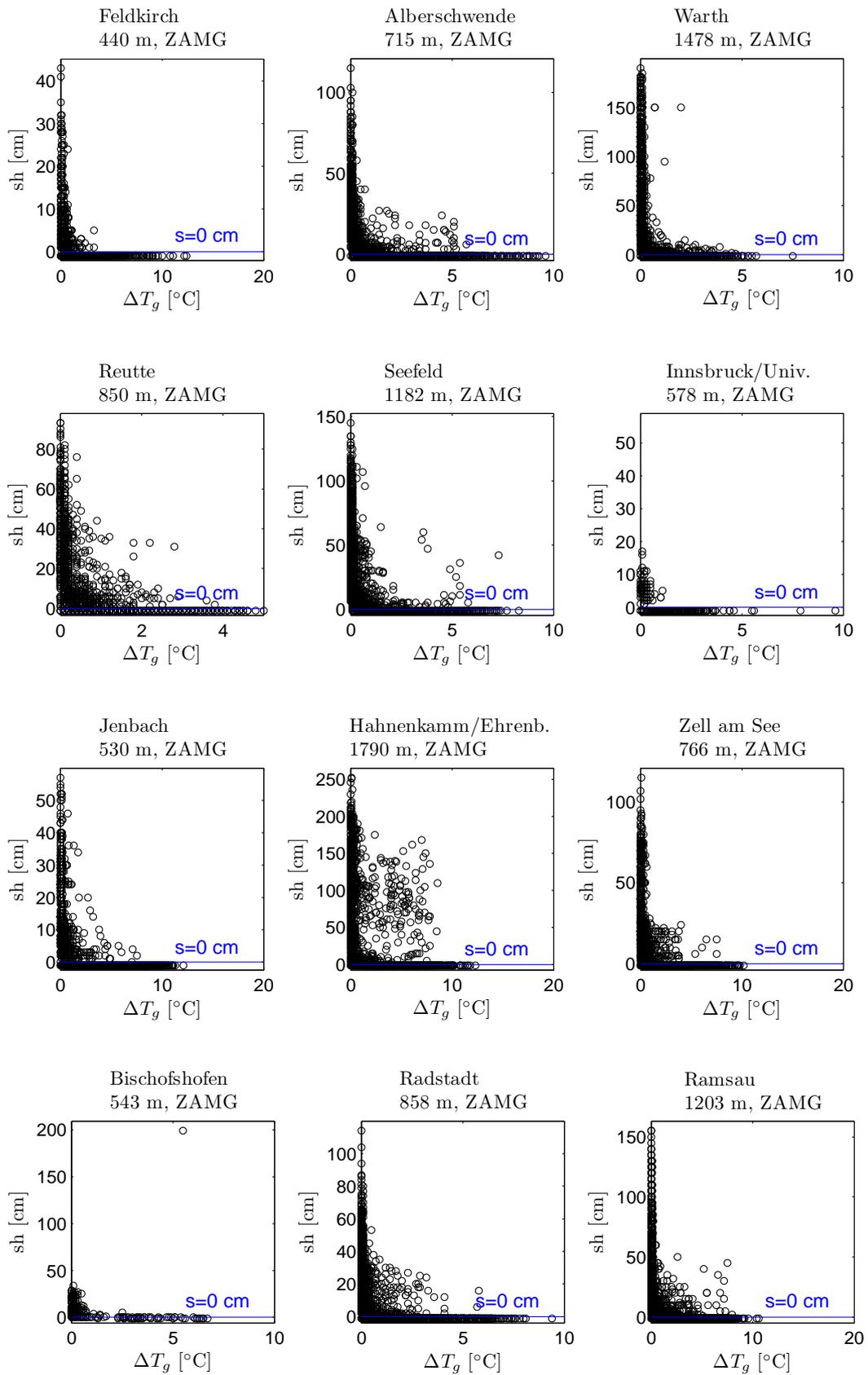
Stationsweise Darstellung von Schneehöhe sh gegen Bodentemperaturspannweite ΔT_g sowie die minimal verwendbaren Schneehöhe-Grenzwerte s zur Berechnung der Schneedauer.

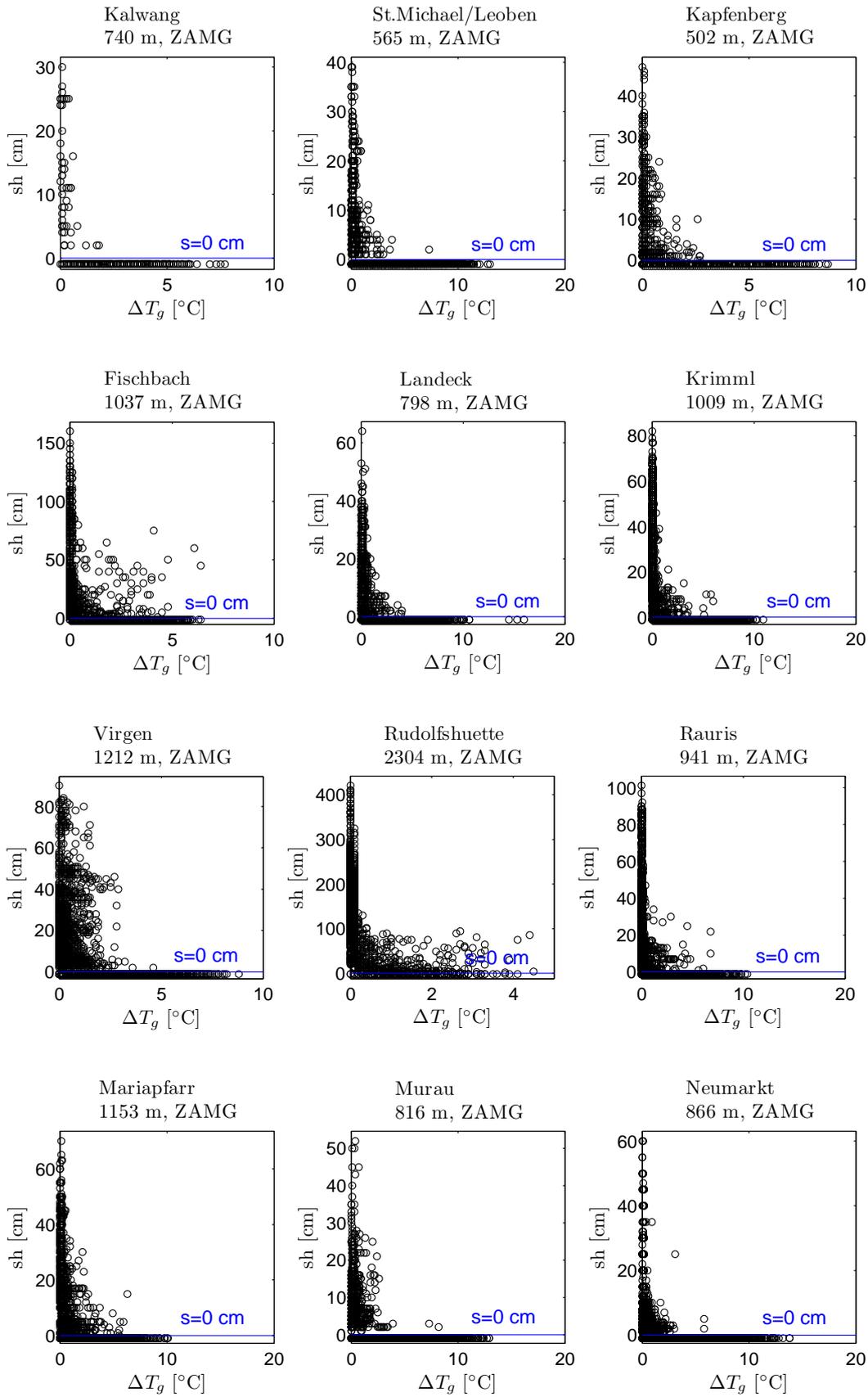


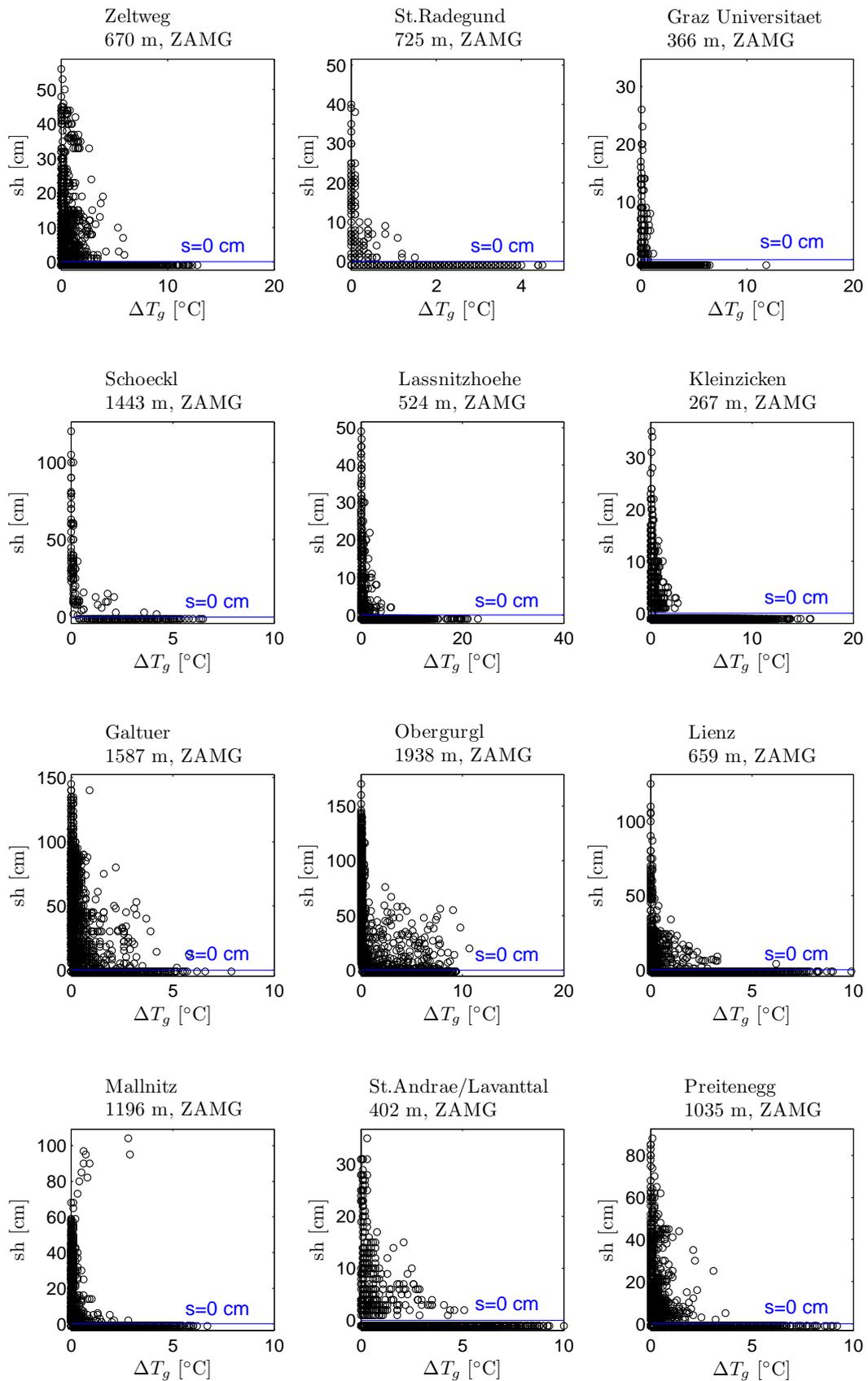


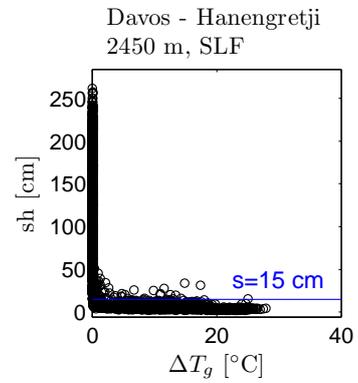
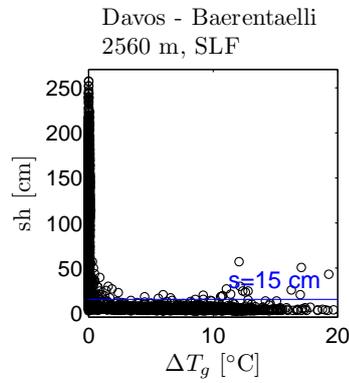
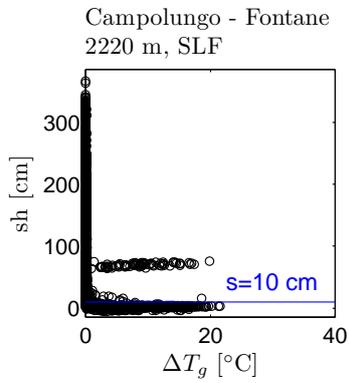
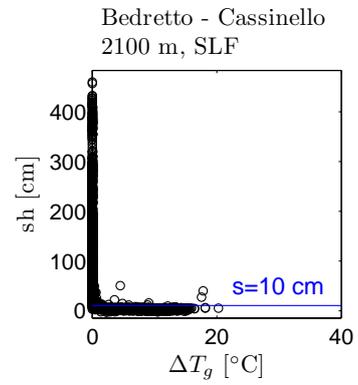
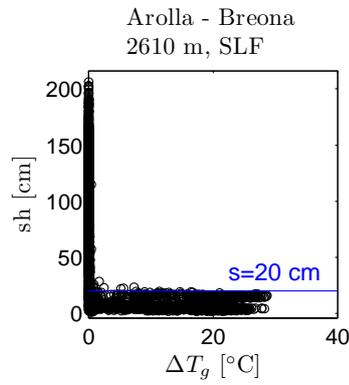
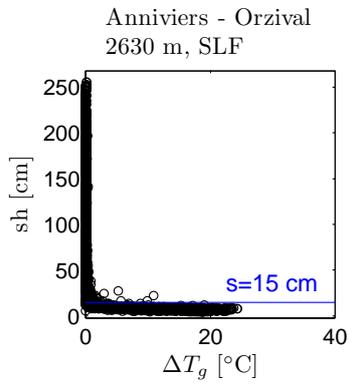
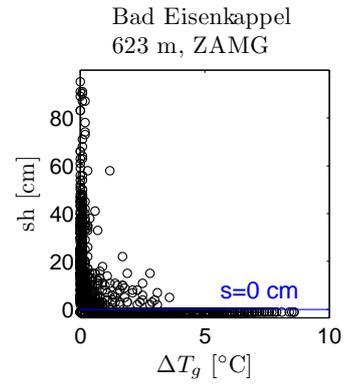
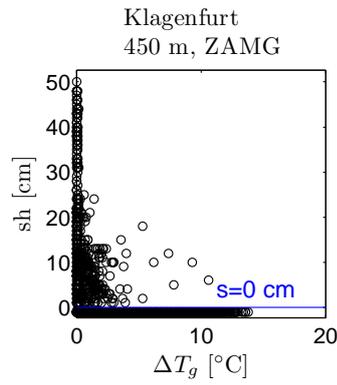
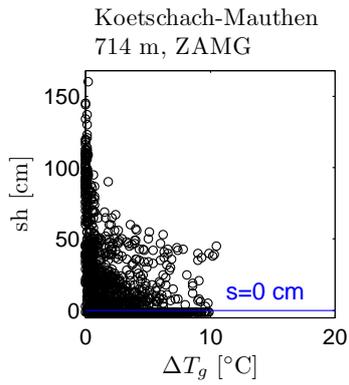
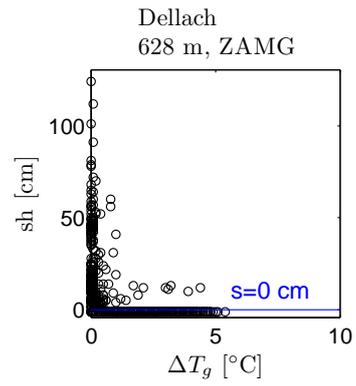
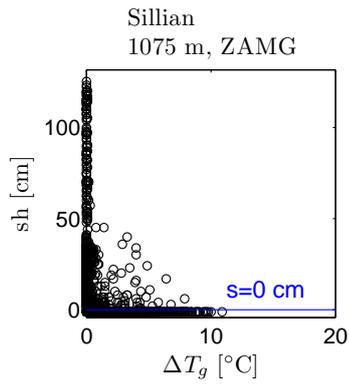
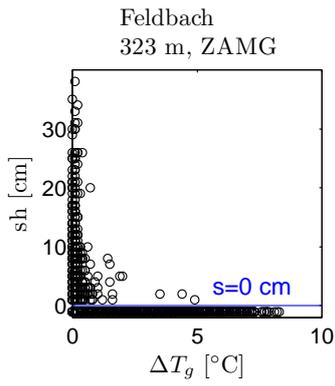


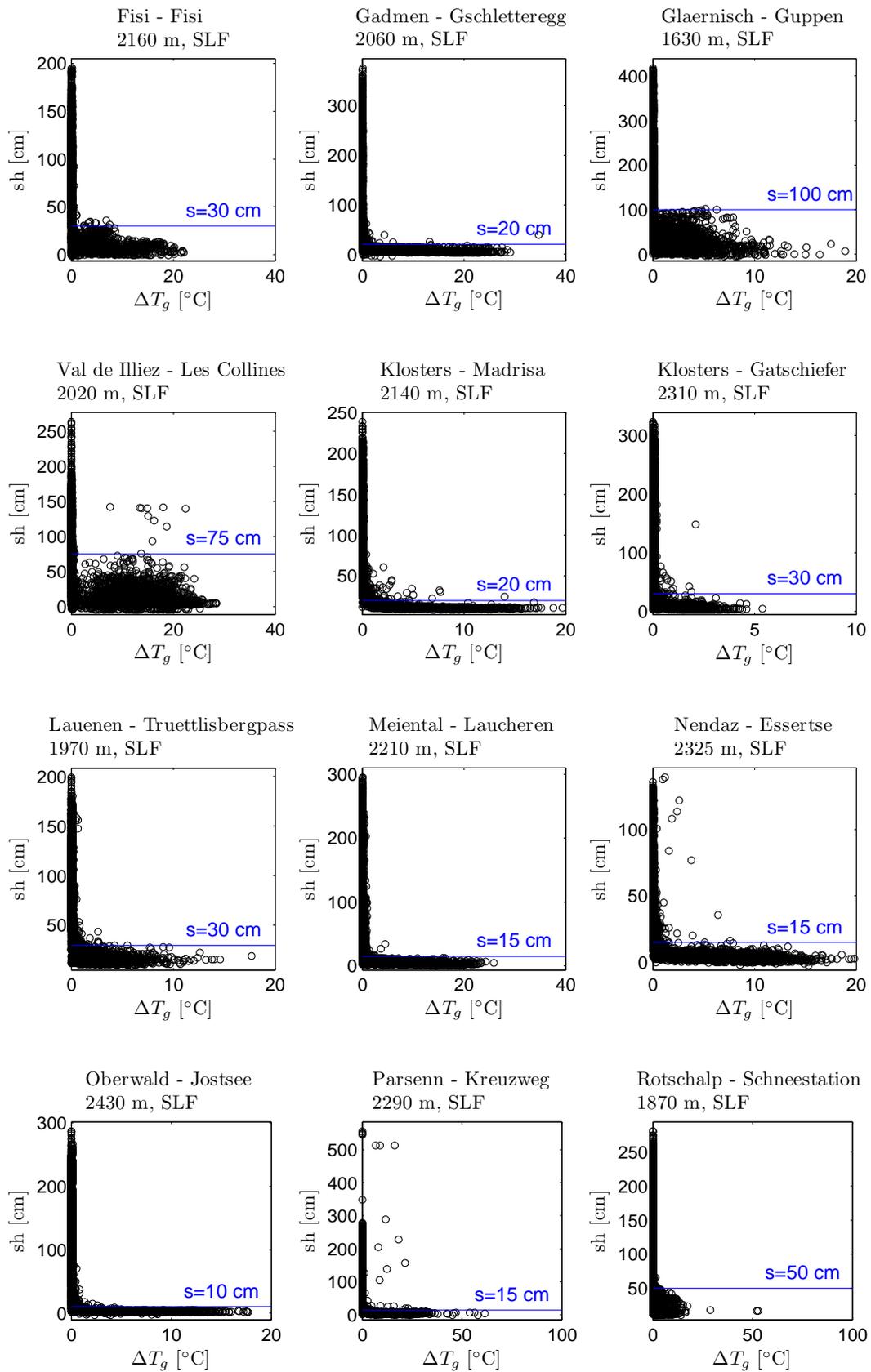


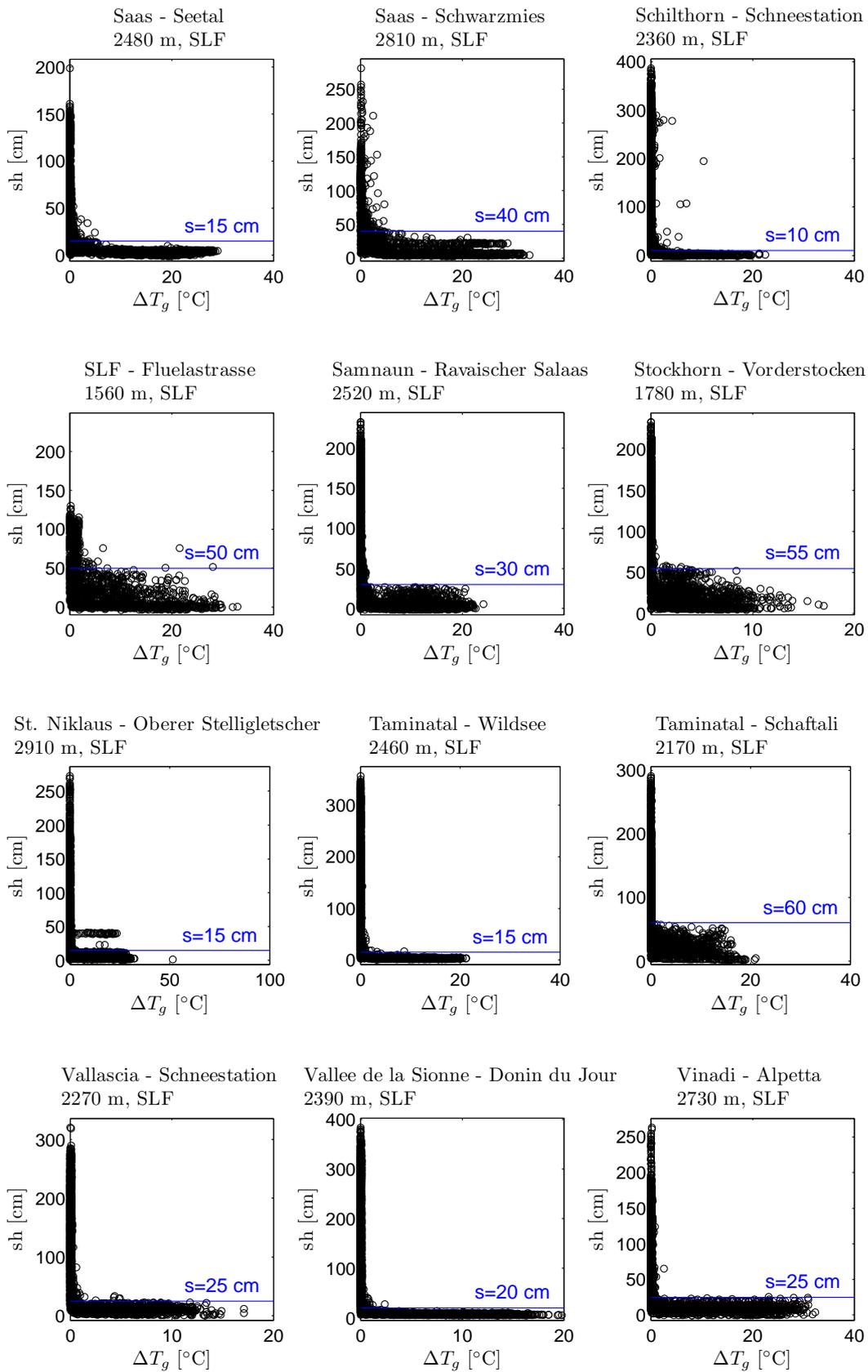












CD-Inhalt

Matlab Routinen

- `ausreisser_plot.m` – Grafische Darstellung der verschiedenen monatsweisen Ausreißerroutinen.
- `ausreisserQ.m` – Ausreißerroutine mittels Quantile.
- `bedingtePr.m` – Berechnung der bedingten Wahrscheinlichkeit für Schnee und für ‚kein Schnee‘ mittels einem bedingten Parameter bzw. zwei bedingten Parametern sowie die zugehörige Intervallbesetzung.
- `da_plots.m` – Routine zur Erstellung verschiedener Grafiken.
- `HZB_Daten.m` – Erstellung einer Daten-Datei für alle Stationen des HZB-Datensatzes unter Verwendung der Routine `readHZB.m`.
- `HZB_Details.m` – Erstellung einer Metadaten-Datei für alle Stationen des HZB-Datensatzes unter Verwendung der Routine `readDetails.m`.
- `read_hzb_daten.m` – Einbetten der eingelesenen HZB-Daten in eine Matrix mit fortlaufender Datumsleiste.
- `read_slf_beob.m` – Einlesen der Beobachter-Daten des SLF-Datensatzes.
- `read_slf_imis.m` – Einlesen der IMIS-Daten des SLF-Datensatzes.
- `read_zamg_stationsdaten.m` – Einlesen der Metadaten des ZAMG-Datensatzes.
- `read_zamg_std.m` – Einlesen der stündlichen Bodentemperatur des ZAMG-Datensatzes.
- `read_zamg_tag.m` – Einlesen der täglichen Schneehöhedaten des ZAMG-Datensatzes.
- `readDetails.m` – Einlesen der Metadaten des HZB-Datensatzes.
- `readHZB.m` – Einlesen der Daten des HZB-Datensatzes.
- `schnee_kriterium.m` – Berechnung der Intervalle bzw. Intervallkombinationen mit hoher Wahrscheinlichkeit für Schnee unter Verwendung der Routine `bedingtePr.m`.
- `schneedauer.m` – Berechnung der Schneetage und relativen Schneedauer unter Verwendung der Routine `schnee_kriterium.m`.

Daten

- `daten.mat` – Eingelesene ZAMG- und HZB-Daten.
- ZAMG-Datensatz
- HZB-Datensatz
- Die SLF-Daten werden aus Gründen der Berechtigung nicht auf die CD gebrannt.

Lebenslauf

Angaben zur Person

Name: Teubner, Irene Eva
Adresse: Rosenhügel 10, A-2214 Auersthal
Telefon: +43 06505965294
E-Mail: irene.teubner@gmx.at
Geburtsdatum, Geburtsort: 16.11.1986, Berlin
Staatsangehörigkeit: deutsch

Schule und Studium

Juni 2005: Matura am Christian Doppler Gymnasium, Salzburg
Oktober 2005: Studienbeginn Meteorologie und Geophysik, Biologie, Univ. Wien
Juli 2008: Abschluss des ersten Studienabschnitts Meteorologie und Geophysik, Umstieg in den Studiengang Meteorologie
Oktober 2011: Abschluss des ersten Studienabschnitts Biologie, Umstieg in den Studiengang Ökologie
Juli 2011: Übernahme des Diplomarbeitsthemas in Meteorologie;
Titel: „Bodentemperaturvariationen als Proxy für die Schneedeckendauer“,
Betreuer: Univ.-Prof. Mag. Dr. Leopold Haimberger (Hauptbetreuer),
Univ.-Prof. Dr. Michael Hantel
April 2012: Übernahme des Diplomarbeitsthemas in Limnologie;
Titel: „Wechselbeziehungen zwischen Bakterien, Viren und abiotischen Parametern in einem Flussau-System“,
Betreuer: Univ.-Prof. Mag. Dr. Peter Peduzzi

Berufserfahrung

ab September 2006, geringfügige Mitarbeit als wissenschaftliche Assistentin,
Systema Bio- und Management Consulting GmbH

EDV-Kenntnisse

Matlab, Mathematica und ArcGis

.....
Ort, Datum

.....
Unterschrift