



universität  
wien

# MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Parametrisierung der Schneehöhe mit Hilfe von Temperatur  
und Niederschlag

Verfasser

Dominik Mikula, BSc

Angestrebter akademischer Grad

Master of Science  
(MSc)

Wien, 2014

Studienkennzahl: A 066614

Studienrichtung: Masterstudium Meteorologie

Betreuer: O. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker



# Zusammenfassung

Meteorologische Daten von einigen österreichischen Stationen werden innerhalb des Zeitraumes von 1971 bis 2005 für das Aufstellen von Parametrisierungsgleichungen zwischen der Schneehöhe und ausgewählter meteorologischer Parameter ausgewertet. Dabei werden möglichst jene Informationen herausgefiltert, welche für die Akkumulation und die nachfolgenden Umwandlungsprozesse einer Schneedecke relevant sind.

Dazu zählen:

- Neuschneedichte bzw. Akkumulationsprozess der Schneedecke
- Setzung der Schneedecke nach einem Neuschneeereignis
- Abnahme der Gesamtschneehöhe durch Schmelzprozesse

Als Datengrundlage dienen Datensätze klimatologischer Aufzeichnungen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) sowie ein zeitlich höher aufgelöster MESOCLIM - Datensatz (Mesoscale Alpine Climatology, dreistündige Auflösung).

Für die Neuschneedichte ergibt sich ein exponentieller Zusammenhang mit einer nach der Niederschlagsmenge gewichteten Temperatur. Bei dieser gewichteten Temperatur (diese wird in der Arbeit näher erläutert) von null Grad Celsius resultiert eine Neuschneedichte von etwa  $155 \text{ kg m}^{-3}$ . Dies entspricht bei einem Wasseräquivalent von 10 mm einer Neuschneehöhe von ungefähr 6,5 cm. Als untere Grenze für die Neuschneedichte werden  $50 \text{ kg m}^{-3}$  angenommen. Für den Setzungsprozess wird ähnlich wie bei der Neuschneedichte auch ein exponentieller Zusammenhang verwendet. Dies führt zu einer exponentiellen Abnahme der Gesamtschneehöhe bis zu einer festgelegten Dichte der Schneedecke von  $300 \text{ kg m}^{-3}$  (etwa ein Drittel der Anfangsschneehöhe). Um den Schmelzprozess parametrisieren zu können, wird die Abnahme der Gesamtschneehöhe mit einer täglich berechneten Wärmesumme von positiven Feuchttemperaturen verglichen. Daraus resultiert ein linearer Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen.

Um die Qualität dieser Parametrisierungen zu testen, werden an den Stationen Feuerkogel (Oberösterreich, 1618 m Seehöhe) und Wien Hohe Warte (Wien, 209 m Seehöhe) für den Winter 2012/2013 die mit den Parametrisierungen berechneten mit den von den Beobachtern gemessenen Gesamtschneehöhen verglichen.



# Abstract

Meteorological data from several austrian stations for the period of 1971 to 2005 were taken to find parametrization formulas between the snow height and some specific meteorological parameters. The main goal was to filter such informations out, which are responsible for the accumulation and transformations of the snow depth, such as:

- Fresh - Snow - Density or accumulation process of the snowpack
- Compression of the snow layer after an Fresh - Snow - event
- Reduction of the total snow height due to melting processes

Two data sets were taken, a climatological data set from the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) and the MESOCLIM (Mesoscale Alpine Climatology) - dataset with higher temporal resolution. The results should form a base for the development of a simple snow model.

For the fresh - snow - density an exponential dependence from an weighted temperature (weighted with the precipitation amount) was found or rather assumed. A weighted temperature of zero degree Celsius would result in an fresh - snow - density of approximately  $155 \text{ kg m}^{-3}$ . A lower boundary with  $50 \text{ kg m}^{-3}$  was set. An exponential approach was also taken to parameterize the compaction process of the fresh snow. This process stops when the snow density reaches a defined snow density of approximately  $300 \text{ kg m}^{-3}$ . To parameterize the melting process of the snow layer, the reduction of the snow height according to positive degree values from the wetbulb - temperature was analyzed. Results showed a linear dependence between this two variables, indeed with a high scattering.

The found parameterizations were tested for the winter season of 2012/2013 on two stations. One station was on a mountain (Feuerkogel, Oberösterreich, 1618m above mean sea level) and the other station in the lowlands (Wien Hohe Warte, Wien, 209m above mean sea level).



# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>iii</b>
<b>Abstract</b>	<b>v</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>vii</b>
<b>1 Motivation</b>	<b>1</b>
<b>2 Allgemeines</b>	<b>3</b>
2.1 Historisches . . . . .	3
2.2 Niederschlagsbildung . . . . .	4
2.2.1 Eiskristalle - Entstehung von Eiskristallen . . . . .	4
2.2.2 Wachstum der Eiskristalle innerhalb der Wolke . . . . .	6
2.2.3 Neuschnee . . . . .	8
2.3 Messmethoden . . . . .	10
2.3.1 Niederschlagsmessung . . . . .	10
2.3.2 Messung der Schneehöhe . . . . .	12
2.4 Temperatur - Taupunkt - Feuchttemperatur . . . . .	16
2.4.1 Lufttemperatur . . . . .	16
2.4.2 Taupunkt . . . . .	16
2.4.3 Feuchttemperatur . . . . .	17
2.4.4 Auswirkungen auf eine Schneedecke . . . . .	18
2.5 Umwandlungen in der Schneedecke - Metamorphose . . . . .	20
2.5.1 Abbauende Metamorphose . . . . .	21
2.5.2 Aufbauende Metamorphose . . . . .	23
2.5.3 Schmelzmetamorphose . . . . .	24
2.6 Schneemodelle . . . . .	26
2.6.1 Parametrisierung der Neuschneedichte . . . . .	28
2.6.2 Parametrisierung des Setzungsprozesses einer Schneedecke . . . . .	29
2.6.3 Parametrisierung der Schneeschmelze . . . . .	30

<b>3</b>	<b>Datenmaterial und Berechnungsmethoden</b>	<b>33</b>
3.1	MESOCLIM Datensatz . . . . .	33
3.2	ZAMG Klimadatenatz . . . . .	34
3.3	Übersicht der verwendeten Stationen . . . . .	35
3.4	Windkorrektur der Niederschlagsdaten . . . . .	38
3.5	Fehlerquellen . . . . .	41
3.6	Berechnungsmethoden zur Akkumulation der Schneedecke . . . . .	42
3.6.1	Neuschneedichte . . . . .	42
3.6.2	Gewichtete Temperatur . . . . .	43
3.6.3	Einschränkungen der Daten . . . . .	43
3.7	Berechnungsmethoden zur Schneeschmelze . . . . .	44
<b>4</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>45</b>
4.1	Akkumulation der Schneedecke . . . . .	46
4.1.1	Auswahl an Stationen . . . . .	48
4.1.2	Parametrisierungsformeln für die Neuschneedichte . . . . .	51
4.2	Setzungsprozess der Schneedecke . . . . .	52
4.2.1	Parametrisierungsformeln für den Setzungsprozess der Schneedecke (abbauende Metamorphose) . . . . .	55
4.3	Schmelzprozess der Schneedecke . . . . .	56
4.3.1	Auswahl an Stationen . . . . .	58
4.3.2	Parametrisierungsformeln für den Schmelzprozess (Schmelzmetamorphose) . . . . .	61
4.4	Test der Parametrisierungen . . . . .	62
4.4.1	Modellierung der Gesamtschneehöhe an der Station Feuerkogel für den Winter 2012/2013 . . . . .	63
4.4.2	Modellierung der Gesamtschneehöhe an der Station Wien Hohe Warte für den Winter 2012/2013 . . . . .	65
<b>5</b>	<b>Conclusio</b>	<b>67</b>
<b>6</b>	<b>Ausblick</b>	<b>69</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>ix</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>xi</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>xv</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>xvii</b>
	<b>Curriculum Vitae</b>	<b>xxi</b>

# 1 Motivation

Die physikalischen Prozesse einer Schneedecke sind bereits sehr gut erforscht und beschrieben. Es gibt unzählige Schneemodelle, die diese komplexen Prozesse durch unterschiedliche Parametrisierung lösen (unter anderen: [16, 17, 2, 19, 3, 4]). Darunter gibt es aber nur wenige, welche diese Prozesse mit möglichst einfachen Parametrisierungen beschreiben.

Die Messung der Schneehöhen erfolgt in Österreich immer noch fast ausschließlich manuell durch den Einsatz meist ehrenamtlicher Wetterbeobachter. Obwohl es derzeit (Stand 2014) österreichweit etwa 250 teilautomatische Wetterstationen (TAWES) gibt, wird nur an wenigen dieser Stationen die Schneehöhe manuell (durch Wetterbeobachter) oder automatisch (durch Ultraschall- oder Lasermessgeräten) gemessen. Lediglich eine handvoll Stationen wurden bereits mit kontinuierlich registrierenden Messgeräten ausgestattet, welche keinen Beobachter mehr erfordern. Die Datendichte der gemessenen Schneehöhen ist somit räumlich bescheiden. Aus diesem Grund besteht das Bestreben in vorliegender Masterarbeit nun darin, aus einem langjährigen klimatologischen Datensatz sowie einem zeitlich höher aufgelösten Datensatz (MESOCLIM - Daten) möglichst vieler Stationen Abhängigkeiten zwischen der Schneehöhe (Gesamtschneehöhe sowie Neuschneehöhe) und ausgewählten meteorologischen Parametern zu finden. Mit dem Wissen dieser Abhängigkeiten können somit die Schneehöhen in Gebieten, in denen die Schneehöhe nicht gemessen wird, möglichst einfach reproduziert werden.



## 2 Allgemeines

Dieses Kapitel soll als Einführung in das Thema Schnee dienen. Es sollen die Prozesse beschrieben werden, welche sowohl für die Bildung von Schneekristallen, als auch für Ablagerungs- und Umwandlungsprozesse verantwortlich sind. Nachfolgend werden meteorologische Größen vorgestellt, welche einen bedeutenden Einfluss auf die Schneedeckenumwandlung haben. Zudem wird auf die verschiedenen Methoden der Schneemessung eingegangen, sowie ein Überblick über bereits vorhandene Schneemodelle bzw. derer Vorgehensweise zur Modellierung der Schneedecke gegeben.

### 2.1 Historisches

Für das Wort Schnee gibt es eine Vielzahl anderer Bezeichnungen, grundsätzlich stammt es aber vom althochdeutschem *snēo* bzw. mittelhochdeutschem *snē* ab. Weitere Bezeichnungen wären *snö* (schwedisch), *sneg* (russisch), *nipha* (griechisch) und *nix* (lateinisch). Alle diese Bezeichnungen stammen vom indogermanischen Wort *sneigh* (schneien) ab. Deren Bedeutung ist mit „klebenbleiben“ gleichzusetzen. [25]

Im Jahre 1851 wurde der heute älteste staatliche Wetterdienst, die ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik), gegründet. Aus unbekanntem Gründen wurde auf der Hohen Warte erst etwa 78 Jahre später, im Jahre 1929, mit ersten routinemäßigen Aufzeichnungen der Gesamtschneehöhen begonnen. Andere Stationen zogen erst in den darauffolgenden Jahren nach. Die Messungen von Neuschneehöhen begannen zudem erst deutlich später, diese werden erst seit dem Jahre 1984 regelmäßig durchgeführt. [13]

Aufgrund der immer weniger werdenden Wetterbeobachter, welche die Schneehöhen manuell ablesen, hat die Automatisierung der Schneehöhenmessung in den letzten Jahren deutlich zugenommen. So wurden von der ZAMG die Wetterstationen Brenner, Seefeld, Schmirn, Kirchdorf, Neustift, Steinach, Nauders (alle Tirol) und Allentsteig (Niederösterreich) mit zeitlich hochauflösenden Ultraschallmessgeräten ausgestattet. Diese Messmethode misst die Schneehöhe kontinuierlich und arbeitet vollautomatisch. [13]

Deutliche Schwankungen der gemessenen Schneehöhe, welche auf die Temperaturabhängigkeit der Schallgeschwindigkeit rückschließen lassen, veranlassten einen Austausch dieser Ul-

traschallmessgeräte. Seit kurzem greift die ZAMG auf eine Bestimmung der Schneehöhen mit Hilfe eines Lasermessgerätes zurück. Durch die temperaturunabhängige Messung mit Hilfe des Laserstrahls werden exaktere Messungen erzeugt. Diese Methode der Schneemessung wird seit kurzem an folgenden Wetterstationen angewendet: Brenner (Tirol), Friesach, Loibltunnel (beide Kärnten), Langen am Arlberg, Schroecken (beide Vorarlberg).

## 2.2 Niederschlagsbildung

Eine Grundvoraussetzung für Niederschlag (flüssig oder fest) ist eine Übersättigung der Luft, welche zur Ausbildung von Wolken führt. Dieser Vorgang erfordert Hebungsprozesse, welche folglich zur Abkühlung und ab Erreichen des Lifting Condensation Levels (LCL) zur Kondensation des in der Luft enthaltenen Wasserdampfs führen.

Grundsätzlich wird zwischen der Niederschlagsbildung in kalten, und der Niederschlagsbildung in warmen Wolken unterschieden. Dabei ist die Voraussetzung für warme Wolken jene, dass während ihrer Entwicklungsphase ausschließlich flüssiges Wasser vorkommt. Da Wasser in geeigneter Umgebung bis zu  $-40\text{ °C}$  flüssig sein kann, muss die Temperatur in warmen Wolken durchaus nicht immer positiv sein. In Fall von negativ temperierten flüssigen Tröpfchen spricht man von unterkühlten Wassertröpfchen. [28]

In den gemäßigten Breiten der Kontinente fällt die überwiegende Mehrheit der Niederschläge aus kalten Wolken aus. Das bedeutet, dass auch der überwiegende Großteil der am Boden ankommenden flüssigen Niederschläge einmal fest war. Eine Ausnahme stellen dabei winterliche Hochnebellagen dar, aus denen es auch immer wieder nieseln kann. Aus genanntem Grund und dem Umstand, dass die Ausbildung von Eiskristallen (und in weiterer Folge auch Schneeflocken) ausschließlich in kalten Wolken stattfindet, wird in den nächsten Abschnitten lediglich auf diese Art der Niederschlagsbildung eingegangen.

### 2.2.1 Eisnukleation - Entstehung von Eiskristallen

Eiskristalle können auf zwei verschiedene Arten entstehen:

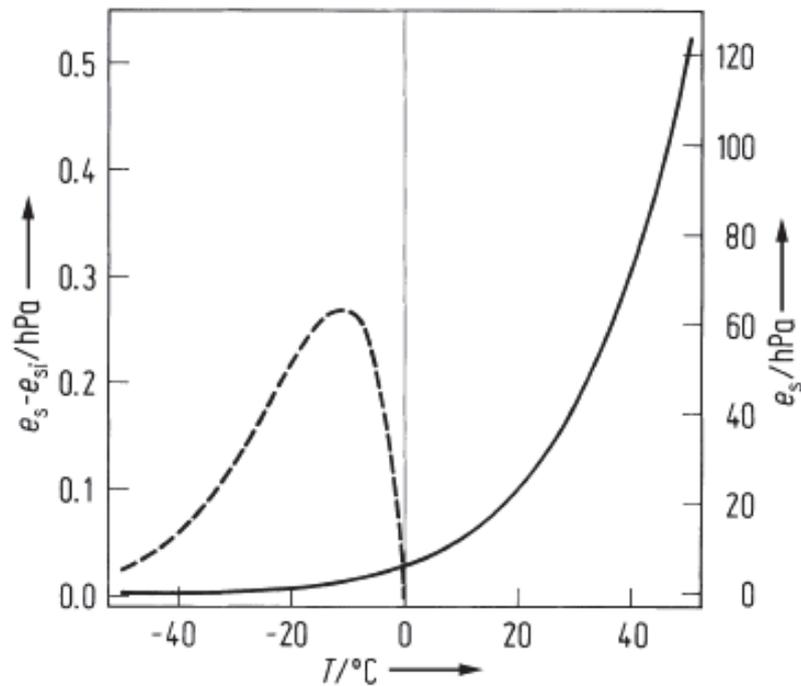
- **Homogene Nukleation**

Bei dieser Variante sind keine Eiskeime notwendig und sie findet in reinem Wasser statt. Durch homogene Nukleation bilden sich aber erst bei Temperaturen unter  $-40\text{ °C}$  Eiskristalle spontan aus. [28]

- **Heterogene Nukleation**

In der Atmosphäre gibt es immer Aerosole, welche feinste kristalline Partikel enthalten können. Diese dienen als sogenannte „Eiskeime“, welche die Bildung von Eiskristallen bereits bei deutlich höheren Temperaturen ermöglichen. Der Tröpfchenradius spielt dabei eine wichtige Rolle: Je größer dieser ist, umso höher ist die Gefriertemperatur. Ähnelt die Form

der Eiskeime einer hexagonalen Struktur, so findet der Prozess der Eisbildung bereits bei höheren Temperaturen statt. [28]



**Abbildung 2.1:** Gegenüberstellung der Sättigungsdampfdruckkurve über einer reinen Wasseroberfläche (durchgezogen, rechte Ordinate) und der Differenz zwischen dieser mit dem Sättigungsdampfdruck über Eis ( $e_s - e_{si}$ , linke Ordinate) [28]

Wenn sich nun ein Eiskristall zwischen unterkühlten Wassertröpfchen befindet, so wächst dieser sehr schnell auf Kosten der Wassertröpfchen. Der Grund liegt in einem höheren Sättigungsdampfdruck über Eis, als er über Wasser wäre (siehe Abbildung 2.1). Aus der Sättigung des Dampfdrucks bezüglich der Wassertröpfchen ergibt sich eine deutliche Übersättigung auf den Eiskristall bezogen. [28]

Untersuchungen zeigen, dass Wolken am häufigsten zwischen einem Temperaturbereich zwischen  $-5$  und  $-15$  °C vereisen. Diese Häufigkeit tritt genau im Bereich der maximalen Differenz der Sättigungsdampfdrücke über Eis und Wasser auf (siehe Abbildung 2.1). [28]

### 2.2.2 Wachstum der Eiskristalle innerhalb der Wolke

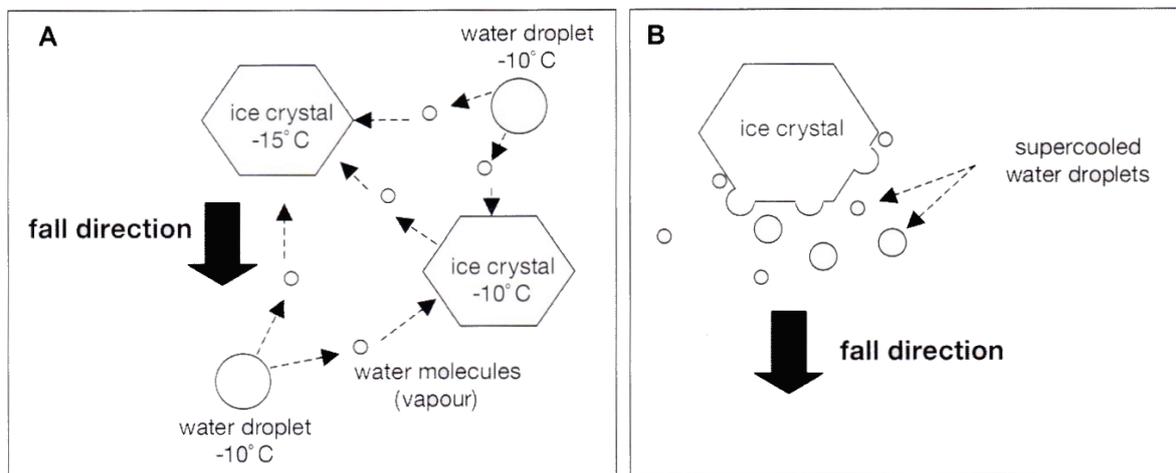
Die durch die bei der Nukleation entstandenen Eiskristalle wachsen nun auf zwei unterschiedliche Arten weiter an:

- **Wachstum der Eiskristalle durch Sublimation**

Aufgrund des in Abschnitt 2.2.1 erwähnten Umstands des Sättigungsdampfdruckunterschieds über Eis und Wasser, wandern Wassermoleküle von den unterkühlten Wassertröpfchen zu den Eiskristallen und lagern sich durch Sublimation an. Zusätzlich wandern auch wärmere (höherer Dampfdruck), bzw. kleinere (stärkere Krümmung) Eiskristalle zu kälteren, bzw. größeren (siehe Abbildung 2.2, links). [14]

- **Wachstum der Eiskristalle durch Gefrieren**

In weiterer Folge wachsen die Eiskristalle auch durch Kollision mit unterkühlten Wassertröpfchen an. Dadurch frieren diese an diesen fest (auch Akkretion genannt).

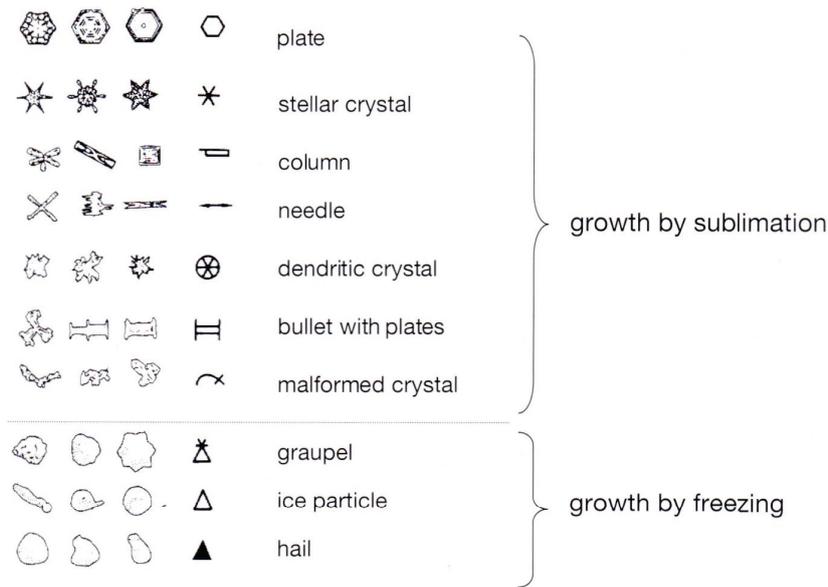


**Abbildung 2.2:** Vorgänge des Kristallwachstums durch Sublimation (Abbildung A) und durch Gefrieren (Abbildung B) [5]

Durch die verschiedenen Arten des Eiskristallwachstums entstehen auch unterschiedliche Formen der Eiskristalle (siehe Abbildung 2.3).

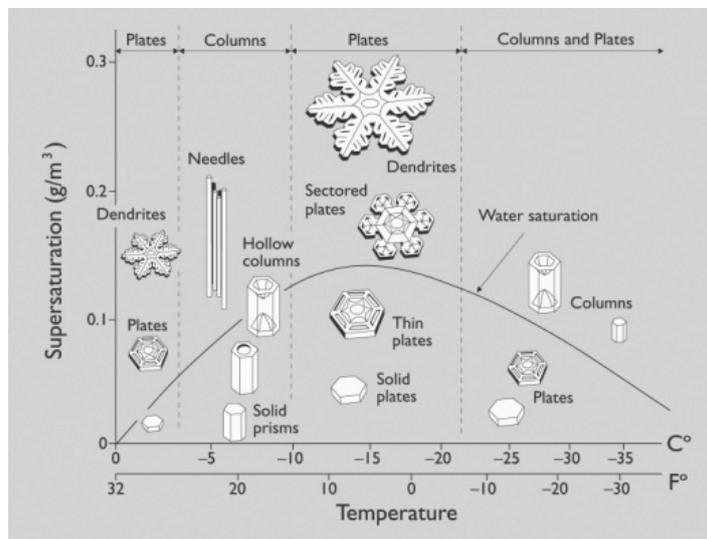
Die Eiskristalle wachsen mit Zunahme ihrer Größe immer schneller an. Sind diese schwer genug geworden, fallen diese aus der Wolke aus. Die Schneeflocke bzw. der Eiskristall kann sich abhängig von den Umgebungsbedingungen merklich verändern. In sommerlichen Gewitterwolken sind die Aufwinde zum Beispiel so stark, dass die Eispartikel sehr lange in der Wolke gehalten werden. Dadurch entstehen Eisgebilde (= Hagelkörner), die durch wiederholtes Anfrieren beachtliche Maße von mehreren Zentimetern erreichen können. Fallen die zu Schneeflocken verbundenen Eiskristalle in eine wärmere niedertroposphärische Schicht, so beginnen diese zu schmelzen und kommen bei geeigneten Bedingungen am Boden als Regen

an. Sie können aber auch vergraupeln, oder durch Zusammenstöße mit anderen Eiskristallen zerbrechen. [14]



**Abbildung 2.3:** Die vielfältigen Formen der Eiskristalle aufgrund ihrer Entstehungsart [5]

In Abbildung 2.4 wird der Übersättigungsbereich mit den Zonen des Eiskristallwachstums überlagert. Darin ist ersichtlich wie komplex die Formen der Eiskristalle bei unterschiedlichen Temperaturen bzw. Grad der Übersättigung sein können.



**Abbildung 2.4:** Die vielfältigen Formen der Eiskristalle aufgrund unterschiedlicher Umgebungsbedingungen [18]

### 2.2.3 Neuschnee

Laut der American Meteorological Society (AMS, [30]) wird Neuschnee definiert, als kürzlich gefallene Schneeflocken, deren Kristallstruktur noch erkennbar ist. Eine weitere Definition besagt, dass Neuschnee jene Menge an Schnee ist, die innerhalb von 24 Stunden gefallen ist. Nach erster Definition dürfen somit noch keine Umwandlungsprozesse eingesetzt haben, während diese bei der zweiten Definition bereits aktiv sind. [30]

Die Dichte einer Schneedecke kann wie üblich mit dem Verhältnis von Masse  $m$  und Volumen  $V$  berechnet werden (siehe Formel 2.1). In vorliegendem Fall wäre bei einer Schneeprobe die Masse sowie das Volumen dieser Probe zu verwenden.

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (2.1)$$

$\rho$	Dichte der Schneeprobe	$\text{kg m}^{-3}$
$m$	Masse der Schneeprobe	kg
$V$	Volumen der Schneeprobe	$\text{m}^3$

Der Wasserwert bzw. das Wasseräquivalent einer Neuschneedecke entspricht der Höhe einer Wassersäule, welche durch Schmelzen des Neuschnees entstehen würde. Das Wasseräquivalent kann somit mit der gefallenen Niederschlagsmenge in mm gleichgesetzt werden. [30]

Bei gegebenen Wasseräquivalent kann mit Angabe der Neuschneehöhe die Neuschneedichte berechnet werden. Mit der Annahme, dass die Masse des Wasserwertes und des gefallenen Schnees bei einer gegebenen Fläche von  $1 \text{ m}^2$  ident sind, kommt man durch Umstellen auf Formel 2.2.

$$\rho_{NS} = \frac{H_W}{H_{NS}} * \rho_W \quad (2.2)$$

$\rho_{NS}$	Dichte des Neuschnees	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho_W$	Dichte des Wassers	$1000 \text{ kg m}^{-3}$
$H_W$	Wasseräquivalent	mm
$H_{NS}$	Neuschneehöhe	mm

Abhängig von der vorherrschenden Temperatur während des Schneefalls, ergeben sich unterschiedliche Neuschneedichten. Im Mittel beträgt diese rund  $100 \text{ kg m}^{-3}$ , liegt bei sehr niedrigen Temperaturen bei etwa  $50 \text{ kg m}^{-3}$  (siehe Abbildung 2.5). Rundkörniger Altschnee hat im Mittel eine Dichte von näherungsweise  $350 \text{ kg m}^{-3}$  bei einem Porenanteil von 62 % (siehe Abbildung 2.5). [14]

Schneeart	Dichte $\rho$ in kg/m <sup>3</sup>	Porenanteil n in %
<i>Neuschnee</i>		
im Mittel	100	89
Wildschnee (sehr selten)	10– 30	99–97
Pulverschnee (locker, trocken)	30– 60	97–93
schwach windgepackt	60–100	93–89
stark windgepackt	100–300	89–67
feucht (Pappschnee)	100–200	89–78
<i>Filziger Schnee</i>	150–300	84–67
<i>Rundkörniger Altschnee</i>		
im Mittel	350	62
trocken, gesetzt	200–450	78–51
<i>kantig-körniger Schnee</i>	250–400	73–56
<i>Schwimmschnee</i>	150–350	84–62
<i>Nassschnee</i>	300–600	67–35
<i>nasser Firnschnee</i>	600–830	35– 9
<i>Gletschereis</i>	830–900	9– 2
<i>Eis, porenfrei</i>	917	0
<i>Wasser</i>	1000	0
<i>Lawinenschnee, abgelagert</i>	500–800	45–13

**Abbildung 2.5:** Auflistung der unterschiedlichen Erscheinungsarten einer Schneedecke mit der dafür typischen Dichte und Porenanteil (Anteil der eingeschlossenen Luft) [14]

Eine weitere Kennzahl, welche einen inversen Zusammenhang mit der Neuschneedichte besitzt, ist das Schnee - zu - Wasser - Verhältnis (Snow to Liquid - Ratio, SLR, siehe Formel 2.3). Dabei wird die Neuschneehöhe dem Wasseräquivalent gegenübergestellt. Eine Neuschneedichte von  $100 \text{ kg m}^{-3}$  entspricht einem üblichen SLR von 10:1 (1 cm Neuschnee ergibt sich aus 1 mm an Wasseräquivalent). Bei lockeren Schnee (Schneefall bei sehr tiefen Temperaturen, Pulverschnee) sind dabei höhere SLR's zu erwarten (z.B. 20:1, 2 cm Neuschnee ergeben sich aus 1 mm an Wasseräquivalent), während bei dichter gepacktem Schnee (Nassschnee) niedrigere SLR's erwartet werden (z.B. 5:1, 5 cm Neuschnee ergeben sich aus 10 mm an Wasseräquivalent).

$$SLR = \frac{H_{NS}}{H_W} \quad (2.3)$$

$SLR$	Snow to Liquid ratio, Schnee- zu Wasser - Verhältnis	1
$H_W$	Wasseräquivalent	mm
$H_{NS}$	Neuschneehöhe	mm

## 2.3 Messmethoden

Es gibt zahlreiche Möglichkeiten zur quantitativen Messung des Niederschlags. Mit unterschiedlichsten Messgeräten wird die aus dem gefallenen Schnee resultierende Schneehöhe bzw. das mit ihm verknüpfte Wasseräquivalent gemessen. In diesem Abschnitt werden einige dieser Methoden aufgelistet und erklärt.

### 2.3.1 Niederschlagsmessung

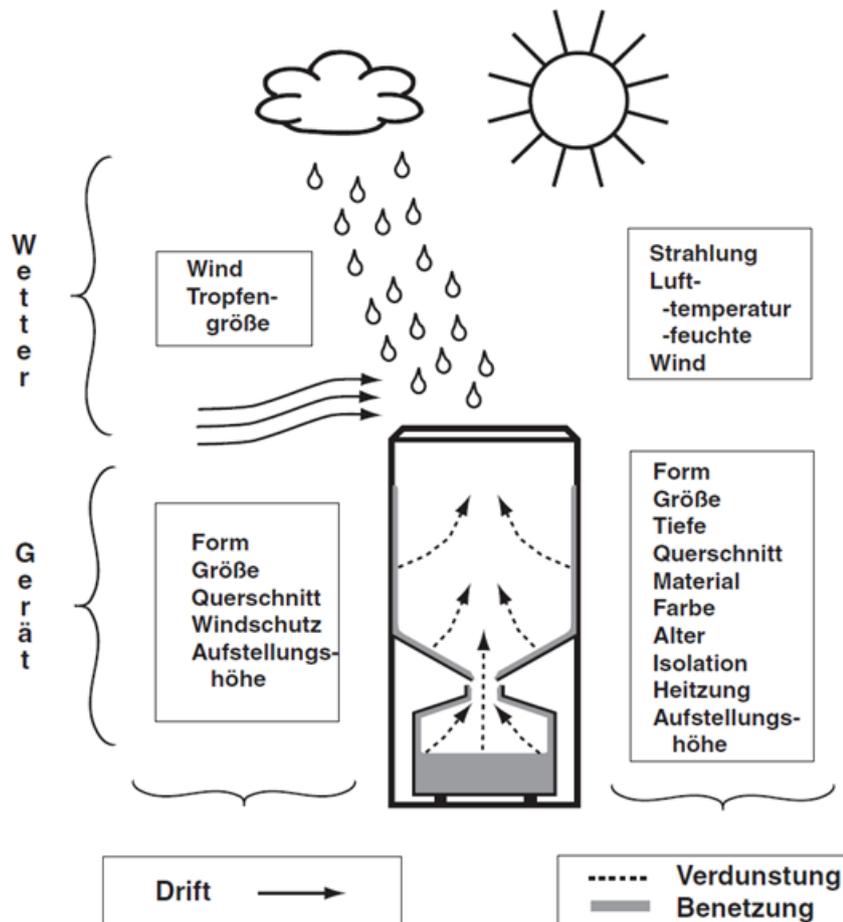
Die Messung des fallenden Niederschlags gestaltet sich in vielen Fällen schwierig, da der Wind einen starken Einfluss auf die gemessene Niederschlagsmenge hat. Speziell dadurch, dass Schneeflocken deutlich langsamer fallen als Regentropfen, kann der Wind zu deutlicher Unterschätzung der Niederschlagsmenge führen. Die Messung des flüssigen sowie festen Niederschlags erfolgt auf vielfältigste Weise. Grundsätzlich differenziert man grob zwischen direkter und indirekter, sowie manueller und automatischer Messung.

#### **Ombrometer, Totalisator**

Ein Ombrometer stellt eine direkte manuelle Niederschlagsmessung dar. Diese einfachste Methode benötigt lediglich ein Auffanggefäß mit einer Auffangfläche von normalerweise 200 bis 500 cm<sup>2</sup>. Da der Niederschlag nicht registriert wird, muss er von Hand entleert bzw. ausgelesen werden. Für schwer zugängliche Stationen im Hochgebirge werden Totalisatoren verwendet. Diese speichern die Niederschlagsmenge über einen längeren Zeitraum (bis zu einem Jahr) und sind meist völlig wartungsfrei. Bei Schneefällen muss der Schnee vor der Messung erst geschmolzen werden, es wird dann das sogenannte Wasseräquivalent gemessen. Aus den gegebenen Umständen ergeben sich mehrere systematische Fehlerquellen (siehe Abbildung 2.6). Untersuchungen zeigten, dass der Windfehler den größten Fehler in der Niederschlagsmessung darstellt. [22] Typische Messfehler durch Windeinfluss liegen bei flüssigen Niederschlag bei 2 bis 10 Prozent, für festen Niederschlag bei 10 bis 50 (!) Prozent. Vor allem bei geringen Niederschlägen stellt der Benetzungsfehler eine grobe Verfälschung dar. Weitere Fehlerquellen ergeben sich durch die Verdunstung, das Heraus- bzw. Hineinspritzen vom Niederschlag, sowie den Wasserverlust beim Entleeren der Ombrometer. [34] An Abbildung 2.7 kann erkannt werden, dass das erste Ombrometer die größte Deformation des Windfeldes oberhalb der Öffnung hervorruft, während das sechste Ombrometer das Windfeld am geringsten beeinflusst.

#### **Niederschlagswippen**

Sowohl Niederschlagswippen als auch -waagen zählen zu den registrierbaren Messgeräten. Das Prinzip der Wippe besteht darin, dass die Tropfen auf eine sich im instabilen Gleichgewicht

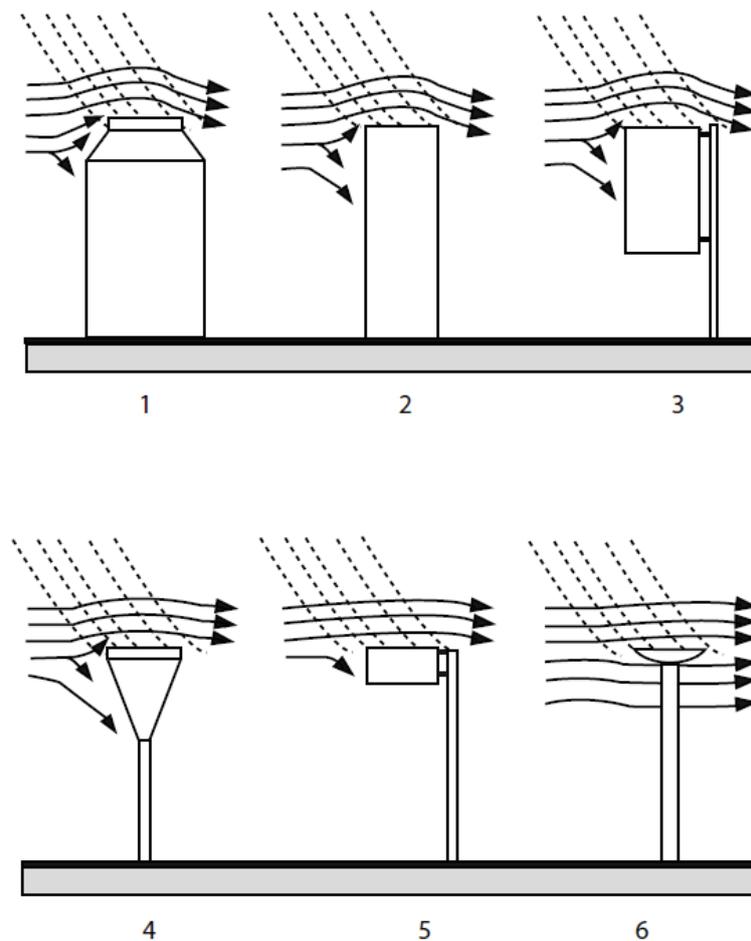


**Abbildung 2.6:** Fehlerquellen bei der Niederschlagsmessung mit einem Ombrometer [32]

befindliche Wippe fallen. Diese Wippe hat zwei Grundzustände, wobei sie diese wechselt, sobald sich eine bestimmte Niederschlagsmenge angesammelt hat (meist 0,2 mm). Dabei wird der Niederschlag automatisch abgeführt und somit nicht angesammelt wie beim Ombrometer bzw. Totalisator. Speziell bei sehr hohen Regenraten ( $250 \text{ mm h}^{-1}$ ) neigt diese Messmethode jedoch dazu den Niederschlag zu unterschätzen, da eine gewisse Menge zu dem bereits gemessenen Anteil nachfließen kann. Diese Art der Niederschlagsmessung kann auch für festen Niederschlag wie Schnee eingesetzt werden. Dafür muss aber ein Heizelement installiert werden, welches den festen Niederschlag schmelzen kann. Die WMO weist aber darauf hin, dass diese Messmethode bei Schneefall durch Verdunstung des schmelzenden Schnees und den Windeinfluss sehr schlechte Messergebnisse liefert. [34]

### Niederschlagswaagen

Bei Niederschlagswaagen wird das Gewicht des Behälters mit dem gefallenem Niederschlag gemessen. Dieser kann dabei in flüssiger und/oder in fester Form vorhanden sein. Je nach klimatischen Bedingungen beträgt die Auffangkapazität 150 bis 750 mm. Um den Verduns-



**Abbildung 2.7:** Verschiedene Formen von standardisierten Ombrometern. Die Pfeile zeigen die Stromlinien des Windfeldes und die gestrichelten Linien die Trajektorien der Niederschlagspartikel [29]

tungseinfluss zu minimieren wird Öl beigemischt, welches durch einen feinen Film an der Wasseroberfläche verdunstungshemmend wirken soll. Starker Wind stellt, wie auch bei allen anderen Messgeräten, die größte Fehlerquelle dar. Dieser Effekt kann bei neueren Geräten durch einen Mikroprozessor großteils ausgebessert werden. Im Winter wird zusätzlich ein Frostschutzmittel beigemischt, deren Menge von der erwarteten Niederschlagsmenge und der Minimumtemperatur abhängt.

### 2.3.2 Messung der Schneehöhe

Die Gesamt- und die Neuschneehöhe werden im Routinebetrieb täglich zum Frühtermin um 06 Uhr UTC gemessen. Dabei ist eine Messung der Gesamtschneehöhe vorzunehmen, auch wenn kein Niederschlag gefallen ist. Der Grund dafür liegt in den Setzungs- und Schmelzprozessen der Schneedecke, welche deren Höhe niederschlagsunabhängig verändern. Die Messung kann durch unterschiedlichen Methoden erfolgen.

## Handschneepegel und Standschneepegel

Diese Art der Schneehöhenmessung ist die älteste und noch immer am weitesten verbreitete Methode. Bei der Messung mit einem Handschneepegel wird ein Stab oder eine Stange mit einem darauf befindlichen Maßstab zur Sondierung der Schneedecke verwendet. Diesen gibt es in unterschiedlichen Ausführungen, welcher abhängig von der Schneelage der jeweiligen Stationen ist. Bei dieser Messung muss auf Hindernisse im Boden geachtet werden (zum Beispiel Löcher, Maulwurfshügel), da diese die Messung verfälschen würden. Weiters sollen bei inhomogenen Bodenoberflächen mehrere Messungen an verschiedenen Stellen erfolgen und die ermittelten Schneehöhen daraufhin gemittelt werden. Bei Stationen mit Schneelagen über 1m kommt üblicherweise ein Standschneepegel (siehe Abbildung 2.8) zum Einsatz. Dieser besteht im Regelfall aus einer 10cm breiten, 2,5 cm dicken und 1,5 bis 2,5 m langen Holzlatte, welche mit Ölfarbe bestrichen ist und abwechselnd alle 10 cm in roter und schwarzer Farbe markiert ist. [34, 8]



**Abbildung 2.8:** Standschneepegel am Dobratsch (2146m Seehöhe, Kärnten) [10]

## Schneebrett

Zur Messung der Neuschneehöhe soll ein Schneebrett verwendet werden, da die Neuschneehöhe nicht einfach aus der Differenz zweier aufeinanderfolgenden Gesamtschneehöhen berechnet werden soll. Das Schneebrett wird entweder auf die Schneedecke eingedrückt oder auf einem Tisch in 20 bis 30 cm Höhe (Schneetisch) gelegt und hat eine Fläche von 1 m<sup>2</sup>. Nach jeder erfolgten Messung muss das Brett wieder gesäubert werden. Die Messung der Neuschneehöhe erfolgt in Zentimetern. [8, 34]

### Schneekissen (snow pillow)

Vor allem in Kanada und der USA werden die Neuschneemengen bzw. Neuschneehöhen mit einem sogenannten Schneekissen (snow pillow) gemessen. Das Kissen kann aus unterschiedlichen Materialien (elastisches Blech, Plastik, Gummi) bestehen, und ist mit einer nicht gefrierenden Flüssigkeit gefüllt. Die gebräuchlichsten Modelle haben einen Durchmesser von drei bis vier Meter und werden entweder auf den Boden gelegt oder aber unter einer dünnen Schicht von Sand oder Erde eingegraben. Dabei wird der durch den gefallenen Schnee erzeugte hydrostatische Druck auf das Kissen mit einem elektronischen Drucksensor gemessen und mit Hilfe eines Graphen oder Datenloggers aufgezeichnet. Zusätzlich wird über einem Schneekissen oft ein Ultraschallmessgerät angebracht (siehe Abbildung 2.9). Die durchschnittliche Lebensdauer dieser Schneekissen beträgt etwa 10 Jahre. [34]



**Abbildung 2.9:** Schneekissen mit darüber installiertem Ultraschallmessgerät [12]

### Ultraschall

Die Messung der Schneehöhe mit einem Ultraschallmessgerät stellt eine der moderneren Methoden dar. Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik hat an einigen Stationen seit 2008 USH-8 Ultraschallschneehöhensensoren der Firma Sommer verwendet, welche aber aufgrund einer unzureichenden Temperaturkompensation durch einen Laserpegel SHM-30 der Firma Jenoptik abgelöst wurden. Das Messprinzip beruht auf der Messung der Dauer des Ultraschallimpuls, welcher vom Messgerät auf die Schneedecke trifft und wieder reflektiert wird. Aufgrund der Temperaturabhängigkeit des Schalls kommt es aber zu fehlerhaften Messwerten, welche mit Formel 2.4 korrigiert werden müssen. Auch der Ort der Messung soll möglichst frei von Hindernissen über einer ebenen Fläche erfolgen. [34]

$$d = d_T * \sqrt{\frac{T}{273.15}} \quad (2.4)$$



**Abbildung 2.10:** Ultraschallmessgerät USH - 8 zur Messung der Schneehöhe (Firma Sommer Messtechnik)

### Laser

Eine der modernsten Möglichkeiten stellt die Messung der Schneehöhe mittels eines Laserstrahls dar. Wie in der vorherigen Messmethode bereits erwähnt besteht der wesentliche Vorteil darin, dass diese Messmethode völlig unabhängig von der Temperatur ist. Am Messprinzip ändert sich hingegen nichts, es wird die aktuelle Schneehöhe weiterhin über die Laufzeit des Laserstrahls berechnet.



**Abbildung 2.11:** Lasermessgerät SHM - 30 zur Messung der Schneehöhe (Firma Jenoptik)

## 2.4 Temperatur - Taupunkt - Feuchttemperatur

Bei Vorhandensein einer Schneedecke spielen bei den Umwandlungsprozessen speziell folgende drei atmosphärische Zustandsgrößen eine wichtige Rolle:

- Temperatur
- Taupunkttemperatur
- Feuchttemperatur

Nachfolgend wird auf diese Größen kurz und auch inwiefern diese die Schneedecke beeinflussen näher eingegangen.

### 2.4.1 Lufttemperatur

#### Definition

Die Lufttemperatur wird durch ein Thermometer angezeigt, welches der Umgebungsluft ausgesetzt und vor direkter Sonneneinstrahlung geschützt ist. [30]

#### Messung der Temperatur

Die Messung der Lufttemperatur soll laut WMO - Kriterien in 1,2 bis 2 Metern erfolgen. Dabei sollen keine Bäume, Gebäude oder andere Hindernisse in unmittelbarer Nähe stehen und der Untergrund sollte nicht versiegelt sein. Zur Minimierung der Messfehler wird bei den teilautomatischen Wetterstationen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik eine spezielle Wetterhütte verwendet, welche durch einen weißen Anstrich und ihre Ventilation gekennzeichnet ist. [34]

### 2.4.2 Taupunkt

#### Definition

Der Taupunkt entspricht jener Temperatur, die ein Luftpaket haben würde, wenn es bei konstantem Druck (isobar) und konstantem Wassergehalt bis zur Sättigung abgekühlt wird. [30]

#### Messung des Taupunkts

Gemessen wird der Taupunkt üblicherweise mit einem Taupunktspiegel. Dabei wird das Licht einer Leuchtdiode ausgesendet und an einem Spiegel mit metallischer Oberfläche reflektiert. Mit Hilfe eines Peltierelements wird dieser Spiegel so weit abgekühlt, bis der Taupunkt erreicht

wird und sich Wassertropfen am Spiegel absetzen. Die dadurch erzeugte Reduzierung der Reflexionsfähigkeit wird durch eine Photodiode gemessen. [34]

### 2.4.3 Feuchttemperatur

#### Definition

Die (isobarische) Feuchttemperatur ist jene Temperatur, die ein Luftpaket annehmen würde, wenn es adiabatisch bei konstantem Druck bis zur Sättigung abgekühlt und die dafür benötigte Wärme durch Verdunstung dem Paket entzogen wird. [30]

#### Messung der Feuchttemperatur

Gemessen wird die Feuchttemperatur üblicherweise mit einem Aspirationspsychrometer nach Aßmann. Es besteht aus zwei Quecksilberthermometern, eines zur Messung der Trockentemperatur und eines zur Messung der Feuchttemperatur. Am Feuchtthermometer ist an der Kapillarkugel ein eng anliegender Baumwollstrumpf angebracht, der vor der Messung angefeuchtet wird. Während der Messung sorgt ein Ventilator für einen konstanten Luftstrom von  $2,2 \text{ m s}^{-1}$ . Solange die Luft nicht gesättigt ist, verdunstet das Wasser auf dem Strumpf und durch die dafür benötigte Energie, sinkt die Temperatur am Feuchtthermometer. Nach einigen Minuten stellt sich ein Gleichgewicht ein und der Messwert kann abgelesen werden. Ein Gleichgewicht stellt sich ein, wenn der latente Wärmefluss vom Thermometer zur Umgebungsluft und der fühlbare Wärmefluss von der Umgebungsluft zum Thermometer gleich groß sind. [34]

Der Wert der Feuchttemperatur liegt, solange die Luft nicht gesättigt ist, immer zwischen dem Taupunkt und der Lufttemperatur. Bei Sättigung fallen alle drei Größen zusammen (siehe Formel 2.5).

$$T_d \leq T_f \leq T \quad (2.5)$$

$$T_f = T * \exp\left(\frac{L(m - m_s(T_f))}{c_p T}\right) \quad (2.6)$$

$T_f$	Feuchttemperatur	K
$T_d$	Taupunkttemperatur	K
$T$	Trockentemperatur	K
$L$	Phasenumwandlungswärme bei der Kondensation	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
$m$	Mischungsverhältnis	1
$m_s(T_f)$	Sättigungsmischungsverhältnis bei der Feuchttemperatur	1
$c_p$	Wärmekapazität von trockener Luft bei konstantem Druck	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$

Mit Formel 2.6 kann die Feuchttemperatur analytisch berechnet werden. Dazu werden numerische Rechenmethoden benötigt. Es existieren jedoch unzählige empirische Berechnungsmethoden, mit denen für bestimmte Temperatur-, Druck- sowie Feuchteverhältnisse sehr gute Ergebnisse erzielt werden können. In dieser Arbeit wurde für die Berechnung der Feuchttemperatur die empirische Formel 2.7 verwendet, welche 1998 in den USA entwickelt (siehe [11] und bereits in früheren Arbeiten ([26]) erfolgreich angewendet wurde.

$$T_f = -5.806 + 0.672 * T - 0.006 * T^2 + (0.061 + 0.004 * T + 0.000099 * T^2) * RH + (-0.000033 - 0.000005 * T - 0.0000001 * T^2) * RH^2 \quad (2.7)$$

$T_f$	Feuchttemperatur	°C
$T$	Trockentemperatur	°C
$RH$	Relative Luftfeuchtigkeit	%

#### 2.4.4 Auswirkungen auf eine Schneedecke

Im folgenden Abschnitt werden die Auswirkungen der im vorigen Abschnitt erläuterten Temperaturmaße an einer Schneedecke erklärt.

##### Sublimation

Der Prozess der Sublimation findet statt, wenn die Feuchttemperatur und somit auch der Taupunkt negativ sind ( $T_f < 0$  °C und  $T_d < 0$  °C). Die Lufttemperatur kann dabei auch positive Werte annehmen. Dabei gehen die Schneekristalle an der Oberfläche der Schneedecke direkt vom festen in den gasförmigen Zustand über. Die Schneedecke nimmt dadurch aber nur kaum ab und der Schnee bleibt dabei vollkommen trocken.

Ein typischer Fall wäre eine starke Abkühlung durch eine klare Nacht. Tagsüber steigt die Temperatur dann knapp über die Nullgradgrenze an, während mäßiger Wind für eine gute Durchmischung und somit einer niedrigeren Luftfeuchtigkeit sorgt. Dadurch bleiben die Feuchttemperatur und der Taupunkt deutlich negativ.

##### Schmelzen

Nun kann die Temperatur soweit ansteigen, dass auch die Feuchttemperatur über null Grad Celsius ansteigt, der Taupunkt aber noch unter dem Gefrierpunkt bleibt ( $T_f > 0$  °C und  $T_d < 0$  °C). Bei diesem Szenario beginnt der Schnee zu schmelzen. Dabei gehen die Schneekristalle sowohl in den flüssigen als auch in den gasförmigen Zustand über und die Schneedecke nimmt deutlich schneller ab, als es beim Sublimieren der Fall war. Die Luftfeuchtigkeit spielt beim Schmelzen eine wichtige Rolle, denn umso niedriger diese ist, desto weniger effektiv ist

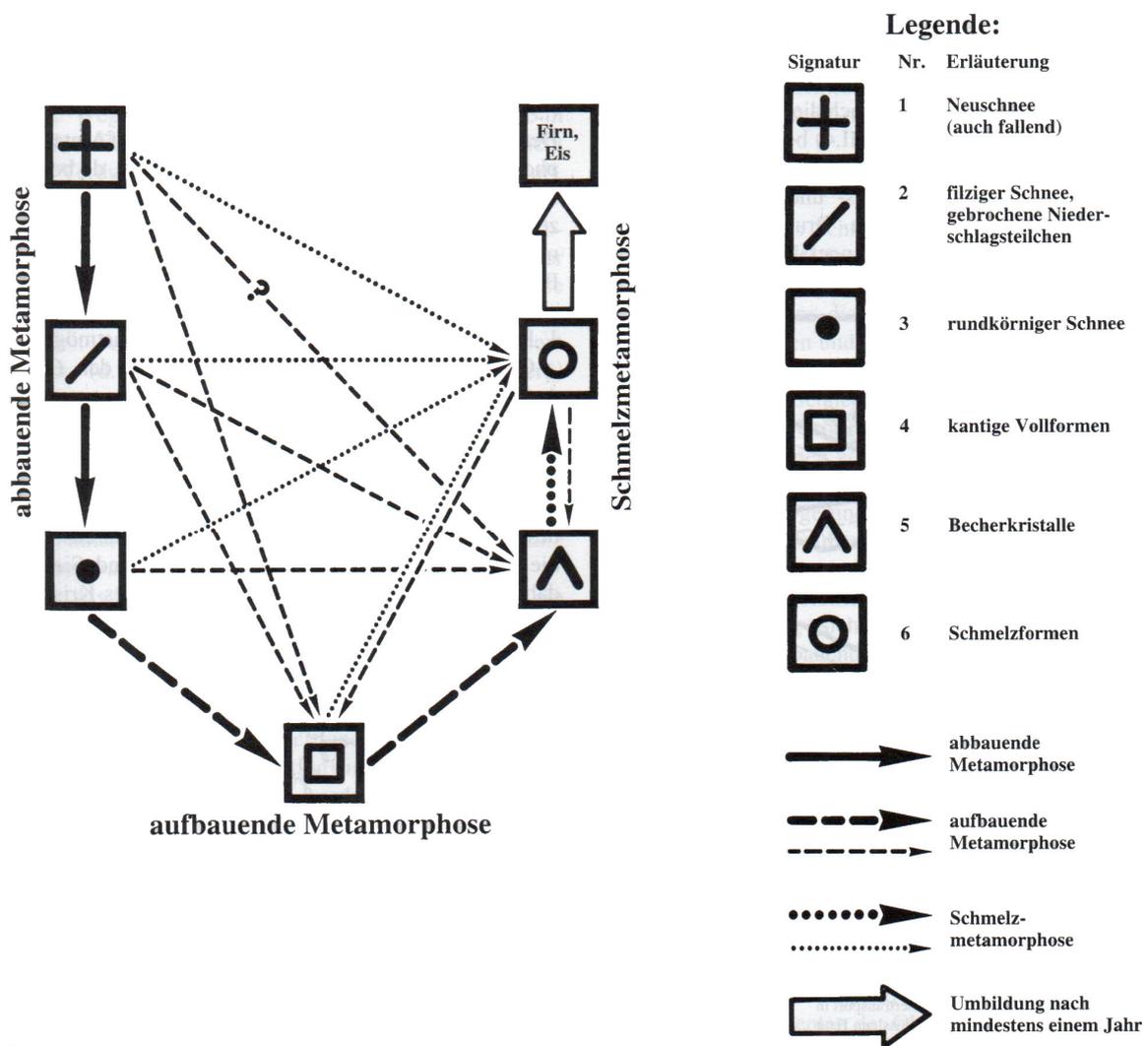
der Schmelzprozess. Durch das Schmelzen entsteht oberflächennah ein dünner Wasserfilm, welcher in weiterer Folge wieder zu einem feinem Eisfilm übergeht. Am effektivsten wird die Schneedecke beim Schmelzprozess in feuchter Luft abgebaut.

### **Tauen**

Findet nun ein Luftmassenwechsel im Zuge einer Front statt, dann steigt die Luftfeuchtigkeit und somit auch der Taupunkt. Wenn dieser dann über dem Gefrierpunkt liegt, findet der Prozess des Tausens statt. Dabei liegen alle drei Temperaturkenngrößen über dem Gefrierpunkt ( $T > 0\text{ °C}$ ,  $T_f > 0\text{ °C}$  und  $T_d > 0\text{ °C}$ ). Die Schneekristalle gehen nun ausschließlich vom festen in den flüssigen Aggregatzustand über. Dieser Prozess ist von den dreien der effektivste, die Schneedecke wird dadurch sehr rasch abgebaut. Die Luftfeuchtigkeit trägt eine steuernde Rolle zur Effektivität bei, denn je niedriger diese ist, umso effizienter findet der Abbau der Schneedecke statt. Dieser Umstand erklärt sich durch das raschere Verdunsten des Tauwassers.

## 2.5 Umwandlungen in der Schneedecke - Metamorphose

Der Begriff Metamorphose stammt vom griechischen Wort metamorphosis ab und bedeutet „Umgestaltung“. Eine Schneedecke ist im Laufe eines Winters ständigen Veränderungen unterworfen. Durch verschiedene physikalische Prozesse wird sie umgewandelt, man nennt diese Vorgänge Metamorphose. Dabei ändert sich die Dichte des Schnees, der Porenanteil und die Struktur. Die Schneedecke durchläuft dabei verschiedene Stadien, wobei deren Ablauf nicht immer gleich erfolgt, es können auch mehrere Stadien übersprungen werden (siehe Abbildung 2.12).



**Abbildung 2.12:** Lebenszyklus einer Schneedecke, der von der abbauenden, aufbauenden und der Schmelzmetamorphose bestimmt wird [14]

Folgende Punkte sind für die Metamorphose ausschlaggebend:

- **Minimierung der Oberflächenenergie**

Die Beweglichkeit bzw. die Oberflächenenergie der Moleküle ist nicht bei jedem Schneekristall identisch. Sie ist an konvexen Stellen größer als an ebenen bzw. konkaven Stellen. Die Natur versucht dieses Energiegefälle auszugleichen und so wandern die Moleküle in Richtung des Gefälles. Somit werden die konkaven Stellen bzw. Einbuchtungen entlang der Oberflächenhaut durch Moleküle von konvexen Stellen bzw. Spitzen „aufgefüllt“. [14]

- **Wasserdampfdruckverhältnisse**

Weiters ausschlaggebend sind die Wasserdampfdruckverhältnisse in einer Schneedecke. An der Oberfläche der Schneekristalle bildet sich ein schmaler flüssiger Film. Ein Teil davon kann in der Porenluft verdunsten. Dies geschieht durch den Krümmungseffekt (Kelvineffekt) an den Spitzen leichter, denn hier herrscht ein höherer Dampfdruck. An den Einbuchtungen hingegen ist der Dampfdruck relativ gesehen geringer, was an diesen Stellen zu einer Ansammlung von Wasserdampfmolekülen führt. [14]

- **Wasserdampftransport (durch Diffusion)**

Durch unterschiedliche Dampfdruckverhältnisse entsteht ein Dampfdruckgradient. Dieser führt wie in vorherigen Absatz bereits beschrieben zu einem Transport der Wasserdampfmoleküle, wodurch diese diffundieren. Diese Diffusion ist, sowohl bei höheren Temperaturen als auch bei einem größeren Dampfdruckgradient stärker. [14]

- **Energiebilanz**

Ein wichtiger Punkt bei der Umwandlung einer Schneedecke ist die Energiebilanz. Dabei zählen als Energiequellen unter anderem der Bodenwärmestrom sowie die freie Oberflächenenergie, welche in den frisch gefallenen Schneekristallen „gespeichert“ ist. [14]

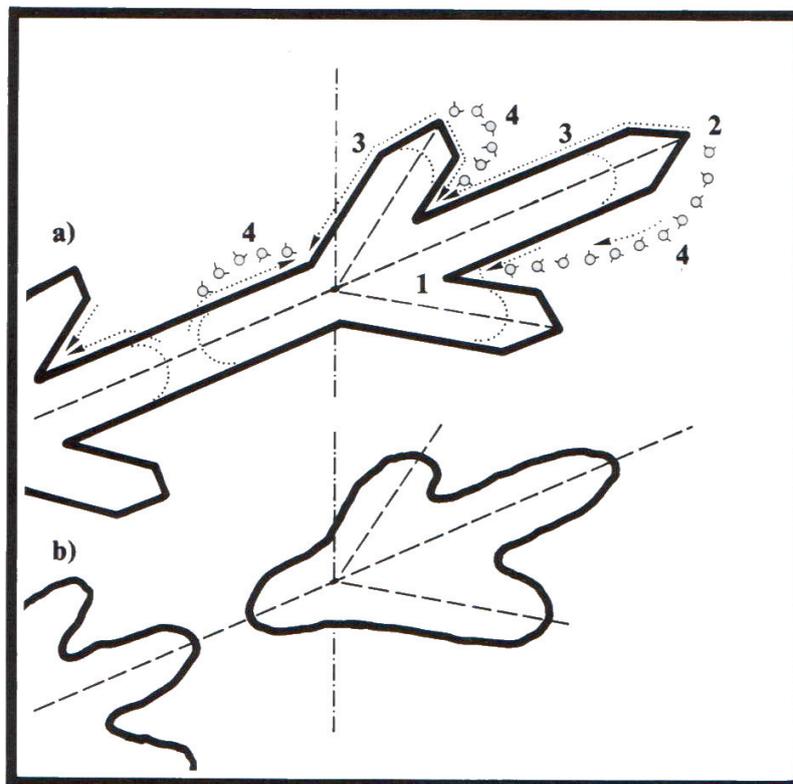
Diese Umwandlungsprozesse werden anhand von Beobachtungen in drei verschiedenen Arten (**abbauende, aufbauende und Schmelzmetamorphose**) unterteilt. [14]

### **2.5.1 Abbauende Metamorphose**

Nachdem der Schnee gefallen ist, beginnt sofort der Prozess der Umwandlung der Schneekristalle. Der erste dieser Umwandlungsprozesse ist unter der abbauenden Metamorphose bekannt. Die kompliziert aufgebauten Schneekristalle werden abgebaut, indem sich die feinen Verästelungen einziehen und sich die Unregelmäßigkeiten langsam ausgleichen. Schlussendlich wird durch das Abbrechen der Ästchen eine zunehmend kugelige Gestalt herbeigeführt. Dadurch wird die Oberfläche und die Größe der Schneekristalle verkleinert, was durch die Verringerung des Gesamtvolumens zu einer Setzung des Schnees führt. Diese Setzung ist das

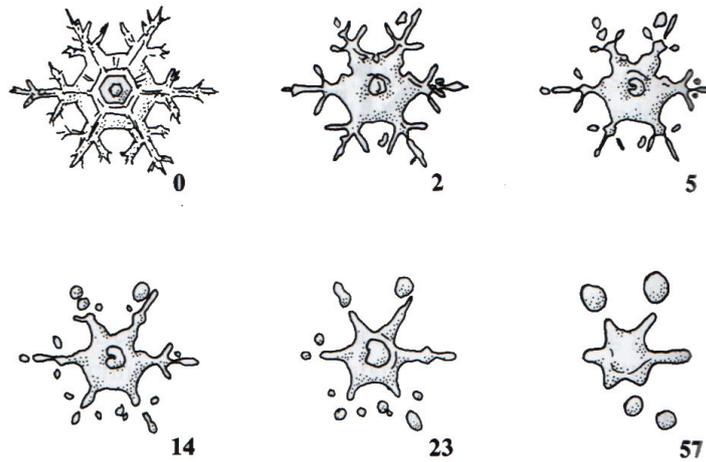
äußere Kennzeichen der abbauenden Metamorphose. Weiters wird durch die Setzung die Dichte und auch die Festigkeit der Schneedecke erhöht. Eine regulierende Rolle spielt dabei die Temperatur. Je höher diese ist, umso schneller ist der Prozess der abbauenden Metamorphose abgeschlossen (bei  $0^{\circ}\text{C}$  etwa drei bis vier Stunden, bei  $-5^{\circ}\text{C}$  etwa ein bis zwei Wochen, bei  $-20^{\circ}\text{C}$  etwa drei bis vier Wochen oder mehr). [33, 14]

Die Schneekristalle, welche auf den Erdboden fallen, können ihre ursprüngliche Form in der Schneedecke nicht beibehalten. Die Gradienten von Oberflächenenergie sowie des Dampfdruckes beginnen sich mit der Zeit auszugleichen. Die Wasserdampfmoleküle wandern aufgrund des Kelvineffekts von den Spitzen zu den Einbuchtungen (siehe Abbildung 2.13). Dabei entsteht filziger Schnee (siehe Abbildung 2.12, Punkt 2). Bis zum Endstadium der abbauenden Metamorphose (rundkörniger Schnee, siehe Abbildung 2.12, Punkt 3) finden dann nur noch örtliche bzw. kleine Temperaturänderungen statt. [33, 14]



**Abbildung 2.13:** Transport von Wasser bzw. Wasserdampfmolekülen von den Spitzen zu den Einbuchtungen aufgrund der Dampfdruckgradienten [14]

Abbildung 2.14 zeigt wie sich ein Schneekristall bei einem Laborversuch im Laufe von 57 Tagen durch abbauende Metamorphose entwickelt. Zu bemerken ist, dass die Umwandlungsprozesse unter Laborbedingungen deutlich langsamer ablaufen als in der Natur.



**Abbildung 2.14:** Laborexperiment bei  $-5^{\circ}\text{C}$  zur Veranschaulichung der abbauenden Metamorphose (die Zahlen stehen für die Anzahl der Tage) [14]

### 2.5.2 Aufbauende Metamorphose

In den tieferen Schichten der Schneedecke kommt es zum Aufbau neuer Formen von Schneekörnern. Es entstehen quader-, prismen-, pyramiden- und säulenartige Schneekörner (kantige Vollformen, siehe Abbildung 2.12, Punkt 4). Mit fortschreitender Zeit bilden sich immer größere Formen, welche abgestuft und innen eine hohle Gestalt aufweisen - man spricht hier von Becherkristallen oder Schwimmschnee (siehe Abbildung 2.12, Punkt 5). **Im Gegensatz zur abbauenden Umwandlung sind die Prozesse der aufbauenden Metamorphose äußerlich nicht erkennbar, d.h. es findet keine weitere Setzung statt.** Auch die Dauer der Umwandlung ist wesentlich länger (diese liegt für Becherkristalle bei zwei bis vier Wochen). [14]

Die Voraussetzung für eine Umwandlung in Becherkristalle bzw. Schwimmschnee liegt am Vorhandensein eines Temperaturgradienten innerhalb der Schneedecke. Jene Schichten, die näher am Erdboden liegen sind durch den vorhandenen Bodenwärmestrom wärmer als Schichten, die an der Oberfläche liegen und ungehindert abstrahlen können. Ein typischer Wert des Temperaturgradienten, ab dem die abbauende Metamorphose einsetzt, beträgt  $15^{\circ}\text{C}/\text{m}$ . Je größer dieser Temperaturgradient, desto stärker und schneller erfolgt die Umwandlung. [14]

Physikalisch lässt sich die Entstehung von Becherkristallen durch die Entstehung eines Dampfdruckgradienten, welcher durch den Temperaturgradienten erzeugt wird, erklären. Die Natur hat das Bestreben diesen Gradienten durch Transport der Wasserdampfmoleküle vom Boden in Richtung Schneeoberfläche auszugleichen. Dabei sublimieren diese Moleküle an den darüberliegenden Schneekörnern auf. Dieser Prozess setzt sich nach oben hin fort, wobei er in den wärmsten Regionen am effektivsten ausfällt, womit sich der Schwimmschnee bevorzugt in den untersten Schichten ausbildet. Durch dieses „Aufsublimieren“ von unten entstehen gestufte Platten und hohle Prismen (siehe Abbildung 2.15). [14, 33]



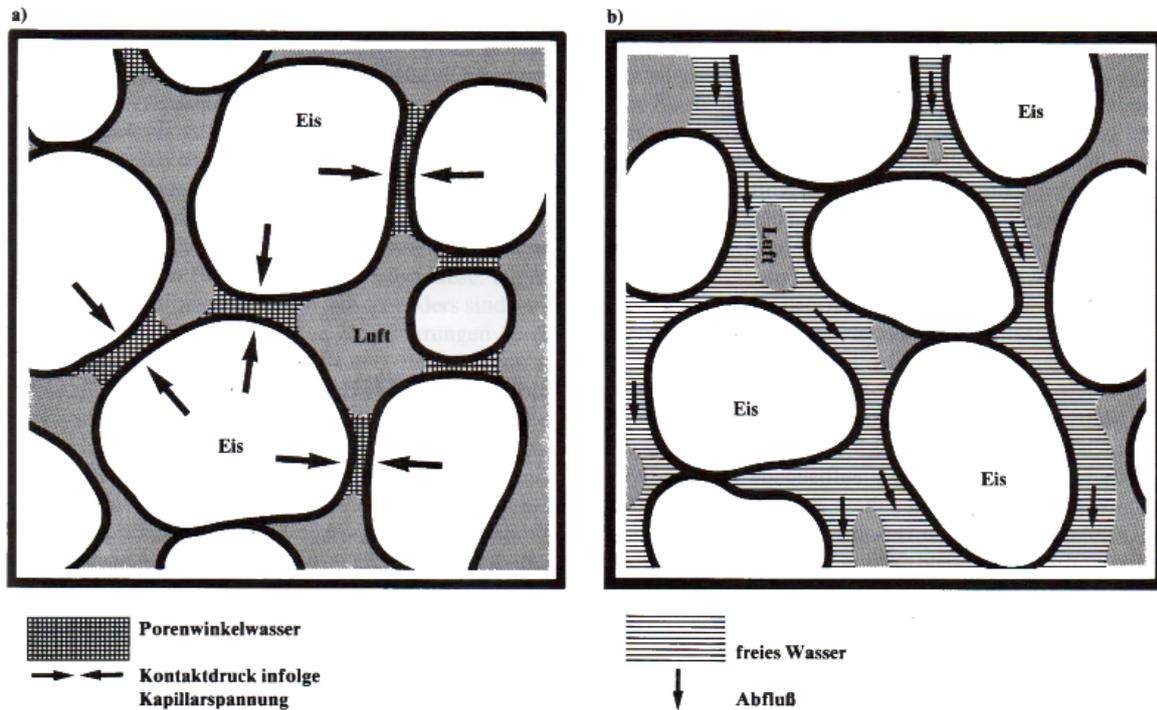
**Abbildung 2.15:** Vergrößertes Bild eines Becherkristalls (auch Schwimmschnee genannt)  
(Fotoarchiv ZAMG)

### 2.5.3 Schmelzmetamorphose

Sobald die Schneedecke eine Temperatur von null Grad Celsius annimmt, setzt die dritte Art der Umwandlung ein, die Schmelzmetamorphose. Die Schneedecke kann während des Schmelzprozesses nie Temperaturen über null Grad annehmen, da die gesamte zugeführte Wärme zum Aufbrechen der Gitterstruktur der Eiskristalle verwendet wird. Dabei erfolgt die Zufuhr der erforderlichen Wärmeenergie an der Unterseite der Schneedecke durch die Abgabe der Bodenwärme, was einen beträchtlichen Anteil ausmachen kann. An der Oberseite dient die Sonnenstrahlung oder aber auch ein Temperaturanstieg durch Warmluftadvektion als Energiequelle. Der Schmelzvorgang beginnt bei den Schneekörnern an ihren Ecken und Kanten und rundet diese dann mehr und mehr ab (siehe Abbildung 2.12, Punkt 6). Das geschmolzene Wasser fließt in die Hohlräume bzw. setzt sich an den Porenwinkeln fest. Durch Kapillarkräfte werden die Körner stärker aneinander gezogen. Dies führt zu einem Zusammenrücken der Schneekörner bzw. zu einem Ansteigen der Dichte und einer merklichen Setzung, da abgerundete Körner wesentlich weniger Platz benötigen als kantige Formen. [14]

Bei Anhalten des Schmelzvorganges bildet sich immer mehr Wasser, bis der Schnee dieses nicht mehr halten kann. Das Schmelzwasser sucht sich der Schwerkraft folgend eigens bevor-

zugte Abflusskanäle. Durch nächtliches Abkühlen kann das Wasser wieder frieren, was zur Ausbildung von Knollen bzw. zusammenhängenden Schneekörnern und einer Verfestigung führt. Durch Wiederholen dieser Frost - Tau - Vorgänge verändert sich die oberste Schneesicht zu einer Schicht mit hoher Festigkeit aus, welcher auch „Harsch“ genannt wird. [14]



**Abbildung 2.16:** Schmelzmetamorphose: Bei a.) wird das Schmelzwasser noch zwischen den Porenwinkeln festgehalten, während bei anhaltender Wärmeenergiezufuhr der Schnee das geschmolzene Wasser bei b.) nicht mehr halten kann und dieses als freies Wasser der Schwerkraft folgend nach unten abfließt [14]

Wie bereits erwähnt sind diese drei Arten der Umwandlung in der Natur selten deutlich abgrenzbar. Sie können mitunter auch abwechselnd und konkurrierend ablaufen und unterliegen nicht einer strikten Reihenfolge.

## 2.6 Schneemodelle

Im folgenden Kapitel soll auf bereits existierende konzeptionelle Schneemodelle eingegangen werden sowie auf Ansätze zur Lösung der komplexen Vorgänge innerhalb der Schneedecke. Wie bereits in den einleitenden Worten erwähnt wurde, gibt es eine Vielzahl von Schneemodellen. Dabei reicht ihr Spektrum von einfach konzipierten bis hin zu äußerst komplexen mit integriertem Vegetationsmodell (Alpine 3D, [15]). Schneemodelle mit einfachen Parametrisierungen sind dabei oft **konzeptionelle Modelle**, welche in vielen Fällen nur wenige Eingangsparameter benötigen und meist einfacher aufgebaut sind. Die Prozesse werden dabei mit empirischen Gesetzen beschrieben. Dabei muss ein konzeptionelles Modell laufend kalibriert werden, um der Realität so nah als möglich zu kommen. [23]

Im Gegensatz zu den konzeptionellen Modellen stehen **physikalisch basierte** Schneemodelle (z.B. SNOWPACK [16]). Diese sind meist komplexer, da sie zur Beschreibung der Prozesse keine Parametrisierungen sondern physikalische Gleichungen verwenden. Der Vorteil besteht darin, dass das Modell kaum kalibriert werden muss. Allerdings ist zur Modellierung ein qualitativ hochwertiger Datensatz nötig, welcher oft um einiges mehr an Eingangsparametern benötigt, als ein konzeptionelles Modell. [23]

### Schneeakkumulations- und Schneeschmelzmodell - Snow 17 [2]

Snow - 17 ist ein konzeptionelles Modell, welches die wichtigsten physikalischen Prozesse vereinfacht berücksichtigt, die für Aufbau- bzw. Umwandlungsprozesse einer Schneedecke verantwortlich sind. Als Eingabeparameter müssen lediglich Temperatur- und Niederschlagsdaten bereitgestellt werden. Das Modell wurde ursprünglich für die Vorhersage von Abflüssen entwickelt. Folgende Hauptprozesse werden vom Modell berücksichtigt:

- ⇒ Art des Niederschlags (flüssig oder fest)
- ⇒ Akkumulation der Schneedecke
- ⇒ Energieaustausch an der Grenzfläche von Schneeoberfläche zur Umgebungsluft
- ⇒ Durchlässigkeit von Wasser durch die Schneedecke
- ⇒ Wärmeübertragung des Erdboden auf die unterste Schneeschicht

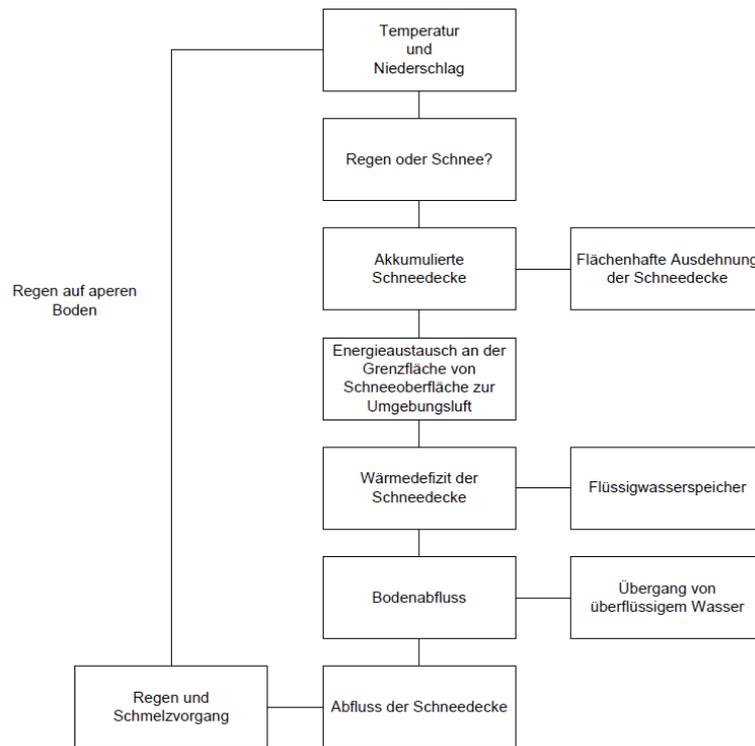


Abbildung 2.17: Flussdiagramm des SNOW - 17 Schneemodells

### Schneemodell gekoppelt mit hydrologischen Modell PREVAH [24]

Annina Morger (2007) beschäftigte sich unter anderem mit einem konzeptionellem Schneemodell, welches mit dem hydrologischen Modell PREVAH (**P**recipitation **R**unoff **E**vapotranspiration **H**ydrotope Modell, Gurtz & Zappa, 2004) gekoppelt ist. PREVAH ist ein konzeptionelles, flächendifferenziertes Modell, mit welchem der Wasserhaushalt bestimmter hydrologischer Einzugsgebiete bestimmt werden kann. Neben einem Schneemodell, sind noch folgende weitere Teilmodelle enthalten: Gletschermodell, Interzeptionsmodell, Modell zur Feuchteausschöpfung durch Evapotranspiration, Modell zur Berechnung des Bodenspeichers und des Abflusses, Grundwasser und Abflusskonzentrationsmodell. Bei dem enthaltenen Schneemodell werden folgende Prozesse berücksichtigt:

⇒ **Art des Niederschlags (flüssig oder fest)**

Die Art des Niederschlags wird mit Hilfe eines Schwellenwerts der Lufttemperatur bestimmt. Liegt die gemessene Temperatur unter diesem Schwellenwert, so wird der Niederschlag als fest gewertet, darüber als flüssig. Dazwischen gibt es einen Übergangsbereich, bei welchem beide Aggregatzustände vorkommen können (Schneeregen).

⇒ **Akkumulation der Schneedecke**

⇒ **Schneesmelze mit Hilfe eines Temperatur - Strahlungsindex Verfahrens**

⇒ **Speicherung und Wiedergefrieren von flüssigem Wasser in der Schneedecke**

### 2.6.1 Parametrisierung der Neuschneedichte

Grundsätzlich ist zu erwähnen, dass für die Modellierung der Neuschneedichte noch kein physikalisch basiertes Modell verwendet wird. Dieses Problem wird meist über empirische Lösungsansätze gelöst, von denen bereits eine Vielzahl entwickelt wurde. Anderson (1976) entwickelte einen Ansatz, bei dem die Lufttemperatur die einzige Abhängigkeit zur Neuschneedichte darstellt (siehe Formel 2.8). Bei Temperaturen niedriger als  $-15$  Grad Celsius wird eine konstante Neuschneedichte von  $50 \text{ kg m}^{-3}$  (bzw.  $0,05 \text{ g cm}^{-3}$ ) angenommen (siehe Formel 2.9).

$$\rho_N = 0.05 + 0.0017 * (T_a)^{1.5} \quad (2.8) \qquad \rho_N = 0.05 \quad (2.9)$$

$\rho_N$	Parametrisierte Neuschneedichte	$\text{g cm}^{-3}$
$T_a$	Lufttemperatur	$^{\circ}\text{C}$

Meister (1985, [21]) fand einen weiteren Ansatz, indem er zwischen 1976 und 1982 an sieben verschiedenen Messstationen in der Schweiz (1250 - 1800m) Messungen der Neuschneehöhe (mittels Neuschneebrett) und der Neuschneedichte (mittels Dichtekanone) vornahm. Dabei fand er einen Zusammenhang zwischen der Temperatur zur Beobachtungszeit  $T_a$  und der Neuschneedichte  $\rho_0$ . Formel 2.10 gilt dabei für Temperaturen kleiner gleich  $-1^{\circ}\text{C}$  und Formel 2.11 für Temperaturen größer als  $-1^{\circ}\text{C}$ .

$$\rho_0 = 3T_a + 110 \quad (2.10) \qquad \rho_0 = 23T_a + 130 \quad (2.11)$$

$\rho_0$	Parametrisierte Neuschneedichte	$\text{kg m}^{-3}$
$T_a$	Lufttemperatur	$^{\circ}\text{C}$

Manche Schneemodelle (z.B. CROCUS [20]) verwenden einen weiteren empirischen Ansatz (siehe Formel 2.12), der auf Messungen am Col de Porte (Frankreich, nahe Grenoble) beruht. Bei diesem Ansatz hängt die berechnete Neuschneedichte von der Temperatur und der Windgeschwindigkeit ab. [4]

$$\rho_f = \max \left[ a_f + b_f (T_a - T_m) + c_f * U_a^{0.5}, \rho_{min} \right] \quad (2.12)$$

$\rho_f$	Parametrisierte Neuschneedichte	$\text{kg m}^{-3}$
$T_a$	Lufttemperatur	K
$T_m$	Schmelzpunkt (melting point)	273.15 K
$U_a$	Windgeschwindigkeit	$\text{m s}^{-1}$
$a_f, b_f, c_f$	Kalibrierungsparameter	$\text{kg m}^{-3}$

### 2.6.2 Parametrisierung des Setzungsprozesses einer Schneedecke

Die Modellierung der Setzung einer Schneedecke wird in den Schneemodellen unterschiedlich gelöst. Einige Modelle benutzen physikalisch basierte Gleichungen, andere verwenden einen empirischen Lösungsansatz. Es gibt aber auch Schneemodelle, welche die Setzung komplett vernachlässigen, indem sie der Dichte der Schneedecke einen konstanten Wert zuordnen.

#### Parametrisierung aufgrund physikalischer Gesetze

Viele komplexe Schneemodelle benutzen die stark physikalisch basierte Setzungsparametrisierung von Anderson [1]. Er geht dabei von einer raschen Zunahme der Dichte einer Schneeschicht nach einem Neuschneeereignis aus, ehe sich diese mit Fortdauer der Zeit unter Berücksichtigung der darüberliegenden Schneemasse  $M_s$  langsamer setzt. Die Zunahme der Schneedichte erfolgt dabei exponentiell. [4]

$$\frac{1}{\rho_s} \frac{d\rho_s}{dt} = \frac{M_s * g}{\eta} + c_1 * \exp[-c_2 (T_m - T_s) - c_3 \max(0, \rho_s - \rho_0)] \quad (2.13)$$

$$\eta = \eta_0 [c_4 (T_m - T_s) + c_5 \rho_s] \quad (2.14)$$

$\rho_s$	Dichte der Schneeschicht	$\text{kg m}^{-3}$
$T_s$	Temperatur der Schneeschicht	K
$M_s$	Masse der darüberliegenden Schneeschicht	kg
$\eta$	Viskosität	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$

#### Parametrisierung mit Hilfe von empirischen Zusammenhängen

Eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung der Setzung beruht auf empirischen Zusammenhängen. Es wird dabei eine Hypothese aufgestellt, dass die Dichte einer Schneeschicht proportional zum Unterschied zwischen der aktuellen und einer maximal erreichbaren Schneedichte zunimmt. [4]

$$\frac{d\rho_s}{dt} = \tau_\rho^{-1} * (\rho_{max} - \rho_s) \quad (2.15)$$

$\rho_s$	Dichte der Schneeschicht	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho_{max}$	Maximal erreichbare Dichte der Schneeschicht	$\text{kg m}^{-3}$
$\tau_\rho$	Empirisch bestimmte Zeitkonstante für den Setzungsprozess	s

### 2.6.3 Parametrisierung der Schneeschmelze

Wie bei der Neuschneedichte und dem Setzungsprozess der Schneedecke gibt es auch für den Schmelzprozess unterschiedliche Ansätze zur Problemlösung. Beispiele für diese Methoden sind Modelle, die mit einem Temperatur - Index Verfahren oder aber auch mit einem Temperatur - Strahlungsindex arbeiten.

Komplexere Modelle benutzen aufwändigere Maßnahmen um die Schneeschmelze zu modellieren. Bei diesen wird versucht durch Lösen der Energiebilanzgleichungen auf die Schmelzrate Rückschlüsse zu ziehen.

#### Temperaturbasiertes Indexmodell (Gradtag - Methode)

Einer der einfachsten Ansätze zur Modellierung der Schneeschmelze stellt die Methode mit einem Temperaturindex dar. Dabei wird angenommen, dass die Schneeschmelze von der Lufttemperatur in zwei Meter Höhe abhängig ist.

$$M = CT * (T_A - T_0) \quad \text{wenn } T_A \geq T_0 \quad (2.16)$$

$$M = 0 \quad \text{wenn } T_A < T_0 \quad (2.17)$$

$T_A$	Gemessene Lufttemperatur	K
$T_0$	Begrenzungswert der Temperatur	K
$CT$	Schmelzfaktor der Temperatur(Gradtagsfaktor)	mm K <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup>
$M$	Schneeschnmelzrate	mm s <sup>-1</sup>

Für die Lufttemperatur (in Gleichung 2.16 und 2.17 als  $T_A$  gekennzeichnet) werden unterschiedliche Berechnungsmethoden herangezogen. Eine Variante verwendet den Mittelwert der positiven Werte der Mitteltemperatur (Werte kleiner als null werden null gesetzt). Eine andere Möglichkeit besteht darin, alle Temperaturen eines Tages zu mitteln (positive sowie negative Werte). Einige Modelle verwenden als Lufttemperatur das arithmetische Mittel vom Minimum und Maximum eines Tages. [6]

Schneeschnmelzmodelle, welche indexbasiert sind, beschreiben nicht die physikalischen Prozesse, welche innerhalb einer Schneedecke ablaufen. Sie beruhen auf einem stark vereinfachten empirischen Zusammenhang, bei der die Schmelzrate ausschließlich von der Temperatur abhängt. Viele Modelle verwenden diesen Ansatz trotz deren Einfachheit erfolgreich. Der Grund, warum diese Modelle trotz den simplen Annahmen sehr ansprechende Ergebnisse bringen, liegt darin, dass die Lufttemperatur sehr gut mit der Netto - Kurzwellenstrahlung, der Netto - Langwellenstrahlung und der relativen Luftfeuchtigkeit korelliert. [27]

### Temperatur- und strahlungsbasiertes Indexmodell

Die Korrelation zwischen der kurzwelliger Einstrahlung und der Lufttemperatur weist speziell für kürzere Perioden schlechte Ergebnisse auf. Um diese Fehler zu minimieren, kommt als weitere Variable der kurzwellige Anteil der Strahlung hinzu. [6]

$$M = CT * (T_A - T_0) + CR * (1 - A) * Q_{si} \quad (2.18)$$

$M$	Schneesmelzrate	$\text{mm s}^{-1}$
$CT$	Schmelzfaktor der Temperatur (Gradtagsfaktor)	$\text{mm K}^{-1} \text{s}^{-1}$
$T_A$	Gemessene Lufttemperatur	K
$T_0$	Begrenzungswert der Temperatur	K
$CR$	Schmelzfaktor der Strahlung	$\text{mm m}^2 \text{W}^{-1} \text{s}^{-1}$
$A$	Albedo	1
$Q_{si}$	Einfallende kurzwellige Strahlung	$\text{W m}^{-2}$



# 3 Datenmaterial und Berechnungsmethoden

Als Datensatz werden zwei Datenreihen herangezogen. Eine davon besteht aus dem MESOCLIM - Datensatz, die andere aus dem Klimatologie - Datensatz der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Dabei wird versucht die beiden Datensätze möglichst gut zu kombinieren. Speziell die zeitlich höher aufgelösten MESOCLIM - Daten sollen dabei einen Vorteil gegenüber den Klimadaten bringen.

## 3.1 MESOCLIM Datensatz

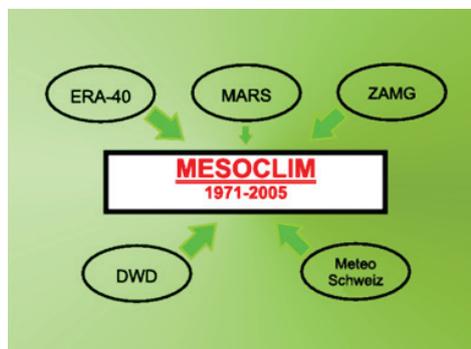


Abbildung 3.1: Quellen des MESOCLIM - Datensatzes

Dieser Datensatz wurde im Rahmen des Projekts „MESOscale Alpine CLIMatology“ (MESOCLIM) am IMGW erstellt. Die synoptischen Daten erstrecken sich über einen Zeitraum von 35 Jahren, von 1971 bis 2005. Der Datensatz enthält zahlreiche Wetterinformationen von über 4000 Land- und Seestationen in Europa und Umgebung (34°N bis 63°N und 11°W bis 42°O). Dabei wurde er aus verschiedenen Quellen zusammengesetzt, wie den ERA-40 (ECMWF 40 Year Re-Analysis) Reanalysedaten, als auch Stationsdaten von MARS (Meteorological Archival and Retrieval System, ECMWF). Außerdem flossen auch die Messwerte der regio-

nenal Wetterdienste der Schweiz, Deutschland und Österreich in den Datensatz mit ein. Die Wetterdienste dieser drei Länder sind DWD (Deutscher Wetterdienst), Meteoschweiz und die ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik).

Der Vorteil bei diesem Datensatz liegt in seiner zeitlich hohen Auflösung von drei Stunden. Da in diesen Daten aber lediglich die Gesamtschneehöhe angegeben wird, erfordert dies für die Neuschneehöhen ein Zusammenspiel mit den Klimadaten. Ein weiterer Nachteil liegt in der nur sehr lückenhaften Angabe der Relativen Luftfeuchtigkeit. Dadurch kann die Feuchttemperatur nicht direkt mit der Temperatur und der Relativen Luftfeuchte berechnet werden. Über einen Umweg wird mit Hilfe der Taupunkttemperatur die Relative Luftfeuchte berechnet, um damit dann die Feuchttemperatur mit einer empirischen Formel 2.7 berechnen zu können.

```

YYYYMMDDHH . . . . . Termin
Station . . . . . WMO-Stationennummer
phi . . . . . geographische Breite [Grad]
lambda . . . . . geographische Laenge [Grad]
H . . . . . Stationshoehe [m]
h . . . . . Hoehe der wolkenuntergrenze [m]
VV . . . . . Sichtweite [m]
dd . . . . . windrichtung [Grad] in 10 m Hoehe ueber Grund, 10 min
ff . . . . . windgeschwindigkeit [m/s] in 10 m Hoehe ueber Grund,
T . . . . . Temperatur [K] in 2 m Hoehe ueber Grund
Td . . . . . Taupunkt [K] in 2 m Hoehe ueber Grund
N . . . . . Gesamtbedeckungsgrad [%]
pstat . . . . . Stationsdruck [Pa]
pNN . . . . . Auf Meeresebene reduzierter Druck [Pa]
a . . . . . Druckverlauf [Code]
p(3h) . . . . . 3h-Drucktendenz [Pa]
RR(12h) . . . . . 12h-Niederschlag [mm]
ww, w1, w2 . . . . . Wettererscheinungen zum Termin und Nachwetter [Code]
Nh . . . . . Bedeckungsgrad der unteren wolken [%]
cl, cm, ch . . . . . wolken in verschiedenen hoeehen [Code]
s . . . . . Schneehoehe [m]
RF . . . . . Relative Feuchte [%]

```

Abbildung 3.2: Verfügbare Parameter des Mesoclim - Datensatzes

## 3.2 ZAMG Klimadatenatz

Zusätzlich zu den MESOCLIM - Daten werden für die Auswertungen auch Klimadatenreihen vieler Klimastationen aus ganz Österreich miteinbezogen. Dieser Datensatz enthält die klassischen Klimaparameter wie Temperatur, relative Feuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit, Niederschlagsmenge, Gesamt- und Neuschneehöhe auch die Globalstrahlung. Zeitlich gesehen reichen die Daten bei manchen Stationen zum Teil bis 1960 zurück. Um diese Daten aber mit den zeitlich hochaufgelösten Temperaturinformationen des MESOCLIM - Datensatzes verknüpfen zu können, werden diese auf den Zeitraum 1971 bis 2005 beschränkt. Um mit den Schneehöhen konsistent zu bleiben, werden Gesamt- und Neuschneehöhe von diesem Datensatz verwendet (obwohl die Gesamtschneehöhe im MESOCLIM - Datensatz vorliegt).

## 3.3 Übersicht der verwendeten Stationen

Als Datengrundlage dienen insgesamt 42 Wetterstationen in unterschiedlichen Höhenlagen, die in ganz Österreich verteilt sind. So liegen 18 davon unter 500 m, 15 befinden sich auf einer Seehöhe zwischen 500 und 1000 m und 9 Stationen haben ihren Standort auf über 1000 m Seehöhe. Der Fokus lag dabei bei der Bereitstellung möglichst vieler Stationen, an denen auch der zeitlich höher aufgelöste MESOCLIM - Datensatz ohne größere Datenlücken verfügbar ist. Durch diesen Umstand reduziert sich die Anzahl der untersuchten Stationen auf 42, deren genaue Koordinaten und Höhenlage in den Tabellen 3.2 bis 3.4 ersichtlich sind.

Wie in der Abbildung 3.3 und der Tabelle 3.1 ersichtlich ist, befinden sich die Stationen in ganz Österreich verteilt, wobei die Steiermark mit 11 Stationen heraussticht. Aufgrund von Datenlücken und der allgemein nur sehr geringen Stationsdichte im Burgenland, gehen von hier keine Stationen in die Berechnungen ein.

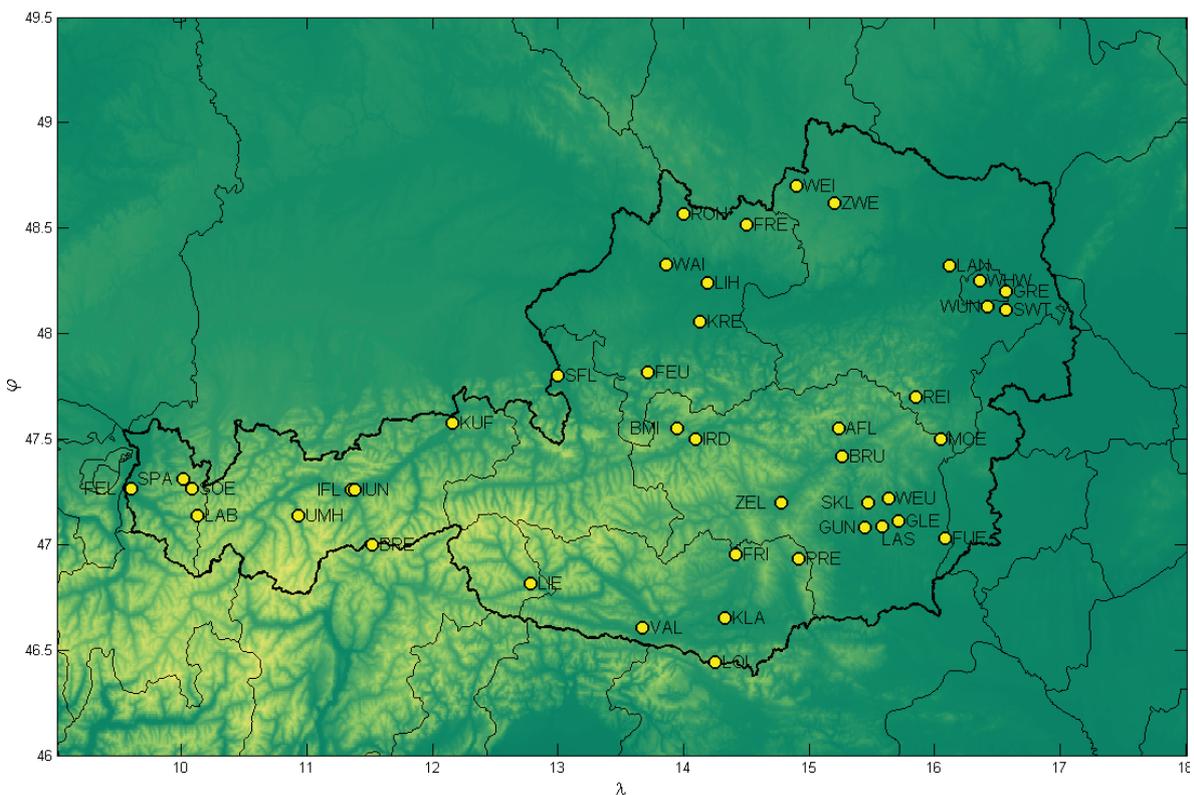


Abbildung 3.3: Geographische Lage der SYNOP - Stationen

Land	Vbg	T	Sbg	OÖ	NÖ	W	Stmk	Ktn	Bgld
Anzahl	4	6	1	6	6	3	11	5	0

Tabelle 3.1: Verteilung der Stationen innerhalb der Bundesländer

<b>Kürzel</b>	<b>Stationsname</b>	<b>WMO Nr.</b>	<b>Höhe</b>	<b>Koordinaten</b>
BRU	Bruck an der Mur	11175	482 m	47° 33' N, 15° 15' O
FEL	Feldkirch	11105	438 m	47° 16' N, 9° 36' O
FUE	Fürstenfeld	11246	271 m	47° 2' N, 16° 5' O
GLE	Gleisdorf	11247	377 m	47° 7' N, 15° 42' O
GUN	Graz Universität	11290	366 m	47° 7' N, 15° 27' O
GRE	Groß-Enzersdorf	11037	154 m	48° 12' N, 16° 34' O
LIH	Linz Hörsching	11010	298 m	48° 14' N, 14° 11' O
KLA	Klagenfurt Flughafen	11231	447 m	46° 39' N, 14° 20' O
KRE	Kremsmünster	11012	382 m	48° 3' N, 14° 8' O
KUF	Kufstein	11130	490 m	47° 35' N, 12° 10' O
LAN	Langenlebarn	11030	175 m	48° 19' N, 16° 7' O
REI	Reichenau an der Rax	11380	488 m	47° 42' N, 15° 51' O
SFL	Salzburg Flughafen	11150	430 m	47° 48' N, 13° 00' O
SWT	Schwechat	11036	183 m	48° 07' N, 16° 34' O
WAZ	Waizenkirchen	11058	400 m	48° 20' N, 13° 52' O
WEZ	Weiz	11243	572 m	47° 13' N, 15° 38' O
WHW	Wien Hohe Warte	11035	198 m	48° 15' N, 16° 22' O
WUN	Wien Unterlaa	11040	207 m	48° 8' N, 16° 25' O

**Tabelle 3.2:** Stationen unter 500m Seehöhe

Kürzel	Stationsname	WMO Nr.	Höhe	Koordinaten
AFL	Aflenz	11375	784 m	47° 33' N, 15° 15' O
BMI	Bad Mitterndorf	11358	814 m	47° 33' N, 13° 57' O
FRE	Freistadt	11015	549 m	48° 31' N, 14° 30' O
FRI	Friesach	11228	640 m	46° 57' N, 14° 24' O
IFL	Innsbruck Flughafen	11120	579 m	47° 16' N, 11° 21' O
IUN	Innsbruck Universität	11320	578 m	47° 16' N, 11° 23' O
IRD	Irdning Gumpenstein	11360	697 m	47° 30' N, 14° 7' O
LAS	Lassnitzhöhe	11292	530 m	47° 5' N, 15° 35' O
LIE	Lienz	11204	661 m	46° 50' N, 12° 48' O
MOE	Mönichkirchen	11185	991 m	47° 31' N, 16° 2' O
ROH	Rohrbach	11008	597 m	48° 34' N, 14° 00' O
SPA	Schoppernau	11303	839 m	47° 19' N, 10° 1' O
ZWE	Stift Zwettl	11020	502 m	48° 34' N, 15° 12' O
WEI	Weitra	11025	784 m	48° 42' N, 14° 53' O
ZEL	Zeltweg	11165	677 m	47° 12' N, 14° 45' O

Tabelle 3.3: Stationen zwischen 500m und 1000m Seehöhe

Kürzel	Stationsname	WMO Nr.	Höhe	Koordinaten
BRE	Brenner	11128	1445 m	47° 00' N, 11° 31' O
FEU	Feuerkogel	11155	1618 m	47° 49' N, 13° 44' O
LAB	Langen am Arlberg	11307	1221 m	47° 7' N, 10° 7' O
LOI	Loibltunnel	11217	1097 m	46° 27' N, 14° 15' O
PRE	Preitenegg	11214	1034 m	46° 57' N, 14° 55' O
SKL	Schöckl	11241	1443 m	47° 12' N, 15° 28' O
SOE	Schröcken	11306	1244 m	47° 15' N, 10° 5' O
UMH	Umhausen	11117	1029 m	47° 8' N, 10° 56' O
VAL	Villacher Alpe	11265	2156 m	46° 36' N, 13° 40' O

Tabelle 3.4: Stationen mit einer Seehöhe über 1000m

## 3.4 Windkorrektur der Niederschlagsdaten

Wie in Abschnitt 2.3.1 bereits erwähnt, hat der Wind einen starken Einfluss auf die Messgenauigkeit der Niederschlagsmenge. Dieser Umstand erfordert eine Niederschlagskorrektur, um dieses Problem besser in den Griff zu bekommen. Ähnlich wie in früheren Arbeiten (Teutsch C., [31]), werden die Windgeschwindigkeiten von der Höhe der Windsensoren auf das Niveau der Niederschlagsmesser reduziert. Dies erfolgt mit Hilfe des Ansatzes der logarithmischen Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe (siehe Formel 3.1). In dieser Formel wird auch die Rauigkeit der Oberfläche mit Hilfe der Rauigkeitslänge  $z_0$  verwendet, welche für die vorliegenden Fälle auf 0,01 m festgelegt wird (Wert entspricht der Rauigkeit einer schneebedeckten Oberfläche).

$$v_g = \frac{\log\left(\frac{h}{z_0}\right)}{\log\left(\frac{H}{z_0}\right)} * v_H \quad (3.1)$$

$v_g$	Reduzierte Windgeschwindigkeit auf Höhe des Niederschlagsmessers	$\text{m s}^{-1}$
$v_H$	Windgeschwindigkeit auf Höhe des Windmessers	$\text{m s}^{-1}$
$H$	Höhe des Windmessers	m
$h$	Höhe des Niederschlagsmessers	m

Zur Berechnung der Niederschlagskorrektur stellt die WMO eine Formel zu Berechnung einer Catch Ratio bereit (siehe Formel 3.2 und 3.3).

$$CR = \frac{P_M}{P_T} \quad (3.2)$$

$$CR = 100 + 1,13 * v_g^2 - 19,45 * v_g \quad (3.3)$$

$CR$	Catch - Ratio	%
$P_T$	Wahre (korrigierte) Niederschlagsmenge	mm
$P_M$	Gemessene Niederschlagsmenge	mm
$v_g$	Reduzierte Windgeschwindigkeit auf Höhe des Niederschlagsmessers	$\text{m s}^{-1}$

In den Tabellen 3.5 bis 3.7 sind unter anderem die verschiedenen Höhen der Windmesser angeführt, welche für die Reduktionsformel 3.1 verwendet werden. Bei einigen Stationen ist zwar die Höhe des Windmastes bzw. der Konstruktion der Vorrichtung gegeben, allerdings befinden sich diese (gekennzeichnet mit den Worten Dach bzw. Sendemast) entweder auf dem Dach eines Gebäudes (Beispiel: Feldkirch) oder aber auf einem Sendemasten (Feuerkogel, Villacher Alpe). Durch die nicht angegebenen Höhen über Grund, wird bei diesen Stationen eine Standardhöhe des Windmessers von 10m verwendet.

Kürzel	Stationsname	Niederschlagssensor	Höhe des Windmessers
AFL	Aflenz	Wippe	6 m
BMI	Bad Mitterndorf	Wippe	6 m
FRE	Freistadt	Wippe	4 m (Dach)
FRI	Friesach	Waage	10 m
IFL	Innsbruck Flughafen	Waage	3 m (am Tower)
IUN	Innsbruck Universität	Waage	4 m
IRD	Irdning Gumpenstein	Wippe	4 m (Dach)
LAS	Lassnitzhöhe	Wippe	5 m
LIE	Lienz	Waage	4 m (Dach)
MOE	Mönichkirchen	Wippe	10 m
ROH	Rohrbach	Wippe	6 m
SPA	Schoppernau	Wippe	10 m
ZWE	Stift Zwettl	Wippe	6 m
WEI	Weitra	Wippe	2 m (Dach)
ZEL	Zeltweg	Wippe	keine Angaben

**Tabelle 3.5:** Art der Niederschlagssensoren und Höhe des Windsensors für Stationen zwischen 500m und 1000m Seehöhe

Kürzel	Stationsname	Niederschlagssensor	Höhe des Windsensors
BRE	Brenner	Wippe	6 m
FEU	Feuerkogel	Wippe	12 m (am Sendemast)
LAB	Langen am Arlberg	Wippe	10 m
LOI	Loibltunnel	Wippe	10 m
PRE	Preitenegg	Wippe	10 m
SKL	Schöckl	Wippe	14 m
SOE	Schröcken	Wippe	6 m
UMH	Umhausen	Wippe	6 m (Dach)
VAL	Villacher Alpe	Wippe	4 m (am Sendemast)

**Tabelle 3.6:** Art der Niederschlagssensoren und Höhe des Windsensors für Stationen mit einer Seehöhe über 1000m

Kürzel	Stationsname	Niederschlagssensor	Höhe des Windmessers
BRU	Bruck an der Mur	Wippe	3 m (Dach)
FEL	Feldkirch	Wippe	3 m (Dach)
FUE	Fürstenfeld	Wippe	10 m
GLE	Gleisdorf	Wippe	10 m
GUN	Graz Universität	Wippe	5 m (Dach)
GRE	Groß-Enzersdorf	Wippe	10 m
LIH	Linz Hörsching	Wippe	keine Angabe
KLA	Klagenfurt Flughafen	Wippe	6 m (Dach)
KRE	Kremsmünster	Wippe	2 m (Dach)
KUF	Kufstein	Wippe	10 m
LAN	Langenlebarn	Wippe	keine Angabe
REI	Reichenau an der Rax	Wippe	10 m
SFL	Salzburg Flughafen	Wippe	keine Angabe
SWT	Schwechat	Wippe	keine Angabe
WAZ	Waizenkirchen	Wippe	6 m
WEZ	Weiz	Wippe	4 m
WHW	Wien Hohe Warte	Waage	30 m
WUN	Wien Unterlaa	Wippe	6 m

**Tabelle 3.7:** Art der Niederschlagssensoren und Höhe des Windsensors für Stationen unter 500m Seehöhe

## 3.5 Fehlerquellen

Speziell bei der Verwendung von Messwerten der Neuschneehöhe bzw. der Gesamtschneehöhe ergeben sich aufgrund der Gegebenheiten eine Vielzahl von Fehlerquellen. In diesem Abschnitt sollen diese Fehlerquellen aufgelistet und kurz erklärt werden.

- **Übergang des Niederschlags von Schnee in Regen bzw. Regen in Schnee**

Ein sehr großes Problem stellen Tage dar, an denen der Schneefall zu Niederschlagsbeginn mit einer Erwärmung in Regen übergeht. Dieser Umstand führt meist dazu, dass sich die Dichte der Schneedecke deutlich erhöht. Die Zunahme der Dichte hängt maßgeblich von der Temperatur der Regentropfen ab, welche mit der Feuchttemperatur der Umgebungsluft gleichgesetzt werden können. Das Problem der raschen Dichtezunahme (durch Übergang von Schnee in Regen bzw. Regen auf eine Schneedecke) wird in Kapitel 4.4 anhand einer Verdreifachung der Neuschneedichte ansatzweise gelöst.

- **Variable Setzung nach einem Neuschneeereignis**

Die Setzung nach einem Neuschneeereignis ist stark abhängig von der Intensität bzw. Dauer des Schneefalls und dem Zeitabstand bis zur nächsten Schneehöhenmessung. So zeigte Meister (1985, [21]), dass ein durchgehender von der Intensität her schwacher Schneefall in einer höheren Neuschneedichte resultiert, als ein intensiver Schneefall in einem kurzen Zeitraum (unter der Voraussetzung, dass die Wasseräquivalente bei beiden Fällen ident sind).

- **Messung der Neu- bzw. Gesamtschneehöhen erfolgt täglich**

Die Schneehöhen werden in der Regel von einem Beobachter manuell registriert. Durch die geringe zeitliche Auflösung (die Schneehöhen sollten bei Vorliegen einer Schneedecke täglich um 6 Uhr UTC gemessen werden) von lediglich 24 Stunden ist die Schneedecke sehr lange jeglichen äußeren Einflüssen ausgesetzt.

- **Fehler beim Messen der Schneehöhen**

Der Umstand, dass die Höhe der Schneedecke manuell, also von einem Beobachter, gemessen wird, führt in unbestimmten Fällen auch zu Ungenauigkeiten. So muss zum Beispiel bei Messlatten darauf Acht gegeben werden die Schneehöhen exakt abzulesen, da durch die stärkere Erwärmung der Messlatte um diese eine Einbuchtung entsteht. Weiters wurden Unregelmäßigkeiten in den Datenreihen entdeckt, da die Beobachter trotz dem Vorhandensein einer Schneedecke diese in manchen Fällen nicht aufzeichneten.

- **Verunreinigte Schneedecke**

Ein kaum in den Griff zu bekommendes Problem ergibt sich - da es nicht in den Messdaten

erfasst ist - bei Verunreinigungen der Schneeoberfläche. Durch Ablagerungen von Sand und Staub wird die Albedo verringert, was zu einer geringeren Reflexion der kurzwelligen Strahlung führt. Dadurch nimmt die Höhe der Schneedecke deutlich rascher ab, als wenn der Schnee frei von Verunreinigungen ist.

- **Einfluss der Strahlung**

Ein Faktor der in dieser Arbeit nicht berücksichtigt wurde, ist das Zusammenspiel der Globalstrahlung mit der Abnahme der Gesamtschneehöhe. Sand (1990, [27]) zeigte auf, dass die kurzwellige und langwellige Nettostrahlung gut mit der Lufttemperatur korreliert. Durch diesen Umstand werden auch mit temperaturbasierten Indexmodellen (in denen meist die Strahlung vernachlässigt wird) gute Ergebnisse geliefert (siehe Abschnitt 2.6.3).

## 3.6 Berechnungsmethoden zur Akkumulation der Schneedecke

In folgendem kurzen Abschnitt werden die Methoden erklärt, welche bei der Auswertung der Neuschneedichte verwendet werden. Zu erwähnen ist, dass von den Klimadaten (ZAMG, siehe Abschnitt 3.2) die Schneehöhen (Neu- und Gesamtschneehöhe) verwendet werden. Die jeweils dreistündigen Temperatur- und Niederschlagsinformationen stammen aus dem MESOCLIM - Datensatz (siehe Abschnitt 3.1).

### 3.6.1 Neuschneedichte

Um die Neuschneehöhe aus der Niederschlagsmenge berechnen zu können, ist es wichtig die Dichte des Neuschnees zu wissen. Diese wird in den Auswertungen (siehe Abbildung 4.3 bis 4.5 sowie Abbildung 4.1 und 4.2) mithilfe von Formel 3.4 berechnet. Die Dichte des Wassers wird mit  $1000 \text{ kg m}^{-3}$  angenommen.

$$\rho_N = \rho_W * \frac{H_{NS}}{H_W} \quad (3.4)$$

$\rho_N$	Dichte des Neuschnees	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho_W$	Dichte des Wassers	$1000 \text{ kg m}^{-3}$
$H_{NS}$	Höhe des Neuschnees	mm
$H_W$	Wasseräquivalent	mm

### 3.6.2 Gewichtete Temperatur

Als zweite wichtige Größe dient eine gewichtete Temperatur. Als Gewichtungparameter wird die dreistündige Niederschlagsmenge herangezogen. Somit gehen Temperaturen, an denen eine größere dreistündige Niederschlagsmenge gemessen wird, stärker ins Gewicht ein.

$$T_{Gew} = \frac{T_1 * RR_1 + T_2 * RR_2 + T_3 * RR_3 + \dots + T_n * RR_n}{RR_1 + RR_2 + RR_3 + \dots + RR_n} \quad (3.5)$$

$T_{Gew}$	Gewichtete Temperatur	°C
$T_n$	Temperatur (dreistündig)	°C
$RR_n$	Wasseräquivalent (dreistündig)	mm

Für jeden Tag wird mit Hilfe von Formel 3.5 eine mit dem Niederschlag gewichtete Temperatur berechnet. Dabei hängt die Anzahl der verwendeten Parametern aus Formel 3.5 davon ab, innerhalb wie vieler dreistündiger Zeitintervalle Niederschlag gemessen wird. Von den untersuchten Tagen werden nur jene verwendet, an denen ausschließlich Schneefallereignisse (Schneefall, Schneeschauer) verschlüsselt werden. Dies konnte mit den Informationen über das aktuelle Wetter (ww im SYNOP - Schlüssel) bzw. das vergangene Wetter (W1W2 im SYNOP - Schlüssel) der von den Beobachtern verschlüsselten Daten geprüft werden. Somit werden Fälle, an denen Schneefall in Regen übergegangen ist oder umgekehrt, ausgeschlossen.

### 3.6.3 Einschränkungen der Daten

Um das Ausmaß der Fehlerquellen (siehe Abschnitt 3.5) zu reduzieren, werden folgende Voraussetzungen von den Daten verlangt:

- **Nachtschneefälle**

Der Fehler durch strahlungsbedingte Setzung der Schneedecke wird durch die Reduzierung auf Nachtschneefälle erreicht. Somit gehen lediglich Fälle ein, an denen es innerhalb einer ganzen Periode (eine Periode erstreckt sich von einem Messtermin der Schneehöhe zum nächsten, also von 6 UTC bis 6 UTC des Folgetages) von 6 UTC bis 18 UTC keinen Niederschlag gegeben hat und im Zeitraum von 18 UTC bis 6 UTC des Folgetages Schneefall vom Beobachter im aktuellen Wetter (ww) bzw. im Nachwetter (W1 oder W2) verschlüsselt wurde.

- **Mindestneuschneehöhe**

Ähnlich wie in einer vorherigen Auswertung (Teutsch, [31]) wird zur Minimierung des Rundungsfehlers für die tägliche Neuschneehöhe eine untere Grenze von fünf Zentimetern gesetzt. Somit werden Schneefälle, welche eine geringere Neuschneedecke lieferten, ausgeschlossen.

- **Mindestmenge des Wasseräquivalents**

Auch eine Einschränkung des Wasseräquivalents von mindestens zwei Millimeter innerhalb der jeweiligen zwölfstündigen Periode (18 UTC bis 06 UTC des Folgetages) wird angenommen.

## 3.7 Berechnungsmethoden zur Schneeschmelze

Zur Quantifizierung der Schneeschmelze wird eine tägliche Wärmesumme der Feuchttemperatur berechnet. Jede berechnete Wärmesumme bezieht sich auf ein 24 - stündiges Zeitintervall von 06:00 UTC bis 06:00 UTC des Folgetages. Es werden dabei lediglich positive Werte aufsummiert, negative Werte der Feuchttemperatur werden null gesetzt und gehen somit in die Wärmesumme nicht mit ein.

$$WS = 0.5 * T_{f,6UTC} + T_{f,9UTC} + T_{f,12UTC} + \dots + 0.5 * T_{f,6UTC,Folgetag} \quad (3.6)$$

$$\begin{array}{l|l} WS & \text{Wärmesumme der positiven Feuchttemperaturen} \\ T_{nUTC} & \text{Feuchttemperaturen (dreistündige Auflösung)} \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{°C} \\ \text{°C} \end{array}$$

In Formel 3.6 ist die Berechnung der positiven Wärmesummenkennzahl WS dargestellt. Die Feuchttemperaturen werden mit Hilfe der empirischen Formel 2.7 aus der Relativen Luftfeuchtigkeit und der Lufttemperatur berechnet. Der erste und letzte Feuchttemperaturwert wird dabei nur zur Hälfte gewichtet.

Zur Auswertung dieser Kennzahl werden nur Tage herangezogen, an denen kein Niederschlag gemessen wird. Somit wird eine Höhenänderung der Schneedecke durch Niederschläge (Regen oder Schnee) ausgeschlossen. Weiters werden ausschließlich Fälle untersucht, an denen die dreistündigen Feuchttemperaturen innerhalb einer Untersuchungsperiode (24 Stunden, 06 UTC bis 06 UTC des Folgetages) keine Datenlücken enthält.

## 4 Ergebnisse

Die Ergebnisse werden in drei Teile gegliedert, wobei zwischen folgenden drei Teilprozessen unterschieden wird:

- Akkumulation (Aufbau) der Schneedecke
- Setzungsprozess (Abbau durch abbauende Metamorphose) der Schneedecke nach einem Neuschneeereignis
- Schmelzvorgang (Abbau durch Schmelzmetamorphose) der Schneedecke

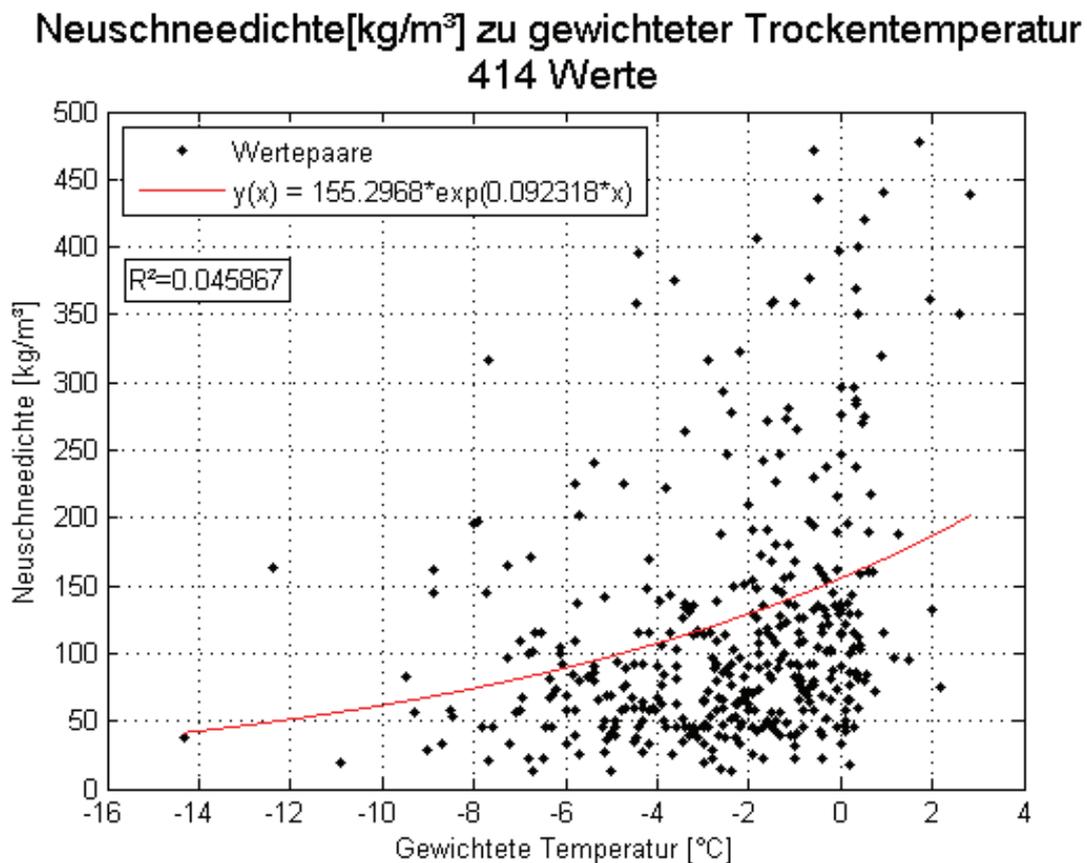
Es wird für jeden Prozess eine Parametrisierungsformel vorgestellt, welche durch Näherungsfunktionen gefunden werden. Für die Temperaturabhängigkeit der Neuschneedichte und des Setzungsprozesses wird ein exponentieller Parametrisierungsansatz verwendet. Der Schmelzprozess wird mit einem linearen Ansatz gelöst.

Am Schluss werden die gefundenen Parametrisierungen noch an zwei Stationen (Wien Hohe Warte und Feuerkogel) für die Wintersaison 2012/2013 getestet. Dafür werden die Schneehöhen (Gesamt- und Neuschneehöhe) mit zeitlich hochaufgelösten Messwerten (TAWES - Daten, 10 Minuten Auflösung) mit Hilfe von Temperatur und Niederschlag modelliert bzw. reproduziert. Die modellierten Gesamt- bzw. Neuschneehöhen werden mit denen von den Beobachtern gemessenen Schneehöhen verglichen.

## 4.1 Akkumulation der Schneedecke

Die Akkumulation stellt die Aufbauphase bzw. den Anfang einer Schneedecke dar. Dabei soll anhand des Datensatzes die Menge an Neuschnee untersucht werden, welche nach einer der Niederschlagsmenge gewichteten Temperatur über einen Zeitraum verteilt gefallen ist (siehe Abschnitt 3.6). Zur Reduzierung der beschriebenen Fehlerquellen werden die Annahmen aus Kapitel 3.6.3 angewendet. Weiters wird für die Auswertungen in Abbildung 4.1 und 4.2 die Korrektur des Niederschlags durch den Wind mit der in Abschnitt 3.4 beschriebenen Catch - Ratio angewendet.

In Abbildung 4.1 ist klar ersichtlich, dass kein linearer Zusammenhang zwischen der Neuschneedichte und der gewichteten Temperatur existiert. Aus diesem Umstand wird als Näherungskurve ein exponentieller Ansatz gewählt. Ein ähnlicher Ansatz wurde bereits für das Schneemodell Snow - 17 (Anderson, [1]) erfolgreich getestet.

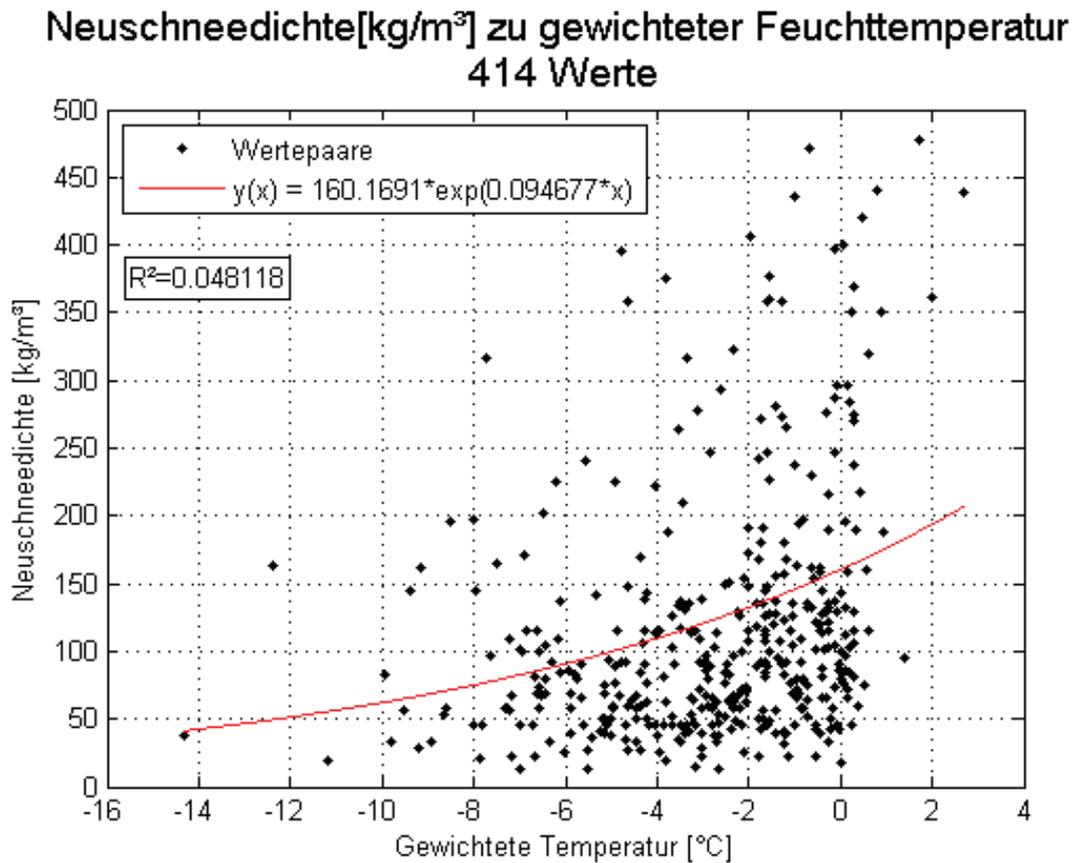


**Abbildung 4.1:** Abhängigkeit der Trockentemperatur zur Neuschneedichte

Der Median der Werte der Neuschneedichte in Abbildung 4.1 liegt bei  $90 \text{ kg m}^{-3}$ , der Mittelwert bei  $126 \text{ kg m}^{-3}$ .

Mit abnehmender gewichteter Trockentemperatur nimmt die Neuschneedichte ab. Somit er-

gibt sich bei gleichem Wasseräquivalent bei niedrigeren Temperaturen eine größere Neuschneehöhe. Der Bestimmtheitsgrad der exponentiellen Näherungskurve zwischen gewichteter Trockentemperatur und der Neuschneedichte ist mit einem Wert von etwa  $R^2 = 0,0459$  nur sehr gering. Die große Streuung deutet auf komplexere Prozesse hin, die sich nicht eindeutig durch einfache Parametrisierungen darstellen lassen.



**Abbildung 4.2:** Abhängigkeit der Feuchttemperatur zur Neuschneedichte

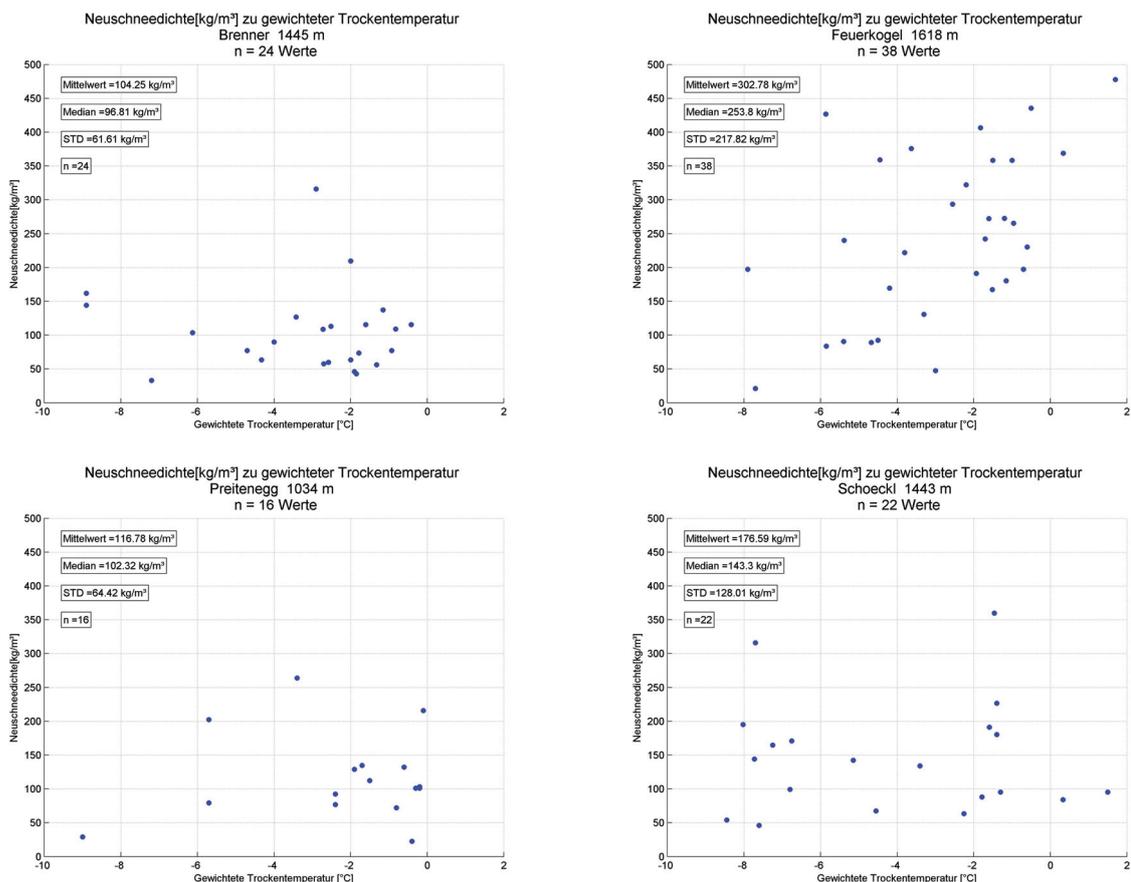
In Abbildung 4.2 wird anstelle der Trockentemperatur die Feuchttemperatur mit dem Niederschlag gewichtet. Die Feuchttemperatur wird ein weiteres Mal mit empirischer Formel 2.7 berechnet. Auch bei der Abhängigkeit der Neuschneedichte zur Feuchttemperatur ist mit einer Korrelation von  $R^2 = 0,0481$  nur ein geringer Informationsgehalt enthalten, wenngleich diese eine Spur höher ist als im Vergleich zur Trockentemperatur (Übereinstimmung mit früheren Arbeiten, z.B. Teutsch [31]). In die Untersuchungen sind 414 Fälle von den 42 Stationen eingegangen.

### 4.1.1 Auswahl an Stationen

Eine detailliertere Auswertung ausgewählter Stationen sind von Abbildung 4.3 bis 4.5 dargestellt. Auffallend ist dabei vor allem die Station Feuerkogel mit einem Mittelwert der berechneten Neuschneedichten von etwa  $303 \text{ kg m}^{-3}$  und einem Median von ungefähr  $253 \text{ kg m}^{-3}$  bei 38 Wertepaaren. Alle anderen Stationen kommen im Mittel nicht auf solch hohe Neuschneedichten. Dies deutet darauf hin, dass durch Windkorrekturformel 3.3 an dieser Station die Wasseräquivalente zu weit nach oben korrigiert werden. Dieser Umstand führt bei einem sukzessive höheren Wasseräquivalent zu höheren Neuschneedichten (vergleiche Formel 2.2 zur Berechnung der Neuschneedichten).

Bad Mitterndorf (Abbildung 4.5) zeigt einen Mittelwert der Neuschneedichten von  $99 \text{ kg m}^{-3}$  und einen Median von  $87 \text{ kg m}^{-3}$  bei 21 Wertepaaren.

Auch Lienz zeigt einen gut ausgeprägten Zusammenhang zwischen der Neuschneedichte und der gewichteten Temperatur. Die Station in Osttirol weist bei 20 Wertepaaren einen Mittelwert der Neuschneedichte von  $109 \text{ kg m}^{-3}$ , sowie einen Median von  $76 \text{ kg m}^{-3}$ .



**Abbildung 4.3:** Abhängigkeit der Neuschneedichte von der Trockentemperatur von ausgewählten Stationen auf einer Seehöhe über 1000m

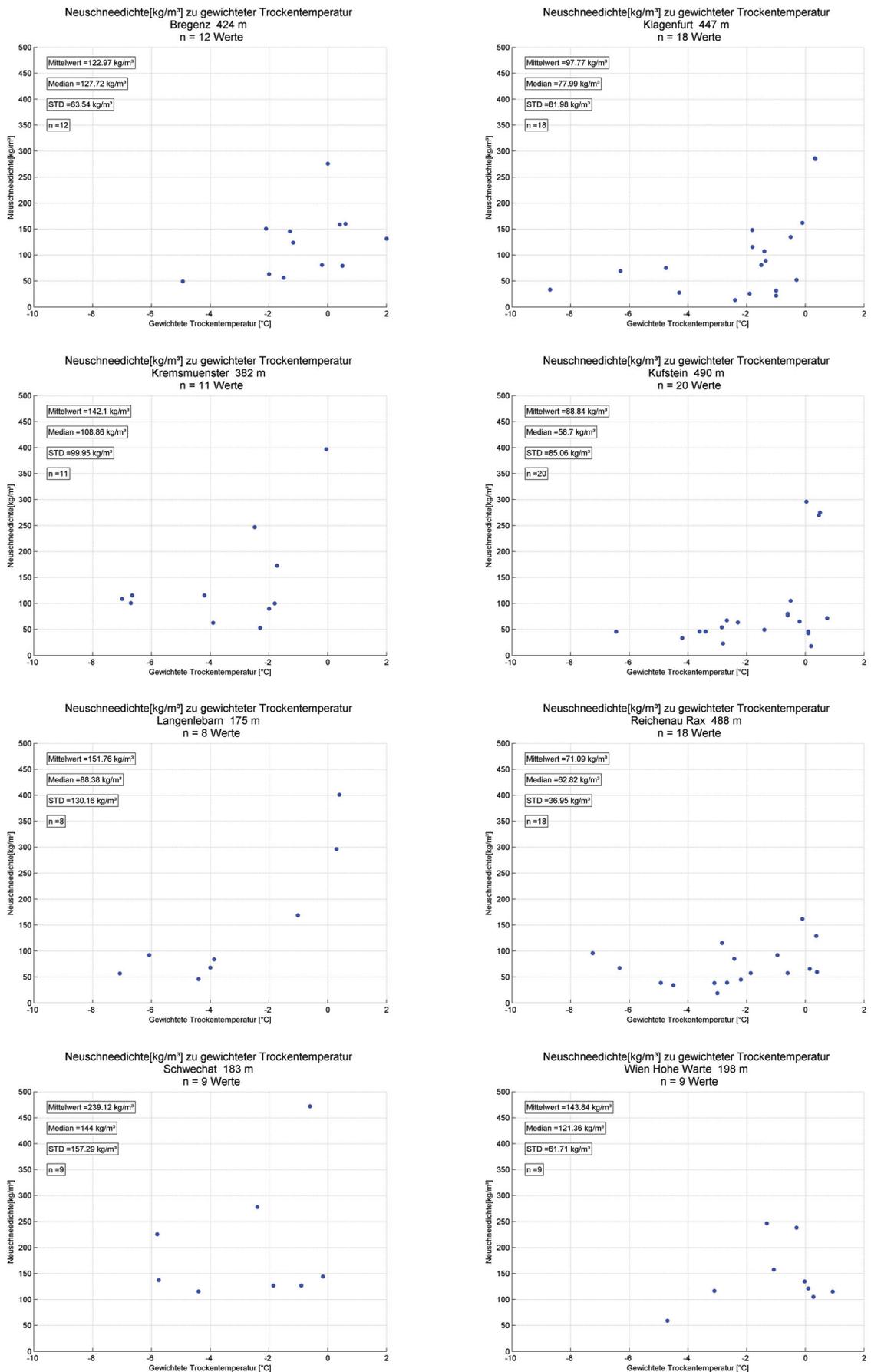


Abbildung 4.4: Abhängigkeit der Neuschneedichte von der Trockentemperatur von ausgewählten Stationen unter 500m Seehöhe

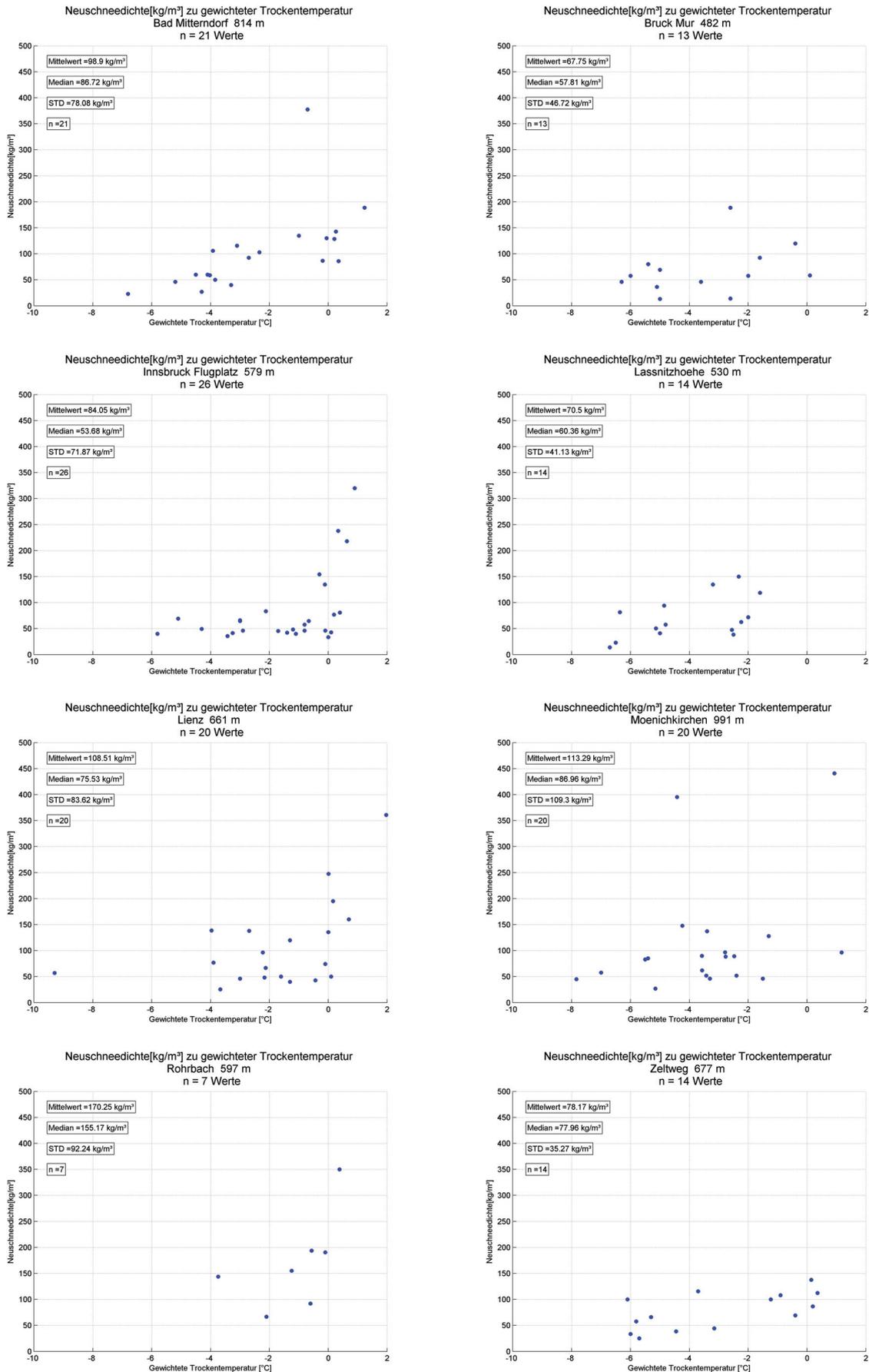


Abbildung 4.5: Abhängigkeit der Neuschneedichte von der Trockentemperatur von ausgewählten Stationen auf einer Seehöhe zwischen 500 und 1000m

### 4.1.2 Parametrisierungsformeln für die Neuschneedichte

#### Neuschneedichte in Abhängigkeit mit der gewichteten Trockentemperatur

Durch sämtliche Wertepaare (siehe Abbildung 4.1 und 4.2) wird als Näherung eine Exponentialfunktion gelegt. Diese Parametrisierungsfunktion ist in Formel 4.1 ersichtlich. Mit der gefundenen Parametrisierungsformel 4.1 ergibt sich bei einer gewichteten Trockentemperatur von null Grad Celsius eine Neuschneedichte von etwa  $155 \text{ kg m}^{-3}$ . Dies ergäbe ein SLR (Snow to Liquid - Ratio, siehe Abschnitt 2.2.3) von etwa 6,5 und weiters bei 10 mm Wasseräquivalent eine Neuschneehöhe von 6,5cm. Als untere Begrenzung der Neuschneedichte werden wie in bereits vorangegangenen Arbeiten (siehe [1])  $50 \text{ kg m}^{-3}$  angenommen.

$$\rho_{NS} = 155.3 * \exp[0.092318 * T_{GEW}] \quad (4.1)$$

$$\begin{array}{l|l|l} \rho_{NS} & \text{Parametrisierte Neuschneedichte} & \text{kg m}^{-3} \\ T_{GEW} & \text{Gewichtete Trockentemperatur} & \text{°C} \end{array}$$

#### Neuschneedichte in Abhängigkeit von der gewichteten Feuchttemperatur

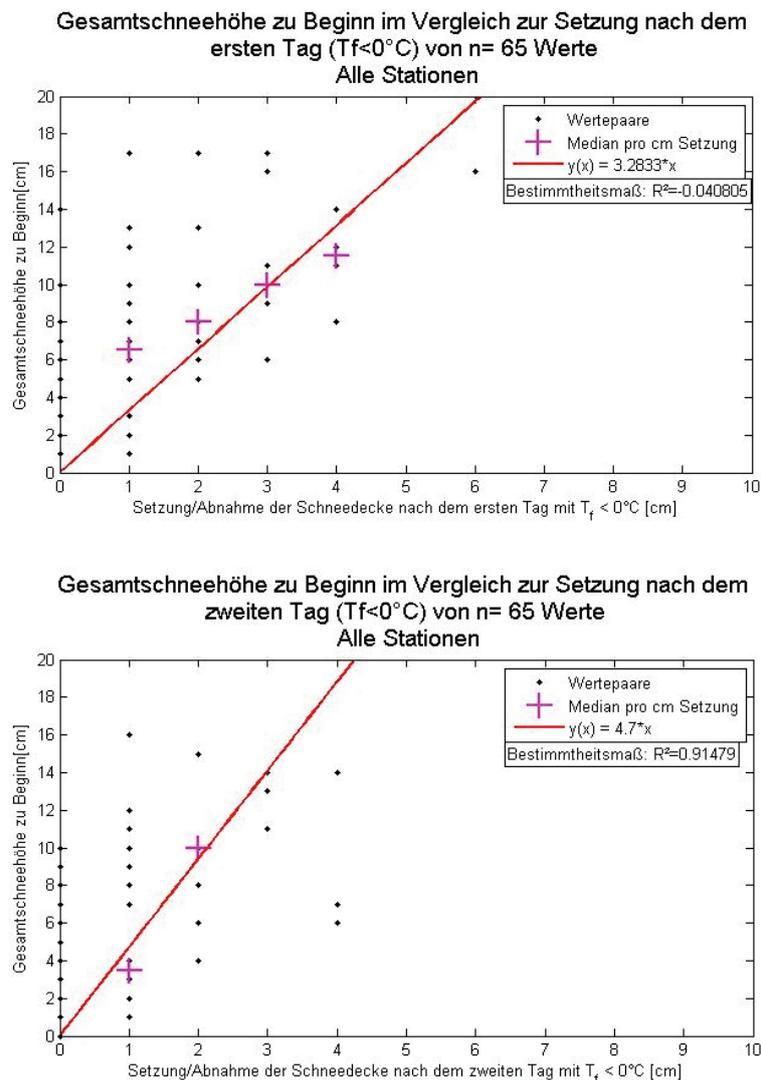
Die Vorgehensweise bei der Erstellung der Parametrisierungsformel für die Trockentemperatur wird auch bei der Feuchttemperatur angewandt. Mit der gefundenen exponentiellen Näherungsformel 4.2 für die Neuschneedichte, ergibt sich bei einer gewichteten Feuchttemperatur von null Grad Celsius eine Neuschneedichte von etwa  $160 \text{ kg m}^{-3}$ . Dies ergäbe bei einer SLR von etwa 6,25 und weiters bei 10mm Wasseräquivalent eine Neuschneehöhe von 6,25cm

$$\rho_{NS} = 160.1691 * \exp[0.094677 * T_{f,GEW}] \quad (4.2)$$

$$\begin{array}{l|l|l} \rho_{NS} & \text{Parametrisierte Neuschneedichte} & \text{kg m}^{-3} \\ T_{f,GEW} & \text{Gewichtete Feuchttemperatur} & \text{°C} \end{array}$$

## 4.2 Setzungsprozess der Schneedecke

Für den Setzungsprozess werden die in Kapitel 2.5.1 beschriebenen Prozesse der abbauenden Metamorphose (nur bei dieser findet eine Änderung der Schneehöhe statt) anhand der Messdaten untersucht. Um nur die Setzung aufgrund der abbauenden Metamorphose (und nicht der Schmelzmetamorphose) zu untersuchen, werden ausschließlich Tage untersucht, an denen die Feuchttemperatur an allen Messterminen negativ ist (bei positiven Feuchttemperaturen setzt der Schmelzvorgang ein). Weiters werden zur Reduzierung der Streuung lediglich jene Tage untersucht, an denen die Gesamtschneehöhe der Neuschneehöhe entspricht. Diese Annahme bedeutet, dass vor jedem Neuschneeereignis der Erdboden aper ist.



**Abbildung 4.6:** Setzung der Schneedecke nach einem Neuschneeereignis 24 Stunden (Bild oben) und 48 Stunden (Bild unten) nach der Neuschneehöhenmessung. Die Ausgleichsgeraden (rot) werden durch die Mediane gelegt, wobei der Schnittpunkt mit dem Ursprung erzwungen wird

Danach werden die Schneehöhenänderungen 24 Stunden (Abbildung 4.6 oben) und 48 Stunden (Abbildung 4.6 unten) nach der Neuschneehöhenmessung untersucht. Um die Streuung in den Griff zu bekommen, wird die Medianbildung angewandt. Dabei wird pro Zentimeter der Setzung ein Medianwert gebildet (der Median wird nur gebildet, wenn für die jeweilige Setzung mindestens 5 Ereignisse vorliegen). Durch die gebildeten Mediane werden anschließend Ausgleichsgeraden gelegt. Der Bestimmtheitsgrad in Abbildung 4.6 bezieht sich auf die Übereinstimmung der Ausgleichsgerade mit den Medianwerten. In Abbildung 4.6 ist ersichtlich, dass nach dem ersten Tag (Steigung der Ausgleichsgerade: 3,15) eine höhere Setzungsrate als nach dem zweiten Tag (Steigung der Ausgleichsgerade: 5) vorliegt. Dieser Umstand wird genutzt, um damit einen zeitlichen Ablauf der Setzung zu konstruieren. Dabei dienen die gefundenen Steigungen als Stützpunkte für eine exponentielle Abnahme der Gesamtschneehöhe mit der Zeit unter der Annahme, dass die Feuchttemperaturen durchgehend negativ sind (siehe Abbildung 4.7). In dieser Abbildung wird als Beispiel eine Neuschneehöhe von zehn Zentimetern angenommen. Bei dieser Parametrisierung der Setzung wird angenommen, dass sich die Dichte der Schneedecke mit der Zeit etwa verdreifacht (Neuschneedichte beträgt im Mittel ungefähr  $100 \text{ kg m}^{-3}$  und die Dichte von Altschneedecken etwa  $300 \text{ kg m}^{-3}$ , siehe [14]). Mit den getätigten Annahmen erfolgt nach etwa sechs Tagen eine Setzung der Schneedecke auf ein Drittel der Anfangsschneehöhe.

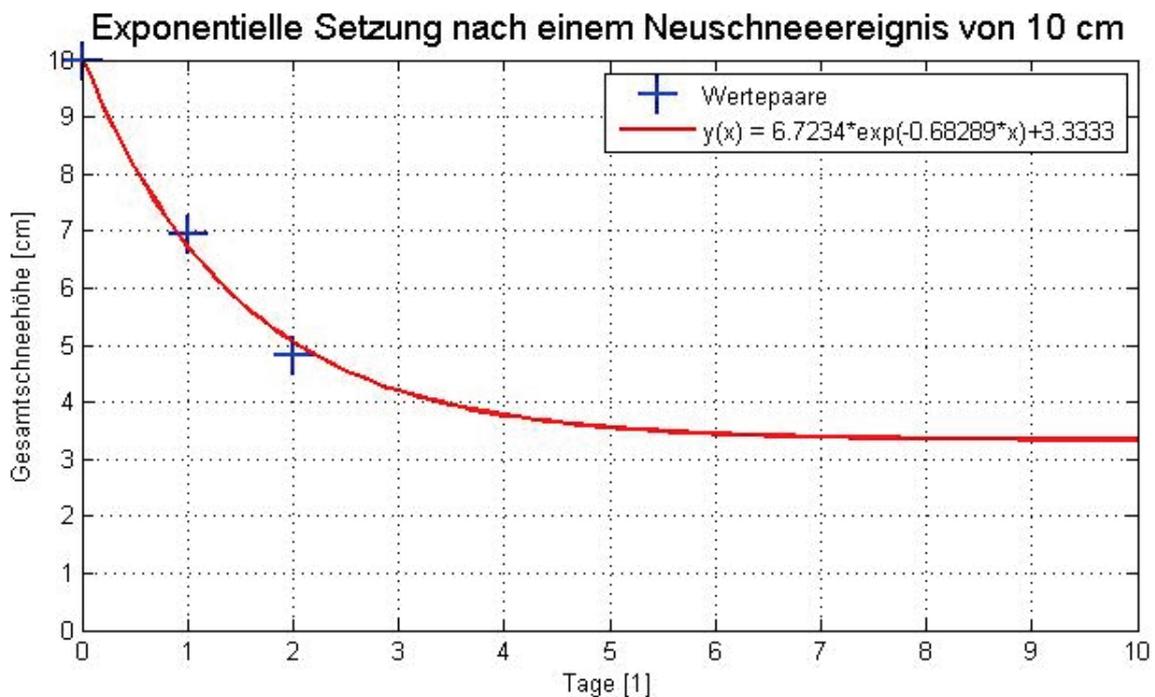


Abbildung 4.7: Setzung einer Schneedecke nach einem Neuschneeereignis von 10 cm

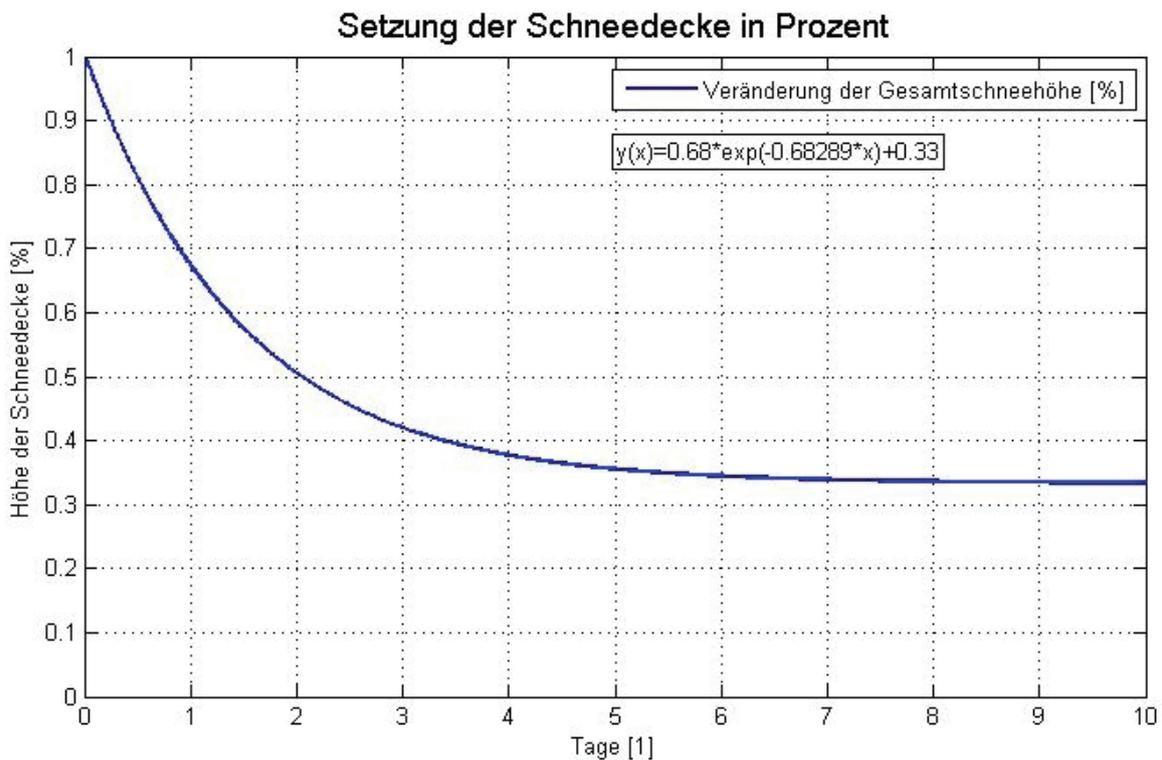
Um den Setzungsprozess als Exponentialfunktion wie in Abbildung 4.7 dargestellt annähern zu können, werden wie bereits im vorherigen Absatz erwähnt folgende Annahmen getätigt:

- **Neuschneedichte von  $100 \text{ kg m}^{-3}$**

Entspricht dem Mittelwert der Neuschneedichten (bei einem Porenanteil von 89%). [14]

- **Dichte der Schneedecke nach dem Setzungsprozess von  $300 \text{ kg m}^{-3}$**

Entspricht dem Mittelwert der Dichte von Schneedecken. (bei einem Porenanteil von 62 % [14])



**Abbildung 4.8:** Mit Formel 4.5 berechnete Setzung einer Schneedecke innerhalb von zehn Tagen in Prozent der Ausgangsschneehöhe

In Abbildung 4.8 ist wiederum die parametrisierte Abnahme der Gesamtschneehöhe durch den Setzungsprozess, ähnlich wie in Abbildung 4.7, aufgetragen. In diesem Fall ist die Gesamtschneehöhe nicht in Zentimetern angegeben, sondern als prozentueller Wert. Mit Formel 4.5 wird der prozentuale Wert der Anfangsschneehöhe nach beliebigen Tagen berechnet. Durch die Multiplikation mit einer beliebigen Anfangsschneehöhe nach einem Neuschneeereignis (siehe Formel 4.6) ist diese Gleichung universell anwendbar. Wie vorhergehend festgelegt, sinkt die Höhe der Schneedecke nach dem Setzungsprozess auf ein Drittel der Anfangshöhe.

### 4.2.1 Parametrisierungsformeln für den Setzungsprozess der Schneedecke (abbauende Metamorphose)

In diesem Abschnitt werden die gefundenen Parametrisierungsformeln für die Setzung nach einem Neuschneeereignis vorgestellt werden. Die Formeln 4.3 und 4.4 resultieren aus den beiden Ausgleichsgeraden aus Abbildung 4.6. Dabei beschreibt  $H_1$  die Abnahme der Gesamtschneehöhe 24 Stunden nach der Neuschneehöhenmessung.  $H_2$  beschreibt die Abnahme der Gesamtschneehöhe 48 Stunden nach der Messung der Neuschneehöhe.

$$H_1 = \frac{H_{NS}}{3.28} \quad (4.3)$$

$$H_2 = \frac{H_{NS}}{4.7} \quad (4.4)$$

$H_1$	Parametrisierte Setzung 24 Stunden nach der Neuschneehöhenmessung	cm
$H_2$	Parametrisierte Setzung 48 Stunden nach der Neuschneehöhenmessung	cm
$H_{NS}$	Neuschneehöhe (entspricht hier der Gesamtschneehöhe)	cm

Ein universeller Ansatz zur parametrisierten Setzung wird in Formel 4.5 aufgezeigt. In Abbildung 4.8 ist die grafische Form dieser Formel aufgetragen. Sie kann nun für unterschiedliche Neuschneehöhen verwendet werden, indem man  $H_{\%}(x)$  noch mit der Höhe des Neuschnees multipliziert (siehe Formel 4.6).  $H_{\%}(x)$  gibt dabei an, auf wie viel Prozent der Anfangsschneehöhe sich die Gesamtschneehöhe nach x Tagen gesetzt hat.

$$H_{\%}(x) = \frac{2 * \exp(-0.68289 * x) + 1}{3} \quad (4.5)$$

$H_{\%}(x)$	Prozentuale Setzung x Tage nach dem Neuschneeereignis	%
$x$	Anzahl der Tage nach der Messung des Neuschneeereignisses	1

$$H_{GS}(x) = H_{\%}(x) * H_{NS} \quad (4.6)$$

$H_{GS}(x)$	Gesamtschneehöhe nach x Tagen mit Setzung	cm
$H_{\%}(x)$	Prozentuale Setzung x Tage nach dem Neuschneeereignis	%
$H_{NS}$	Neuschneehöhe zum Messtermin	cm
$x$	Anzahl der Tage nach der Messung des Neuschneeereignisses	1

## 4.3 Schmelzprozess der Schneedecke

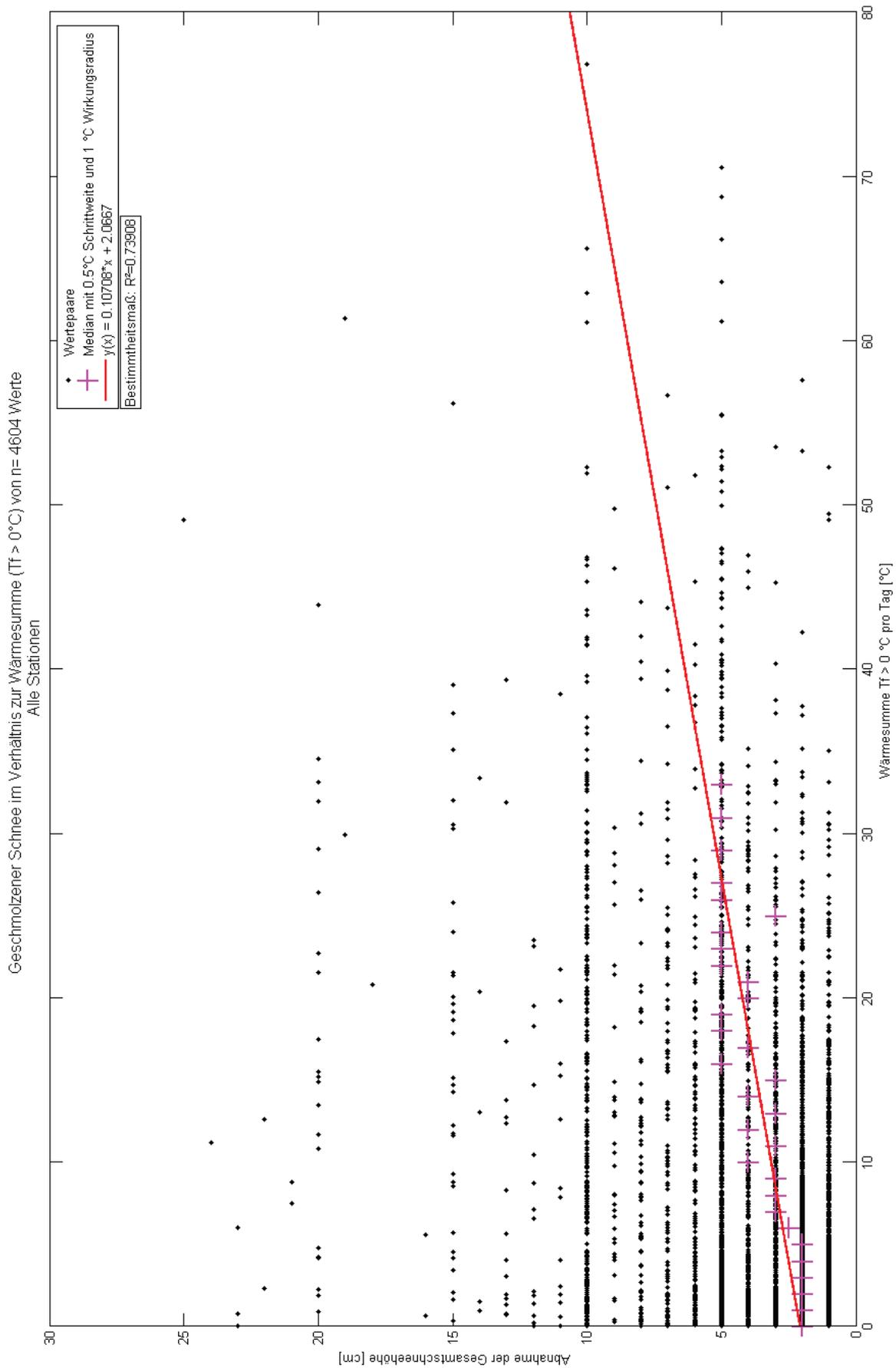
In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse des parametrisierten Schmelzprozesses (Schmelzmetamorphose) einer Schneedecke vorgestellt. Mit den hochaufgelösten MESOCLIM - Daten werden tägliche Wärmesummen berechnet. Wie bereits erwähnt werden mit Formel 3.6 nur positive Feuchttemperaturen aufsummiert, negative Werte der Feuchttemperatur werden null gesetzt. Für jeden Tag gibt es nun (wenn nicht alle Werte negativ sind und somit die Wärmesumme null ergibt) einen repräsentativen Wert der Wärmesumme. Diese Art der Parametrisierung der Schneesmelze ist der einer Gradtag - Methode (Abschnitt 2.6.3) sehr ähnlich. Die berechneten Wärmesummen werden mit einer Abnahme der Gesamtschneehöhe gegenübergestellt und in weiterer Folge werden Zusammenhänge zwischen diesen beiden Größen untersucht.

In Abbildung 4.9 ist der Zusammenhang zwischen der erwähnten Wärmesumme der Feuchttemperatur und der Abnahme der Gesamtschneehöhe dargestellt. Man erkennt eine sehr große Streuung, welche die Auswirkungen der Fehlerquellen (Abschnitt 3.5) widerspiegeln. Um die starke Streuung in den Griff zu bekommen, wird die Ausgleichsgerade nicht durch die gesamte Punktwolke hindurchgelegt. Stattdessen wird wiederum die Methode der Medianbildung angewandt, bei der von allen Messwerten pro ein Grad - Schritt der Median gebildet wird und dann durch diese die Ausgleichsgerade angenähert wird.

Gut ersichtlich ist auch der Umstand, dass die Ausgleichsgerade in Abbildung 4.9 nicht durch den Ursprung geht. Bei einer Wärmesumme von null Grad ergibt sich eine Abnahme der Gesamtschneehöhe ungleich von null Zentimetern. Laut der Ausgleichsgeraden resultiert eine Abnahme der Gesamtschneehöhe von etwa zwei Zentimetern, obwohl die Feuchttemperaturen nie positiv werden. Diese Abnahme wird auf eine Setzung der Schneedecke zurückgeführt, welche nicht vollständig von den Schmelzprozessen getrennt werden kann.

Bei einer Wärmesumme von etwa 80 °C innerhalb einer Tagesperiode (von 6 Uhr UTC bis 6 Uhr UTC des Folgetages) ergeben sich mit der Parametrisierungsformel 4.7 eine Abnahme der Gesamtschneehöhe von knapp über zehn Zentimetern. Eine Wärmesumme von 80 °C entspricht innerhalb der Periode (9 Messtermine, wobei der erste und letzte nur zur Hälfte gewichtet wird) einer mittleren Feuchttemperatur von etwa 10 °C.

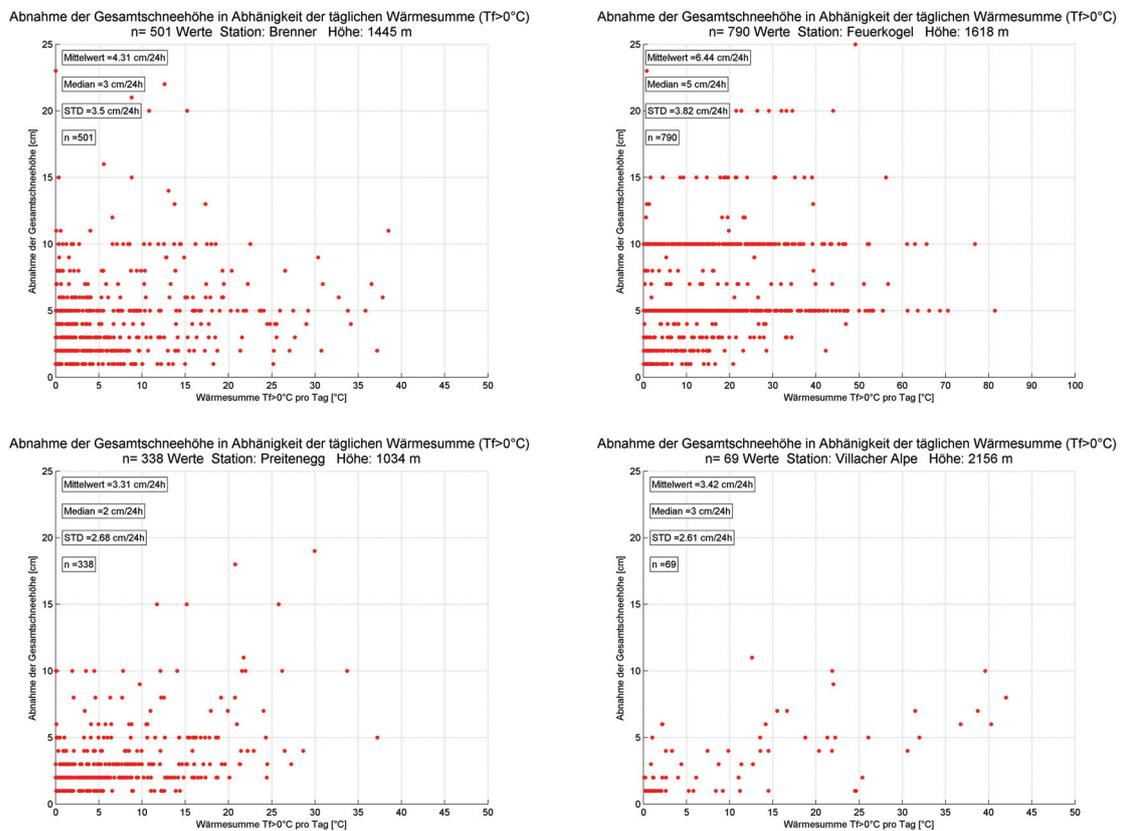
Das Bestimmtheitsmaß der gebildeten Mediane gegenüber der Ausgleichsgeraden in Abbildung 4.9 beträgt etwa  $R^2 = 0.73$ .



**Abbildung 4.9:** Vergleich der täglichen Wärmesummen der Feuchttemperatur mit dem Rückgang der Gesamtschneehöhe

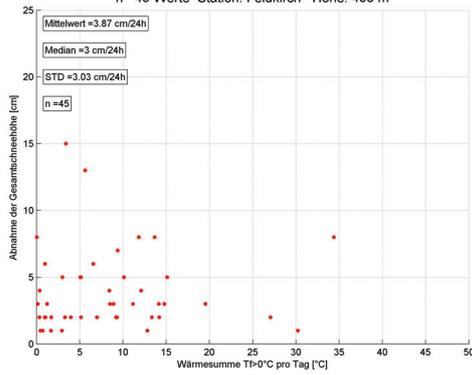
### 4.3.1 Auswahl an Stationen

In diesem Abschnitt werden die individuellen Ergebnisse von ausgewählten Stationen in unterschiedlichen Höhenlagen vorgestellt. In Abbildung 4.10 sind vier Stationen (Brenner (T), Feuerkogel (OÖ), Villacher Alpe (Ktn) und Preitenegg (Ktn)) dargestellt, welche sich in einer Höhenlage von über 1000 m befinden. Vor allem an der Villacher Alpe kann ein gut ausgeprägter Zusammenhang, mit etwa 6 cm Abnahme der Gesamtschneehöhe bei einer Wärmesumme von 40 °C, erkannt werden (69 Werte). Die anderen drei Stationen zeigen eine deutlich größere Streuung, haben aber auch ein Vielfaches mehr an Messwerten. Grundsätzlich kann erkannt werden, dass stationsabhängig teils deutliche Unterschiede vorliegen. Es gibt aber auch einige, bei denen recht ähnliche Muster erkennbar sind (siehe Abbildungen 4.10 bis 4.12). Die große Streuung in den Daten sind unter Umständen den zahlreichen Fehlerquellen (siehe Abschnitt 3.5), sowie auch der Nichtberücksichtigung des Wind- und Strahlungseinflusses, zuzuordnen.

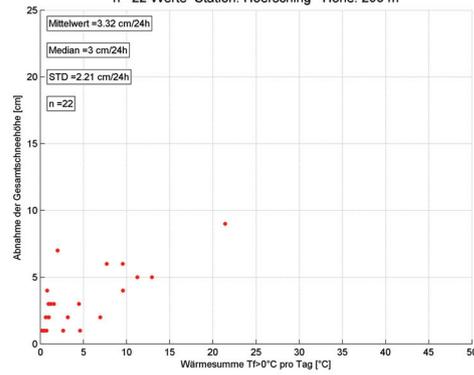


**Abbildung 4.10:** Abnahme der Gesamtschneehöhe innerhalb eines Tages in Abhängigkeit einer im selben Zeitraum gebildeten Wärmesumme der Feuchttemperaturen ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ ) von ausgewählten Stationen über 1000m

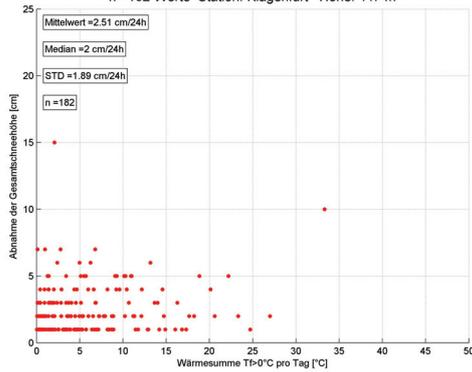
Abnahme der Gesamtschneehöhe in Abhängigkeit der täglichen Wärmesumme ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ )  
n= 45 Werte Station: Feldkirch Höhe: 438 m



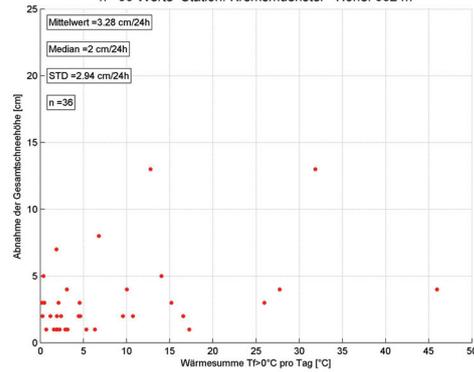
Abnahme der Gesamtschneehöhe in Abhängigkeit der täglichen Wärmesumme ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ )  
n= 22 Werte Station: Hoersching Höhe: 298 m



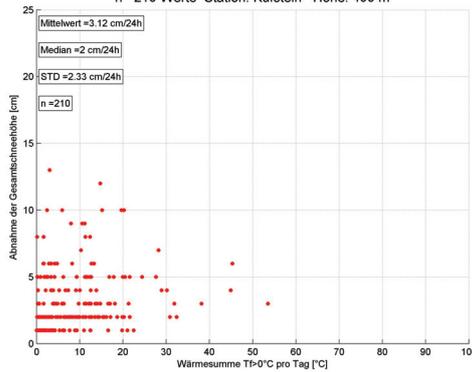
Abnahme der Gesamtschneehöhe in Abhängigkeit der täglichen Wärmesumme ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ )  
n= 182 Werte Station: Klagenfurt Höhe: 447 m



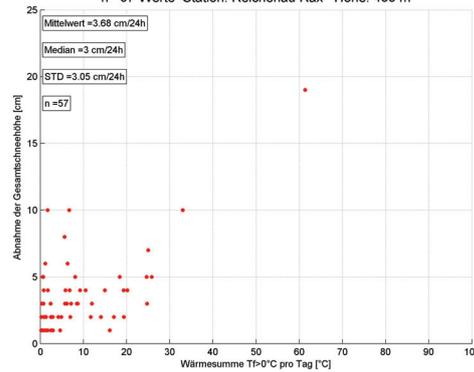
Abnahme der Gesamtschneehöhe in Abhängigkeit der täglichen Wärmesumme ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ )  
n= 36 Werte Station: Kremsmuenster Höhe: 382 m



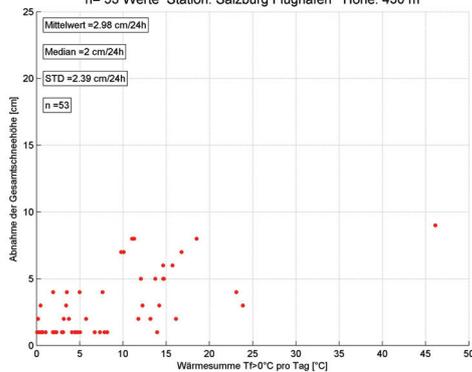
Abnahme der Gesamtschneehöhe in Abhängigkeit der täglichen Wärmesumme ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ )  
n= 210 Werte Station: Kufstein Höhe: 490 m



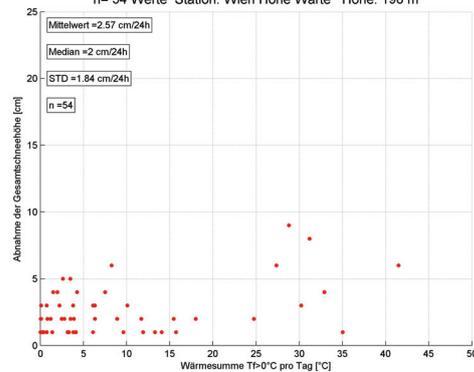
Abnahme der Gesamtschneehöhe in Abhängigkeit der täglichen Wärmesumme ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ )  
n= 57 Werte Station: Reichenau Rax Höhe: 488 m



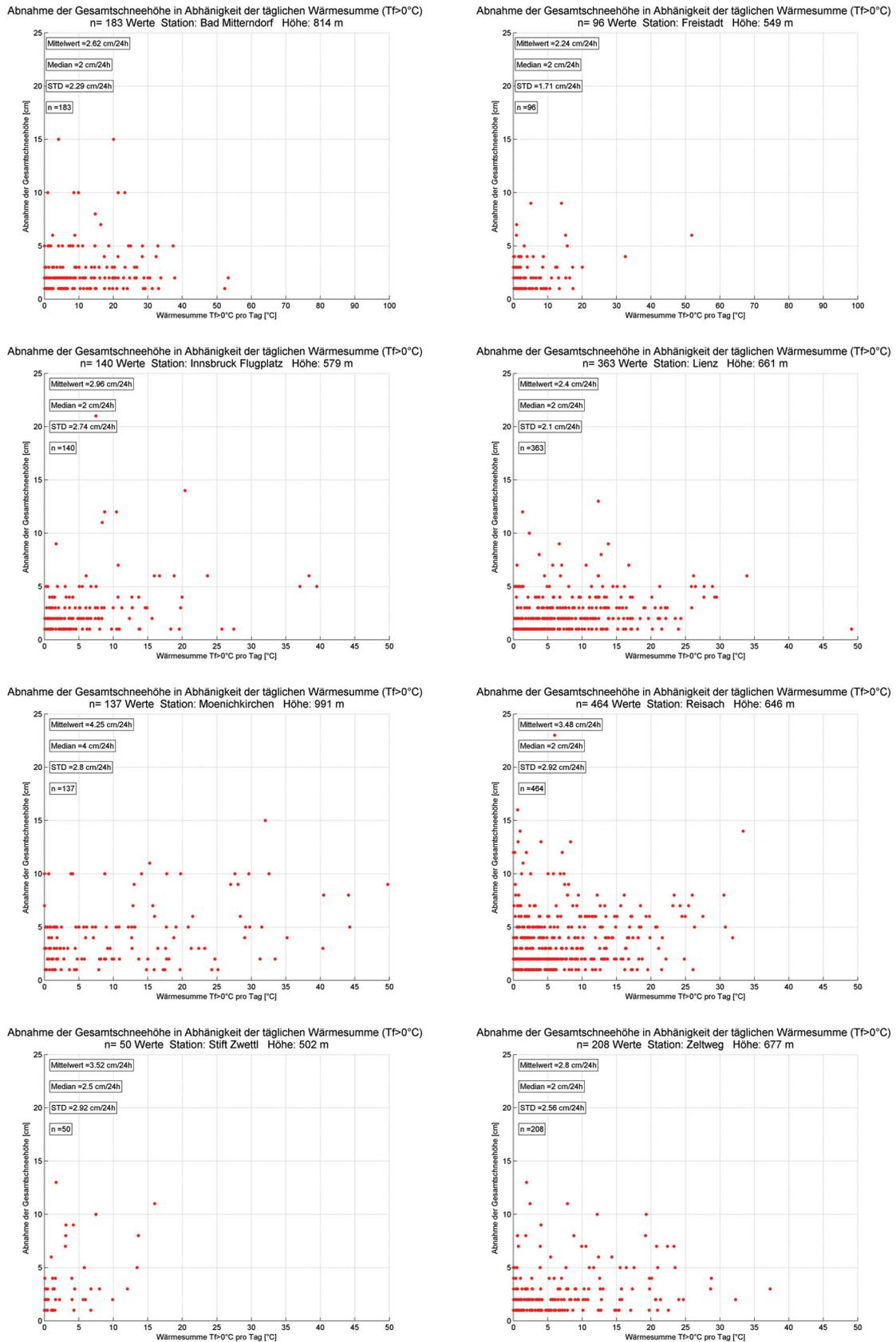
Abnahme der Gesamtschneehöhe in Abhängigkeit der täglichen Wärmesumme ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ )  
n= 53 Werte Station: Salzburg Flughafen Höhe: 430 m



Abnahme der Gesamtschneehöhe in Abhängigkeit der täglichen Wärmesumme ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ )  
n= 54 Werte Station: Wien Hohe Warte Höhe: 198 m



**Abbildung 4.11:** Abnahme der Gesamtschneehöhe innerhalb eines Tages in Abhängigkeit einer im selben Zeitraum gebildeten Wärmesumme der Feuchttemperaturen ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ ) von ausgewählten Stationen unter 500m Seehöhe



**Abbildung 4.12:** Abnahme der Gesamtschneehöhe innerhalb eines Tages in Abhängigkeit einer im selben Zeitraum gebildeten Wärmesumme der Feuchttemperatur ( $T_f > 0^\circ\text{C}$ ) von ausgewählten Stationen zwischen 500 und 1000m

### 4.3.2 Parametrisierungsformeln für den Schmelzprozess (Schmelzmetamorphose)

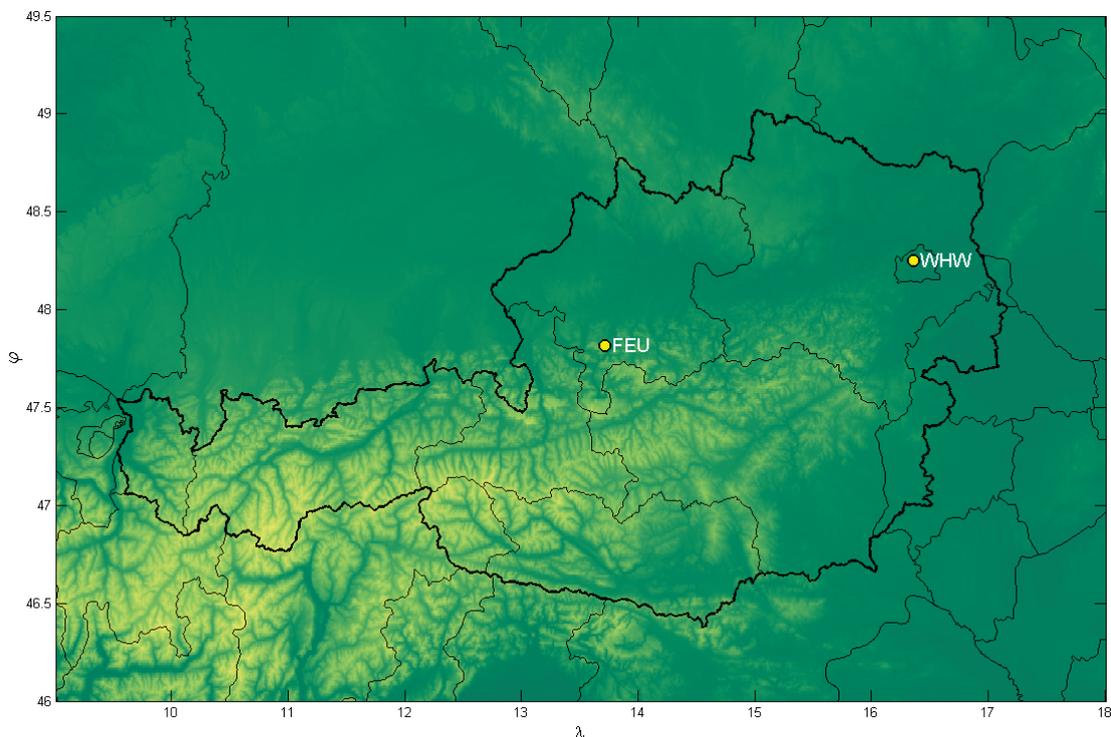
Die Parametrisierungsgleichung, der in Abbildung 4.9 vorgestellten Ausgleichsgeraden für die Abnahme der Gesamtschneehöhe bei unterschiedlichen Wärmesummen, ist mit Formel 4.7 angegeben. Bei einer durchschnittlichen Feuchttemperatur von zehn Grad Celsius an allen neun Messterminen einer Periode (von 6 UTC des Vortages bis 6 UTC des aktuellen Tages), ergibt sich mit Formel 4.7 eine Abnahme von etwas mehr bzw. ungefähr zehn Zentimeter. Wie bereits erwähnt repräsentieren die knapp zwei Zentimetern den Setzungsanteil, der nicht komplett vom Anteil des geschmolzenen Schnees getrennt werden kann. Mit der Parametrisierungsformel 4.7 ist ein Berechnen der Gesamtschneehöhenabnahme durch den Schmelzprozess bei positiven Wärmesummen der Feuchttemperatur möglich.

$$A(ws) = 0.10708 * ws + 2.0667 \quad (4.7)$$

A	Parametrisierte Abnahme der Gesamtschneehöhe	cm
ws	Wärmesumme der Feuchttemperatur innerhalb einer 24 stündigen Periode	°C

## 4.4 Test der Parametrisierungen

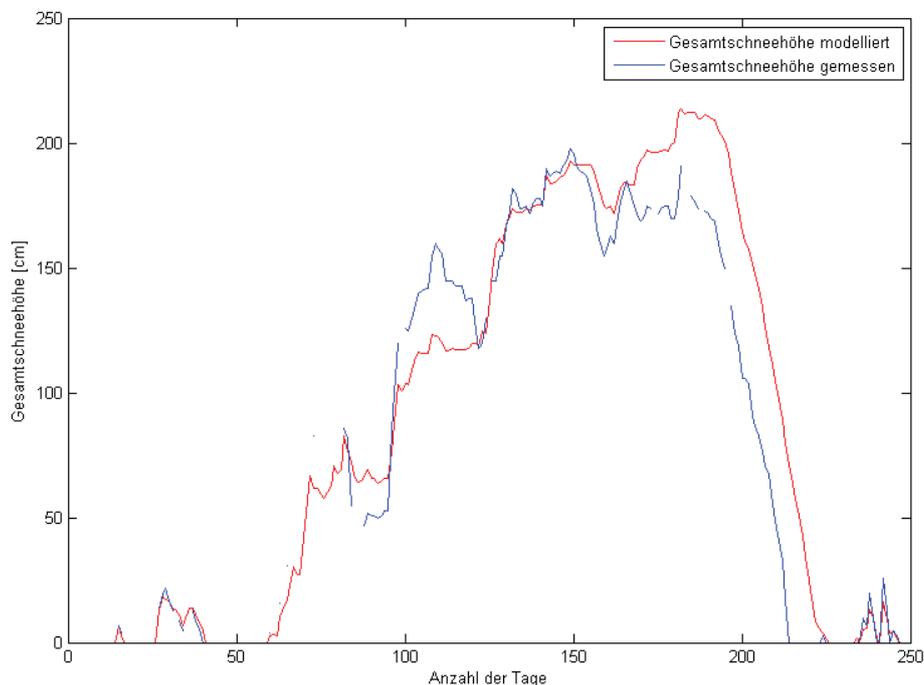
Um die Qualität der gewonnenen Parametrisierungen zu testen, werden diese einem Modelltest unterzogen. Augenmerk wird auf die richtige Erfassung der Neuschneehöhen und der Gesamtschneehöhen gelegt. Mit den gewonnenen Parametrisierungsgleichungen wird die Gesamtschneehöhe über einen gewissen Zeitraum reproduziert bzw. modelliert. Aufgrund der zahlreichen Fehlerquellen ist die Erwartungshaltung einer exakten Modellierung eher gering. Trotz allem soll die grobe Struktur mit den gefundenen parametrisierten Formeln für die Akkumulation, die Setzung und den Schmelzvorgang einer Schneedecke erfasst werden. Als Teststationen werden eine Bergstation, der Feuerkogel (Oberösterreich, Traunviertel, 1618 m Seehöhe), und einer Station im Flachland, Wien Hohe Warte (220 m Seehöhe, siehe Abbildung 4.13), herangezogen. Als Bezugszeitraum dient die Wintersaison 2012/2013, wobei sich der Zeitraum vom ersten Oktober bis zum siebenten Juni erstreckt, also auch Teile des Herbstes und des Frühlings abdecken. In Abbildung 4.13 ist die grobe Lage der getesteten Stationen dargestellt. Der Datensatz stammt von den TAWES (Teilautomatische Wetterstation) - Stationen der beiden Standorte und besitzt eine zeitlichen Auflösung von zehn Minuten (Lufttemperatur, Max- und Minimumtemperatur, Relative Luftfeuchtigkeit, Niederschlag, Globalstrahlung) sowie 24 Stunden (Gesamtschneehöhe, Neuschneehöhe), welche von UBIMET [7] bereitgestellt wurden.



**Abbildung 4.13:** Lage der Wetterstationen Feuerkogel FEU (Oberösterreich, 1618 m Seehöhe) und Wien Hohe Warte WHW (Wien, 220 m Seehöhe)

#### 4.4.1 Modellierung der Gesamtschneehöhe an der Station Feuerkogel für den Winter 2012/2013

Der Feuerkogel befindet sich im oberösterreichischen Teil des Salzkammerguts am östlichen Ende des Hölleengebirges. Schneehöhenmessungen reichen bis zum Jahr 1930 zurück und wurden zu Beginn von Bediensteten der Seilbahn und in weiterer Folge von hauptamtlichen sowie ehrenamtlichen Wetterbeobachtern durchgeführt. Auch die Wetterstation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) existiert seit 1930. Im Jahre 1983 wurde die Station (1592 m Seehöhe) an einen nahegelegenen Standort (1618 m Seehöhe) verlegt. Bei den Messungen der Schneehöhen wird der Mittelwert mehrerer Messungen von verschiedenen Stellen genommen und gemittelt, um den Messfehler zu reduzieren. [9]

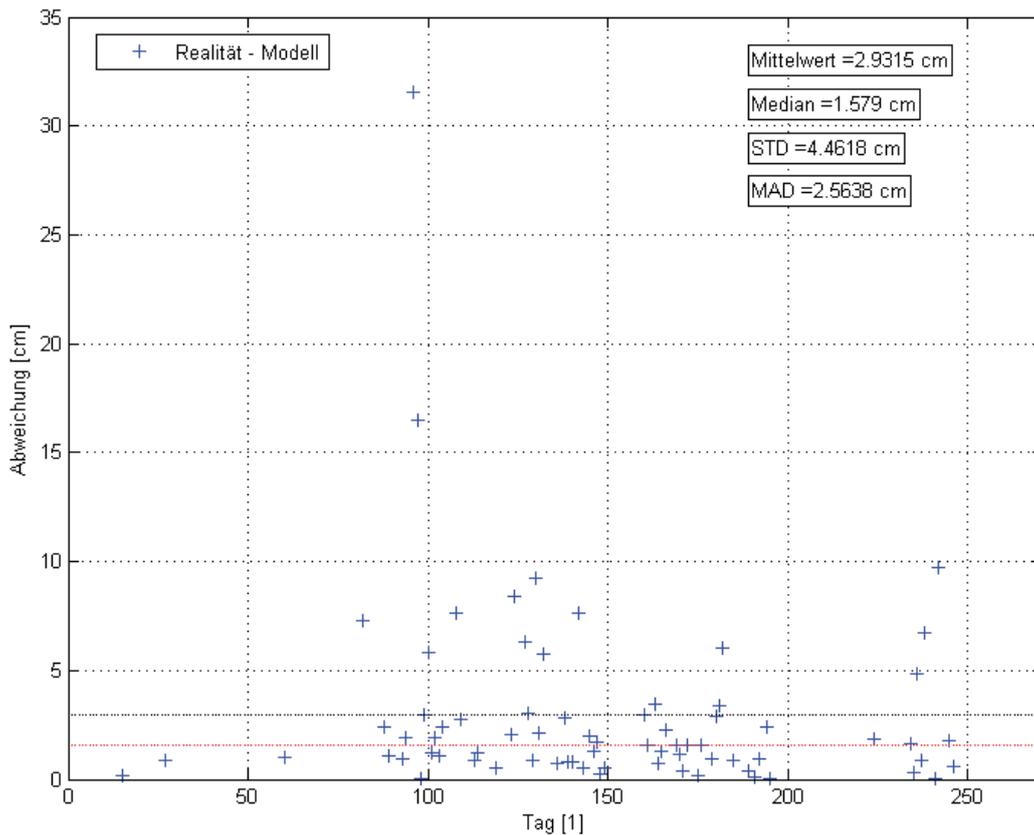


**Abbildung 4.14:** Zeitreihe der modellierten (rot) und der vom Beobachter gemessenen (blau) Gesamtschneehöhe von 01.10.2012 bis 07.06.2013 am Feuerkogel (1618 m Seehöhe)

In Abbildung 4.14 ist in blau die vom Beobachter gemessene Gesamtschneehöhe aufgetragen und in rot die mit den Parametrisierungsformeln für die Akkumulation (Formel 4.1), Setzung (Formel 4.3) und des Schmelzvorganges (Formel 4.7) modellierte Gesamtschneehöhe. Dabei dienen als Eingangsvariablen lediglich Lufttemperatur, Taupunkt, 10m - Windgeschwindigkeit und die Niederschlagsmenge. Aus diesen Größen wird mit den bereits erwähnten Parametrisierungsformeln auf die Schneehöhen (Neuschnee-, Gesamtschneehöhe) rückgerechnet. Die Setzungsparametrisierung wird dabei „mitgeführt“. Das bedeutet, dass die Setzungsanteile der verschiedenen Neuschneeereignisse aufsummiert werden. Die in Abbildung 4.14 model-

lierte Gesamtschneehöhe muss an dieser Station etwas modifiziert werden, da hier mit der exponentiellen Setzung deutlich zu niedrige Gesamtschneehöhen resultieren. In diesem Fall wird die Setzung nur 24 Stunden nach dem letzten Neuschneeereignis mit Formel 4.3 berechnet.

Ende Oktober 2012 brachte ein massiver Kaltlufteinbruch in Verbindung mit kräftigen Niederschlägen eine Gesamtschneehöhe von in etwa 20 cm, welche aber mit einer Erwärmung Anfang November wieder rasch verschwanden. Die Gesamtschneehöhe dieses ersten Schneefalls auf dem Feuerkogel wird mit den gefundenen Parametrisierungen (siehe Abbildung 4.14 zwischen Tag 1 und Tag 50) sehr gut reproduziert. Der weitere Verlauf der modellierten Gesamtschneehöhe zeigt eine zum Teil sehr gute Übereinstimmung mit der gemessenen Gesamtschneehöhe. Speziell der Abbau der modellierten Schneedecke ab etwa Anfang April (ab Tag 190) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit den gemessenen Werten der Gesamtschneehöhe. Die Parallelverschiebung der zwei Kurven kommt lediglich durch die verschiedenen Ausgangsschneehöhen Anfang April zustande. Anzumerken sind die leider nur sporadischen Schneehöhenmessungen zwischen Tag 50 und etwa Tag 80.

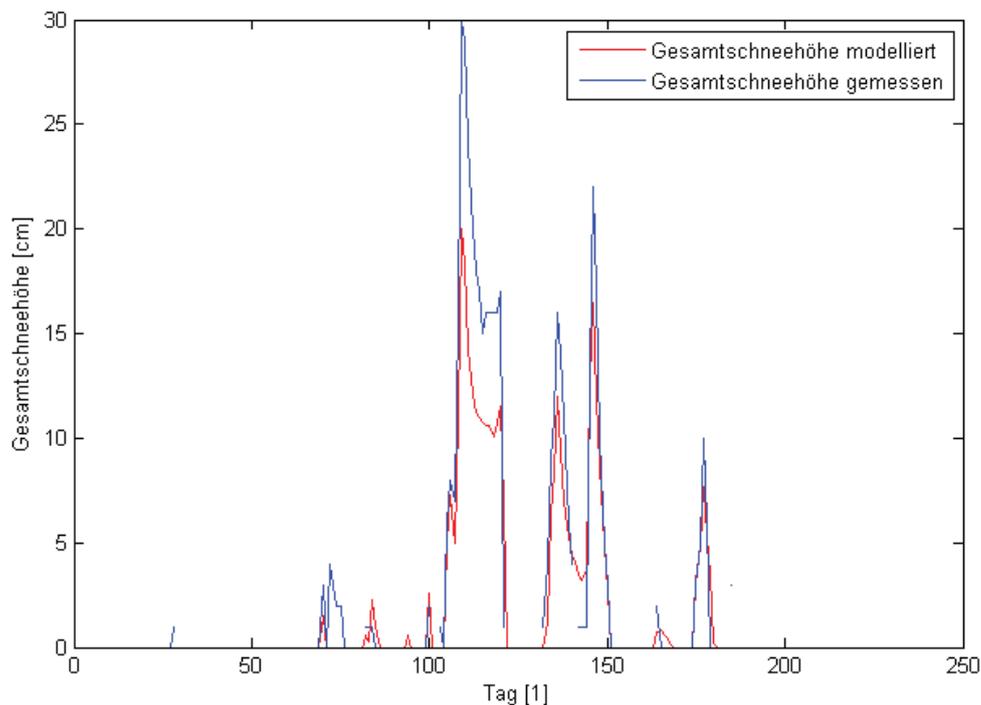


**Abbildung 4.15:** Zeitreihe der absoluten Differenz zwischen modellierten und der vom Beobachter gemessenen Neuschneehöhen von 01.10.2012 bis 07.06.2013 am Feuerkogel (1618 m Seehöhe)

Die Abweichungen zwischen der vom Beobachter gemessenen und der mit der parametrisierten Formel 4.2 aus Abschnitt 4.1.2 berechneten Neuschneehöhe werden in Abbildung 4.15 dargestellt. Im Mittel weichen die gemessenen von den berechneten Neuschneehöhen um etwa 2,9 cm ab, was für die einfach gehaltene Parametrisierung der Neuschneehöhen beachtlich ist. Zu bemerken ist, dass sich der arithmetische Mittelwert deutlich über dem Median liegt. Die Ursache dafür liegt vor allem in dem Vorhandensein von zwei Ausreißern mit einer absoluten Differenz von 16 cm und 32 cm. Nach Untersuchung dieser zwei Extremfälle stellt sich heraus, dass vor allem an diesen zwei Tagen der Schneefall in starken Regen übergegangen ist, was zu einer raschen Zunahme der Schneedichte führte. Da dieser Umstand in den gefundenen Parametrisierungen nicht einget, resultieren daraus deutliche Abweichungen der Neuschneehöhen.

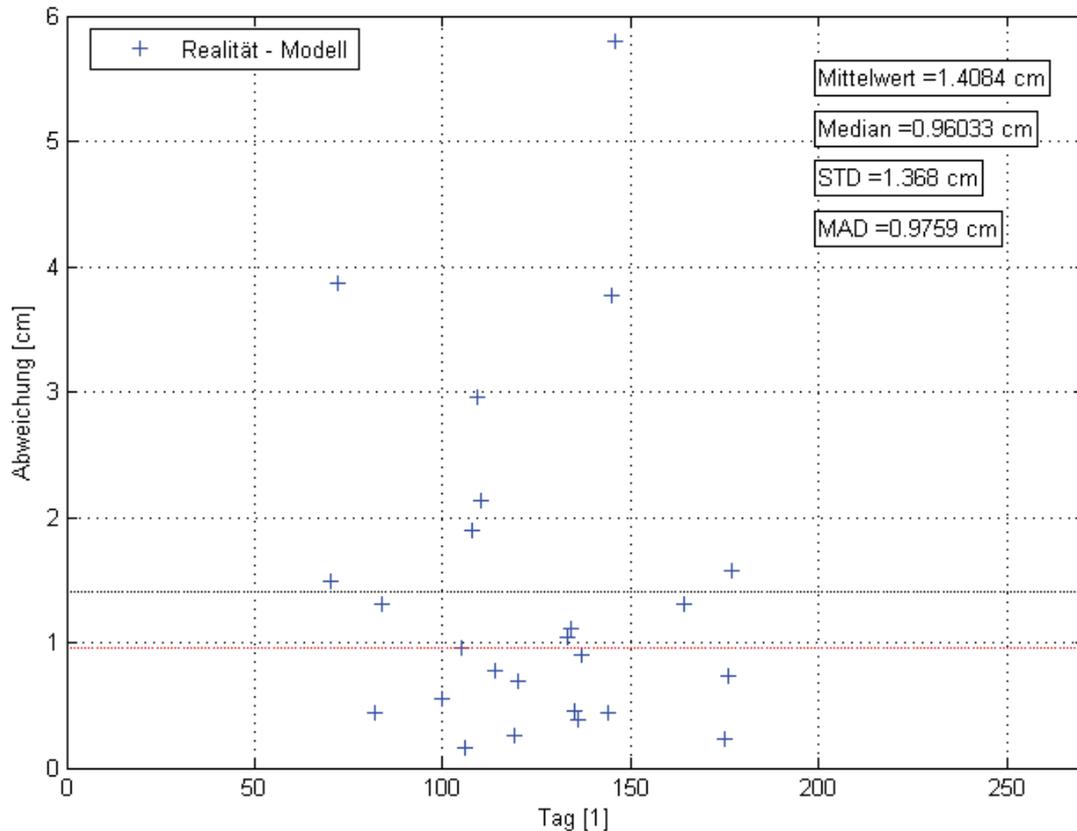
#### 4.4.2 Modellierung der Gesamtschneehöhe an der Station Wien Hohe Warte für den Winter 2012/2013

Die Station befindet sich auf der Hohen Warte, einem verbauten Hügel im 19. Wiener Gemeindebezirk. Wie in Abschnitt 2.1 bereits erwähnt begannen routinemäßige Aufzeichnungen der Schneehöhen hier erst im Jahre 1929. Die Gesamt- sowie Neuschneehöhen in dem verwendeten Datensatz, werden auch an dieser Station von einem Wetterbeobachter manuell mit Hilfe eines Handschneepegels gemessen.



**Abbildung 4.16:** Zeitreihe der modellierten (rot) und der vom Beobachter gemessenen (blau) Gesamtschneehöhe von 01.10.2012 bis 07.06.2013 an der Station Wien Hohe Warte (220 m Seehöhe)

Als Bezugsraum der Messreihe dient wiederum die Wintersaison 2012/2013, wobei sich der in Abbildung 4.16 dargestellte Zeitraum vom ersten Oktober 2012 bis zum siebenten Juni 2013 erstreckt. Auch an dieser Station kann eine gute Übereinstimmung von der modellierten und der gemessenen Gesamtschneehöhe erkannt werden. Zur Modellierung der Gesamtschneehöhe (rot in Abbildung 4.16) werden die Parametrisierungsformeln für die Akkumulation (Formel 4.1), exponentielle Setzung (Formel 4.5 und 4.6) nach dem Neuschneeereignis und für den Schmelzvorgang (Formel 4.7) verwendet. Es zeigt sich, dass man bessere Ergebnisse erhält, wenn man bei der Parametrisierungsformel für die Schneeschmelze (Formel 4.7) den Setzungsanteil (etwa 2 cm) bei dieser Station vernachlässigt.



**Abbildung 4.17:** Zeitreihe der absoluten Differenz zwischen modellierten und der vom Beobachter gemessenen Neuschneehöhen von 01.10.2012 bis 07.06.2013 an der Hohen Warte (220 m Seehöhe)

In Abbildung 4.17 sind die Abweichungen zwischen den modellierten und den gemessenen Neuschneemengen aufgetragen. Die Ergebnisse sind grundsätzlich beachtlich, da der Mittelwert der Abweichungen bei etwa 1,4 cm und der Median (robuster gegen Ausreißer) bei ungefähr 0,96 cm liegt. Die größten Abweichungen sind wieder auf Fälle zurückzuführen, an denen der Schneefall in Regen überging.

# 5 Conclusio

In dieser Arbeit wurden Zusammenhänge zwischen meteorologischen Parametern und der Neu- beziehungsweise der Gesamtschneehöhe untersucht. Es sollten die Prozesse der Akkumulation, der Setzung und des Schmelzvorgangs betrachtet werden. Diese Untersuchungen basierten auf einem zeitlich hoch aufgelösten MESOCLIM Datensatz (dreistündig) und einem Klimadatensatz (ZAMG). Die Zusammenhänge wurden in weiterer Folge mathematisch beschrieben, parametrisiert. Dabei ergaben sich folgende Ergebnisse:

- **Akkumulation bzw. Aufbau einer Schneedecke**

Ein exponentieller Zusammenhang zwischen einer nach der Niederschlagsmenge gewichteten Trocken- bzw. Feuchttemperatur wurde gefunden. Mit dieser Parametrisierungsformel ergeben sich bei einer gewichteten Temperatur von null Grad eine Neuschneedichte von ungefähr  $155 \text{ kg m}^{-3}$ . Dies entspricht bei einem Wasseräquivalent von 10 mm einer Neuschneehöhe von 6,5 cm. Bei niedrigeren Temperaturen ergeben sich geringere Neuschneedichte, wobei als untere Grenze  $50 \text{ kg m}^{-3}$  angenommen wurden.

- **Setzung der Schneedecke nach einem Neuschneeereignis**

Für den Setzungsprozess wurde ebenfalls ein exponentieller Zusammenhang zwischen der Gesamtschneehöhe und der Zeit gefunden. Die Schneedecke setzt sich mit der parametrisierten Formel zu Beginn rasch und nähert sich in weiterer Folge etwa einem Drittel (Annahme) ihrer Anfangsschneehöhe.

- **Abschmelzvorgang der Schneedecke**

Bei dem Schmelzprozess wurden Zusammenhänge zwischen einer Wärmesumme der Feuchttemperatur (nur positive Werte gingen ein) und der Abnahme der Gesamtschneehöhe verglichen. Trotz starker Streuung wurde mit Hilfe von Medianbildungen ein linearer Zusammenhang gefunden. Mit dieser Parametrisierungsformel für den Schmelzprozess ergäbe sich für eine mittlere Feuchttemperatur von etwa  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  innerhalb einer Periode (6 UTC bis 6 UTC des Folgetages, entspricht einer Wärmesumme von  $80 \text{ }^\circ\text{C}$ ) eine Abnahme der Gesamtschneehöhe von etwa 10 cm.

Die aufgestellten Parametrisierungsgleichungen wurden für zwei Stationen (Wien Hohe Warte und Feuerkogel) getestet. Dabei wird die mit Hilfe der mit den parametrisierten Formeln modellierte Gesamtschneehöhe mit der vom Beobachter (wahren) gemessenen verglichen. Dabei zeigte sich trotz der Einfachheit der Problemlösung eine erstaunlich gute Übereinstimmung. Es wurde aber auch deutlich, dass durch die unzähligen Fehlerquellen zum Teil sehr große Streuungen in den Daten auftreten.



## 6 Ausblick

Die vorliegenden Auswertungen und recht einfach gefundenen Parametrisierungen zeigen bereits gute Ergebnisse bei der Rekonstruktion der Schneehöhen. Interessant wäre aber sicher auch die Untersuchung von zeitlich höher aufgelösten Daten der Schneehöhen. Durch den Umstand, dass die Schneehöhen nur alle 24 Stunden (täglich um 06:00 UTC) gemessen werden, ist die Schneedecke einer relativ langen Zeitperiode jeglichen äußeren Einflüssen ausgesetzt. In Österreich wurden bereits ausgewählten Wetterstationen mit Laser - Schneehöhenmesser ausgestattet, welche die Schneehöhen kontinuierlich messen können. Deren Auswertung bezüglich der mit dieser Messmethode zeitlich hoch aufgelösten Schneehöhenänderung und der damit verbundenen Abhängigkeiten anderer meteorologischer Parameter dürften sehr interessante Ergebnisse liefern und die Fehlerquellen etwas eingrenzen.

Weiters wäre auch eine genauere Untersuchung mit dem Zusammenhang der Globalstrahlung interessant, welche in dieser Arbeit nicht explizit berücksichtigt wurde.

Eine mögliche Weiterführung dieser Arbeit läge auch in einer Kalibrierung der Parametrisierungsgleichungen durch zusätzliche Stationsdaten, die nicht in dieser Arbeit verwendet wurden.

Auch das Aufstellen einer Kostenfunktion und anschließender Minimierung dieser wäre im Bezug auf die gemessenen und modellierten Schneehöhen erstrebenswert.



# Literaturverzeichnis

- [1] E. Anderson. A point energy and mass balance model of a snow cover. *NOAA Technical Report NWS 19*, page 150, 1976.
- [2] E. Anderson. Snow accumulation and ablation model - Snow 17. page 43, 2006.
- [3] R. Essery et al. A comparison of four snow models using observations from an alpine site. page 11, 1999.
- [4] R. Essery et al. A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site. page 18, 2004.
- [5] M. Fauve et al. Preparation and maintenance of pistes, handbook for practitioners. 2002.
- [6] M. Fuchs. Modelling snowmelt - runoff in an alpine watershed. Diplomarbeit, 1998.
- [7] UBIMET GmbH. TAWES - Wetterdaten für Feuerkogel und Wien Hohe Warte (Zeitraum vom 01.10.2012 bis 07.06.2013).
- [8] J. Gutmann. Beobachtungs- und Messmethoden des Wetterdienstes. 1948.
- [9] M. Hangweyrer. Untersuchung der Schneeklimatologie am Feuerkogel von 1930 bis 2011. Bachelorarbeit.
- [10] Gerhard Hohenwarter. URL [feiersinger.jimdo.com](http://feiersinger.jimdo.com).
- [11] Mountain View Technologies Inc. URL <http://www.the-snowman.com/wetbulb.html>.
- [12] Universität Jena. URL <http://www.geophysik.uni-jena.de>.
- [13] A. Jurkovic. Gesamtschneehöhe Vergleichende Zeitreihenanalyse. Diplomarbeit, 2008.
- [14] Gabl K. Lackinger B. Lawinenhandbuch. 2000.
- [15] M. Lehning et al. Alpine 3D: A detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology.
- [16] M. Lehning et al. A physical snowpack model for the swiss avalanche warning part i: numerical model. page 22, 2002.
- [17] M. Lehning et al. A physical snowpack model for the swiss avalanche warning part ii: snow microstructure. page 20, 2002.

- [18] Kenneth G. Libbrecht. URL [www.snowcrystals.com](http://www.snowcrystals.com).
- [19] M. Lynch-Stieglitz. The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM. *Journal of Climate*, 7:13, 1994.
- [20] E. Martin. The snow cover model crocus - technical description. page 26, 1996.
- [21] R. Meister. Density of new snow and its dependence on air temperature and wind. 1985.
- [22] D. B. Michelson. Systematic correction of precipitation gauge observations using analyzed meteorological variables. *Journal of hydrology*, 290:161–177, 2004.
- [23] G. Michlmayr. Simulation von Schnee- und Eisschmelzprozessen im hochalpinen Raum. Diplomarbeit, 2007.
- [24] A. Morger. Operationelle Schneemodellierung mit dem hydrologischen Modell PREVAH. Diplomarbeit, 2007.
- [25] W. Dr Pfeifer. *Etymologisches Wörterbuch des Deutschen*.
- [26] J. Rohregger. Methoden zur Bestimmung der Schneefallgrenze. Diplomarbeit, 2008.
- [27] K. Sand. Modelling snowmelt runoff processes in temperate and arctic environments. 1990.
- [28] Bergmann Schäfer. Erde und Planeten. 2001.
- [29] V. Sevruk, B. Nespor. The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced error. 1994.
- [30] American Meteorological Society. Glossary of meteorology, 2012.
- [31] C. Teutsch. Neuschneedichteanalyse in den Ostalpen. Diplomarbeit, 2009.
- [32] M. Ungersböck. Korrektur des systematischen Fehlers weltweiter synoptischer Niederschlagsmessungen. Diplomarbeit, 2000.
- [33] T. Wiesinger. Schneephysik. page 40, 1995.
- [34] WMO. Guide to meteorological instruments and methods of observation. WMO No. 8, 2008 edition.

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Gegenüberstellung der Sättigungsdampfdruckskurve über einer reinen Wasseroberfläche (durchgezogen, rechte Ordinate) und der Differenz zwischen dieser mit dem Sättigungsdampfdruck über Eis ( $e_s - e_{si}$ , linke Ordinate) [28] . .	5
2.2	Vorgänge des Kristallwachstums durch Sublimation (Abbildung A) und durch Gefrieren (Abbildung B) [5] . . . . .	6
2.3	Die vielfältigen Formen der Eiskristalle aufgrund ihrer Entstehungsart [5] . .	7
2.4	Die vielfältigen Formen der Eiskristalle aufgrund unterschiedlicher Umgebungsbedingungen [18] . . . . .	7
2.5	Auflistung der unterschiedlichen Erscheinungsarten einer Schneedecke mit der dafür typischen Dichte und Porenanteil (Anteil der eingeschlossenen Luft) [14]	9
2.6	Fehlerquellen bei der Niederschlagsmessung mit einem Ombrometer [32] . . .	11
2.7	Verschiedene Formen von standardisierten Ombrometern. Die Pfeile zeigen die Stromlinien des Windfeldes und die gestrichelten Linien die Trajektorien der Niederschlagspartikel [29] . . . . .	12
2.8	Standsschneepiegel am Dobratsch (2146m Seehöhe, Kärnten) [10] . . . . .	13
2.9	Schneekissen mit darüber installiertem Ultraschallmessgerät [12] . . . . .	14
2.10	Ultraschallmessgerät USH - 8 zur Messung der Schneehöhe (Firma Sommer Messtechnik) . . . . .	15
2.11	Lasermessgerät SHM - 30 zur Messung der Schneehöhe (Firma Jenoptik) . . .	15
2.12	Lebenszyklus einer Schneedecke, der von der abbauenden, aufbauenden und der Schmelzmetamorphose bestimmt wird [14] . . . . .	20
2.13	Transport von Wasser bzw. Wasserdampfmolekülen von den Spitzen zu den Einbuchtungen aufgrund der Dampfdruckgradienten [14] . . . . .	22
2.14	Laborexperiment bei $-5^{\circ}\text{C}$ zur Veranschaulichung der abbauenden Metamorphose (die Zahlen stehen für die Anzahl der Tage) [14] . . . . .	23
2.15	Vergrößertes Bild eines Becherkristalls (auch Schwimmschnee genannt) (Fotoarchiv ZAMG) . . . . .	24
2.16	Schmelzmetamorphose: Bei a.) wird das Schmelzwasser noch zwischen den Porenwinkeln festgehalten, während bei anhaltender Wärmeenergiezufuhr der Schnee das geschmolzene Wasser bei b.) nicht mehr halten kann und dieses als freies Wasser der Schwerkraft folgend nach unten abfließt [14] . . . . .	25
2.17	Flussdiagramm des SNOW - 17 Schneemodells . . . . .	27

3.1	Quellen des MESOCLIM - Datensatzes . . . . .	33
3.2	Verfügbare Parameter des Mesoclim - Datensatzes . . . . .	34
3.3	Geographische Lage der SYNOP - Stationen . . . . .	35
4.1	Abhängigkeit der Trockentemperatur zur Neuschneedichte . . . . .	46
4.2	Abhängigkeit der Feuchttemperatur zur Neuschneedichte . . . . .	47
4.3	Abhängigkeit der Neuschneedichte von der Trockentemperatur von ausgewählten Stationen auf einer Seehöhe über 1000m . . . . .	48
4.4	Abhängigkeit der Neuschneedichte von der Trockentemperatur von ausgewählten Stationen unter 500m Seehöhe . . . . .	49
4.5	Abhängigkeit der Neuschneedichte von der Trockentemperatur von ausgewählten Stationen auf einer Seehöhe zwischen 500 und 1000m . . . . .	50
4.6	Setzung der Schneedecke nach einem Neuschneeereignis 24 Stunden (Bild oben) und 48 Stunden (Bild unten) nach der Neuschneehöhenmessung. Die Ausgleichsgeraden (rot) werden durch die Mediane gelegt, wobei der Schnittpunkt mit dem Ursprung erzwungen wird . . . . .	52
4.7	Setzung einer Schneedecke nach einem Neuschneeereignis von 10 cm . . . . .	53
4.8	Mit Formel 4.5 berechnete Setzung einer Schneedecke innerhalb von zehn Tagen in Prozent der Ausgangsschneehöhe . . . . .	54
4.9	Vergleich der täglichen Wärmesummen der Feuchttemperatur mit dem Rückgang der Gesamtschneehöhe . . . . .	57
4.10	Abnahme der Gesamtschneehöhe innerhalb eines Tages in Abhängigkeit einer im selben Zeitraum gebildeten Wärmesumme der Feuchttemperaturen ( $T_f > 0^\circ C$ ) von ausgewählten Stationen über 1000m . . . . .	58
4.11	Abnahme der Gesamtschneehöhe innerhalb eines Tages in Abhängigkeit einer im selben Zeitraum gebildeten Wärmesumme der Feuchttemperaturen ( $T_f > 0^\circ C$ ) von ausgewählten Stationen unter 500m Seehöhe . . . . .	59
4.12	Abnahme der Gesamtschneehöhe innerhalb eines Tages in Abhängigkeit einer im selben Zeitraum gebildeten Wärmesumme der Feuchttemperature ( $T_f > 0^\circ C$ ) von ausgewählten Stationen zwischen 500 und 1000m . . . . .	60
4.13	Lage der Wetterstationen Feuerkogel FEU (Oberösterreich, 1618 m Seehöhe) und Wien Hohe Warte WHW (Wien, 220 m Seehöhe) . . . . .	62
4.14	Zeitreihe der modellierten (rot) und der vom Beobachter gemessenen (blau) Gesamtschneehöhe von 01.10.2012 bis 07.06.2013 am Feuerkogel (1618 m Seehöhe) . . . . .	63
4.15	Zeitreihe der absoluten Differenz zwischen modellierten und der vom Beobachter gemessenen Neuschneehöhen von 01.10.2012 bis 07.06.2013 am Feuerkogel (1618 m Seehöhe) . . . . .	64

---

4.16	Zeitreihe der modellierten (rot) und der vom Beobachter gemessenen (blau) Gesamtschneehöhe von 01.10.2012 bis 07.06.2013 an der Station Wien Hohe Warte (220 m Seehöhe) . . . . .	65
4.17	Zeitreihe der absoluten Differenz zwischen modellierten und der vom Beobachter gemessenen Neuschneehöhen von 01.10.2012 bis 07.06.2013 an der Hohen Warte (220 m Seehöhe) . . . . .	66



# Tabellenverzeichnis

3.1	Verteilung der Stationen innerhalb der Bundesländer . . . . .	35
3.2	Stationen unter 500m Seehöhe . . . . .	36
3.3	Stationen zwischen 500m und 1000m Seehöhe . . . . .	37
3.4	Stationen mit einer Seehöhe über 1000m . . . . .	37
3.5	Art der Niederschlagssensoren und Höhe des Windsensors für Stationen zwischen 500m und 1000m Seehöhe . . . . .	39
3.6	Art der Niederschlagssensoren und Höhe des Windsensors für Stationen mit einer Seehöhe über 1000m . . . . .	39
3.7	Art der Niederschlagssensoren und Höhe des Windsensors für Stationen unter 500m Seehöhe . . . . .	40



# Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich gerne bei allen Beteiligten bedanken, welche das Erstellen dieser Arbeit erst ermöglicht haben. Speziell bedanken möchte ich mich bei meinem Betreuer O. Univ. Prof. Dr. Steinacker, welcher mir bei fachlichen Problemen immer weiterhelfen konnte. Weiters bedanke ich mich für die tatkräftige Unterstützung von DI Mag. Dr. Dieter Mayer, welcher mir bei jeglichen programmiertechnischen Schwierigkeiten beiseite stand.

Besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mir das Studium der Meteorologie durch Ihre finanzielle Unterstützung erst ermöglicht haben und auch immer an mich glaubten. Außerordentlicher Dank gebührt auch jenen Menschen, die mich in schwierigen Phasen dieser Arbeit immer unterstützten und auch wieder aufbauen und motivieren konnten.

Ein herzliches Dankeschön schulde ich auch den fleißigen Korrekturlesern, die diese Arbeit in stundenlanger Schwerstarbeit sorgfältigst auf Fehler überprüft haben.



# Eidesstattliche Erklärung

## Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides Statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe.

Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht.

Wien, am 09. Februar 2014

---

Dominik Mikula, BSc



# Curriculum Vitae

**Name:** Dominik Mikula, BSc  
**Telefon:** 0664/3730763  
**Geburtsdatum:** 06.04.1988  
**Staatsbürgerschaft:** Österreich  
**Familienstand:** ledig  
**Präsenzdienst:** abgeleistet  
**Führerschein:** A,B

---

## Bildungsweg

**09/1994 - 07/1998** Volksschule in Pörtschach am Wörthersee  
**09/1998 - 06/2002** Bundesrealgymnasium Lerchenfeld  
**09/2002 - 06/2007** HTBLA Mössingerstrasse, Matura mit ausgezeichnetem Erfolg im Juni 2007 abgeschlossen  
**10/2008 - 08/2011** Bachelorstudium Meteorologie an der Universität Wien Thema der abgeschlossenen Bachelorarbeit: Reduktion der 10m - Windgeschwindigkeit auf Gesichtshöhe unter Berücksichtigung der Rauigkeitslänge  
**09/2011 - 04/2014** Masterstudium Meteorologie an der Universität Wien Thema der Masterarbeit: Parametrisierung der Schneehöhe mit Hilfe von Temperatur und Niederschlag

---

## Meteorologische Arbeitserfahrung

**06/2008 - 09/2008** Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Klagenfurt, Wettertechniker  
**07/2012** Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Klagenfurt, Urlaubsvertretung als Meteorologe  
**03/2013 - 06/2013** Tutorium Wetterbesprechung für konvektive Prozesse  
**03/2013 - 06/2013** Tutorium Meteorologische Exkursion nach Finnland  
**10/2013 - 01/2014** Tutorium Wetterbesprechung für advektive Prozesse  
**seit 03/2013** MeteoServe Wetterdienst GmbH, Meteorologe im operationellen Betrieb

## Weitere Berufserfahrung

<b>07/2004</b>	Kuchler Electronics, Ferialpraktikant
<b>07/2005</b>	AT&S Leiterplatten GmbH, Ferialpraktikant im Büro
<b>07/2006 - 08/2006</b>	AT&S Leiterplatten GmbH, Ferialpraktikant in der Fertigung
<b>07/2007 - 08/2007</b>	AT&S Leiterplatten GmbH, Ferialpraktikant in der Fertigung
<b>03/2009 - 03/2012</b>	Schülerhilfe Korneuburg, Nachhilfelehrer in Mathematik
<b>07/2009 - 08/2009</b>	Paracelsusheim & Glocknerhof, Ferialkraft als Hausmeister bzw. Thekenkraft
<b>07/2010 - 08/2010</b>	AT&S Leiterplatten GmbH, Ferialpraktikant in der Fertigung
<b>07/2011 - 08/2011</b>	Paracelsusheim, Ferialkraft als Hausmeister

---

## IT - Kompetenzen

<b>Microsoft Office</b>	sehr gut
<b>Matlab</b>	sehr gut
<b>LaTeX</b>	gut
<b>HTML</b>	gut
<b>Fortran</b>	Grundkenntnis
<b>Mathematica</b>	Grundkenntnis
<b>Perl</b>	Grundkenntnis
<b>Python</b>	Grundkenntnis

---

## Sprachen

<b>Englisch</b>	sehr gut (10 Schuljahre)
<b>Italienisch</b>	Grundkenntnis (2 Schuljahre)