



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Methoden zur Bestimmung der Schneefallgrenze

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Verfasser: Josef B. Rohregger
Matrikel-Nummer: 0207134
Studienrichtung: A-415 Meteorologie
Betreuer: O. Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Wien, im November 2008

Zusammenfassung

Um die Lage der Schneefallgrenze prognostizieren bzw. diagnostizieren zu können wurden im Lauf der Zeit verschiedenste Methoden und Modelle entwickelt. Während für die Vorhersage Schichtdicken einen guten Richtwert geben können, sollten bei der Analyse aufgrund der besseren zeitlichen Auflösung Stationsmesswerte verwendet werden. In der vorliegenden Arbeit wurden unterschiedliche Methoden getestet und ein Vergleich der Ergebnisse zwischen Wien und Innsbruck angestellt. Dazu wurden Radiosondenaufstiege bei Niederschlag und einer Feuchttemperatur unter 3 °C ausgewertet. Dabei zeigt sich, dass je dünner eine Schicht ist, desto kleiner ist der Bereich in dem sich der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag vollzieht. Die Analyse der Schichtdicken zwischen 1000 und 850 hPa hat ergeben, dass bei Dicken unter 1290 m mit Schnee, bei Dicken größer 1300 m mit Regen zu rechnen ist. Im Allgemeinen sind die Schichtdicken bei Schneefall in Wien größer als in Innsbruck, ein Resultat, welches auf den Einfluss der Druckreduktion zurückzuführen ist. Ein weiterer Schwerpunkt lag auf der Analyse der Stationsmesswerte bei Niederschlag. Ziel war es dabei eine Methode zu finden bei Kenntnis der Messwerte von automatischen Stationen eine Aussage über die Niederschlagsart treffen zu können. Am besten eignet sich dazu die Feuchttemperatur. Die vorliegende Untersuchung hat diesbezüglich gezeigt, dass sich der Übergang von Schnee und Regen in Wien zwischen 1,1 und 1,4 °C Feuchttemperatur vollzieht, in Innsbruck zwischen 0,7 und 1 °C. Bei höheren Werten ist mit einer Wahrscheinlichkeit von 66% mit Regen, bei niedrigeren mit Schneefall zu rechnen. Die Feuchttemperatur bei der gleichviele Fälle mit festem und flüssigem Niederschlag beobachtet wurden beträgt in Wien 1,2 °C in Innsbruck 0,9 °C.

Abstract

In order to forecast and analyse the height of the melting layer a range of different methods and models have been developed over time. As far as the forecast is concerned, the thicknesses of the layer between different pressure levels represent a good indicatory value. Concerning the analysis, however, data from the weather station should be applied due to the fact that they have a better temporal resolution. The focus of this thesis lies on testing different methods and conducting a comparison between the results concerning Vienna and those concerning Innsbruck. For the purpose of this study, ascents of radiosondes were analysed during precipitation and at a wet-bulb temperature of below 3 °C. The study has yielded

the following results, namely, that the thinner the layer, the smaller the range at which the transition from solid to liquid precipitation takes place. Furthermore, the analysis of the layer thickness between 1000 and 850 hPa has shown that snow is expected at thickness below 1290 m, whereas rain is expected at thickness at 1300 m and above.

The analysis of the station results under the condition of precipitation constituted another main focus of this study whereby the aim was to find a method which allows us to make assertions concerning the type of precipitation based on the data provided by automatic stations. The wet-bulb temperature has proven to be the most suitable data for this purpose. Regarding this issue, the analysis at hand has shown that in Vienna the transition from snow to rain takes place between 1,1 and 1,4 °C wet-bulb temperature whereas in Innsbruck it takes place between 0,7 and 1 °C. At higher values there is a 66% chance of rain, and at lower values snowfall can be expected. The wet-bulb temperature amounts to 1,2 °C in Vienna and 0.9 °C in Innsbruck whereby the same number of cases of solid and liquid precipitation have been taken into account.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
2	Physikalische Grundlagen der Niederschlagsentstehung	5
2.1	Niederschlagsbildung in reinen Wasserwolken	6
2.1.1	Kondensationswachstum	6
2.1.2	Koaleszenz	6
2.2	Niederschlagsbildung in Mischwolken	7
2.2.1	Sublimationswachstum	7
2.2.2	Vergraupelung	7
2.2.3	Flockenbildung	8
2.3	Niederschlagsarten	9
2.3.1	Niederschlag aus Mischwolken mit schwacher Vertikalbewegung	9
2.3.2	Niederschlag aus Mischwolken mit starker Vertikalbewegung	10
3	Methoden zur Bestimmung der Schneefallgrenze	11
3.1	Analyse der Schneefallgrenze	11
3.1.1	Ableitung der Lage der Schneefallgrenze aus Bodenmessungen	12
3.1.2	Beobachtung der Niederschlagsart	12
3.1.3	Messtechnische Bestimmung der Höhe der Schneefallgrenze	15
3.2	Vorhersage der Schneefallgrenze	18
4	Datengrundlage und Berechnungen	23
4.1	Datenmaterial	23
4.2	Feuchttemperatur	24
4.2.1	Definition	24

4.2.2	Messung der Feuchttemperatur	24
4.2.3	Berechnung der Feuchttemperatur	25
4.3	Schichtdicken	32
5	Auswertung und Ergebnisse	34
5.1	Stationsbeschreibung	34
5.1.1	Wien Hohe Warte	34
5.1.2	Innsbruck-Flughafen	36
5.2	Radiosondenmessungen als Instrument zur Unterscheidung der Niederschlagsart	38
5.2.1	Verhältnisse von Temperatur und Feuchte in 850 hPa beim Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag	38
5.2.1.1	Analyse der Verhältnisse bei Schneefall an den Sta- tionen „Wien Hohe Warte“ und „Innsbruck-Flughafen“	38
5.2.1.2	Vergleich der Messergebnisse beider Stationen bei Schneefall - Bedeutung der Inversion	42
5.2.1.3	Analyse der Verhältnisse bei Regen an den beiden Stationen	44
5.2.2	Analyse verschiedener Schichtdicken	48
5.3	Ableitung der Niederschlagsart aus Stationsmesswerten	59
5.3.1	Temperatur und Feuchte als Indikatoren der Niederschlagsart	60
5.3.1.1	Lufttemperatur	60
5.3.1.2	Luftfeuchtigkeit	61
5.3.2	Auswertung der Stationsmesswerte	62
5.3.2.1	Grenzwerte der Temperatur	62
5.3.2.2	Grenzwerte der Feuchte	64
5.3.2.3	Der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag	65
5.3.2.4	Kombination von Taupunkt und Feuchttemperatur	70

Kapitel 1

Einleitung

Sowohl die Vorhersage, als auch die Analyse der Schneefallgrenze stellen im operationellen meteorologischen Dienst eine große Herausforderung dar. Die grundsätzliche Prognose, ob Niederschlag auftritt oder nicht, ist meist mit ausreichender Genauigkeit möglich, befriedigt aber nicht immer die Wünsche der Nutzer von Wetterprognosen. Während im Sommer besonders die Menge des zu erwartenden Niederschlags für den Kunden relevant ist, so ist in der kalten Jahreszeit die Niederschlagsart von entscheidender Bedeutung. Besonders in den Bereichen Straßenerhaltung und Tourismus sind möglichst präzise Vorhersagen der Schneefallgrenze erwünscht. Abgesehen von den Kosten für den Bereitschaftsdienst der Straßenmeistereien führen durch Schnee oder hängengebliebene Fahrzeuge blockierte Straßen oft zu einem erheblichen wirtschaftlichen Schaden, und nicht selten besteht sogar Gefahr für Leib und Leben der in ihren Fahrzeugen eingeschlossenen Personen. Man denke nur an das Schneechaos im November 2007, wo bis zu 5000 Menschen auf der A21 zum Teil 20 Stunden bei eisiger Witterung in ihren Fahrzeugen ausharren mussten.

Neben den Problemen bei der Prognose der Schneefallgrenze stellt auch die Analyse derselben für den Meteorologen eine große Herausforderung dar. Besonders wenn mit einem Absinken der Schneefallgrenze zu rechnen ist, ist die Kenntnis der aktuellen Schmelzgrenze von entscheidender prognostischer Bedeutung. Eine exakte Unterscheidung der Niederschlagsarten ist allerdings nur an bemanneten Wetterstationen durch den Beobachter möglich und steht daher nur lokal und bestenfalls stündlich, oft aber auch nur dreistündlich zur Verfügung. Besonders im Bereich des Nowcastings ist es aber wichtig, Veränderungen der Niederschlagsart möglichst rasch zu erkennen, um rechtzeitig drauf reagieren zu können.

Ziel dieser Arbeit ist es, sowohl im Bereich der Vorhersage, als auch der Ana-

lyse der Schneefallgrenze, den Nutzen bestehender Kenngrößen und Grenzwerte anhand beobachteter Niederschlagsereignisse zu untersuchen und zu bewerten. Dazu erfolgt eine Analyse der Bodenmeldungen der Stationen um daraus Parameter zur Unterscheidung zwischen Schneefall und Regen gewinnen zu können. Besonderes Augenmerk gilt dabei der Feuchttemperatur an der Station. Des Weiteren werden Radiosonden Aufstiege der letzten 10 bzw. 8 Jahre von den Wetterstationen „Wien Hohe Warte“ und „Innsbruck Flughafen“ in Bezug auf die gemessenen Schichtdicken und Temperaturen in unterschiedlichen Höhen ausgewertet. Abgesehen davon sollen Unterschiede zwischen den beiden, von der Lage her sehr unterschiedlichen Standorten, herausgearbeitet werden.

Kapitel 2

Physikalische Grundlagen der Niederschlagsentstehung

Wolken sind eine Ansammlung von Wassertröpfchen und/oder Eiskristallen verschiedener Größen. Wolkenbildung erfolgt im Wesentlichen durch Abkühlung von Luft in der Regel durch Hebungsprozesse in der Atmosphäre. Hebung kann auf zwei Arten erfolgen:

- ungeordnete Hebung von Luftpaketen (Konvektion)
- großflächiges Aufgleiten von Luftmassen (Fronten)

Der Radius der flüssigen Tröpfchen in der Wolke liegt meist zwischen 2 und 10 μm , bei starken Aufwinden in der Wolke kann er bis zu 200 μm erreichen [8, Häckel, 2005]. Aus kleinen, schwebenden Wolkenpartikel können sich schwerere, fallende Teilchen bilden, die den Erdboden trotz Substanzverlust durch Verdunstung entlang der Fallstrecke erreichen.

1. in reinen Wasserwolken durch:

- anhaltendes Kondensationswachstum von Wolkentröpfchen
- Koaleszenz von Wolkentröpfchen

2. in Mischwolken durch:

- Sublimationswachstum
- Vergraupelung
- Flockenbildung

2.1 Niederschlagsbildung in reinen Wasserwolken

Aus verständlichen Gründen spielt Niederschlag aus reinen Wasserwolken bei der Untersuchung der Schneefallgrenze keine Rolle, allerdings wird, der Vollständigkeit halber, auch dessen Entstehung kurz erklärt. Zwei Prozesse führen zur Bildung von Niederschlag aus Wasserwolken. [4, DWD, 1987]

2.1.1 Kondensationswachstum

Auch nach erfolgter Wolkenbildung ist ein weiteres Kondensationswachstum durch fortlaufende Abkühlung (z.B. anhaltende Hebung) möglich. Allerdings reicht das Kondensationswachstum nicht aus, nennenswerte Tröpfchengrößen zu erzeugen, da die Tröpfchen nach kurzer Fallstrecke schon wieder verdunsten.

2.1.2 Koaleszenz

Ein wesentlich effektiverer Prozess bei der Niederschlagsbildung ist die Vereinigung von Wolkenröpfchen, die so genannte Koaleszenz. Während das Volumen beim Kondensationswachstum mit dem Quadrat des Radius zunimmt, erfolgt das Tröpfchenwachstum bei Koaleszenz wesentlich schneller, nämlich mit der dritten Potenz des Radius. Ermöglicht wird dieser Prozess durch Zusammenstöße der Tröpfchen oder durch gegenseitige Anziehung aufgrund von unterschiedlicher elektrischer Ladung, wobei dieser Effekt allein nicht zur Niederschlagsbildung ausreicht, zumal sich die Tröpfchen mit gleicher Ladung sogar abstoßen.

Aufgrund ihrer unterschiedlichen Größen haben die Tropfen auch unterschiedliche Fallgeschwindigkeiten. Große Tropfen sind dabei schneller, allerdings auch träger und folgen so den Turbulenzbewegungen langsamer als kleine Tröpfchen, wodurch Zusammenstöße begünstigt werden. Die großen gewinnen dabei weiter

an Masse und ihre Fallgeschwindigkeit, und damit auch die Kollisionswahrscheinlichkeit erhöhen sich weiter. Die Wolkenröpfchen brauchen demnach eine möglichst große Verweilzeit in der Wolke, um Niederschlag bilden zu können. Zusätzlich spielen aber natürlich Turbulenz und Vertikalbewegung eine große Rolle für die Kollisions- und Wachstumsgeschwindigkeit der Tröpfchen.

Niederschlag aus Wasserwolken bezeichnet man als Sprühregen oder Nieseln. Der Tröpfchenradius liegt dabei zwischen 50 und 250 μm die Fallgeschwindigkeit zwischen 0,25 und 2 m/s. Die horizontale Sichtweite wird erheblich (zum Teil auch unter 1000 m) herabgesetzt.

2.2 Niederschlagsbildung in Mischwolken

2.2.1 Sublimationswachstum

In Mischwolken herrscht eine Übersättigung in Bezug auf Eiskristalle, deshalb wachsen diese auf Kosten der Wassertröpfchen durch Sublimation weiter. Durch Verdunstung der Wassertröpfchen wird der vom Eiskristall aufgenommene Wasserdampf laufend ersetzt. Besonders an den Ecken und Kanten des Kristalls findet aufgrund des stärkeren Dampfdruckgefälles Sublimationswachstum statt. Das Wachstum der Kristalle geschieht in Form von dünnen nach außen wachsenden Ästen und Zweigen. Bei großer Eisübersättigung bilden sich Schneesterne, welche mit zunehmendem Gewicht zu fallenden Elementen werden. Der Durchmesser von solchen dendritischen Schneekristallen kann 3 bis 4 mm erreichen wobei die Fallgeschwindigkeit zwischen 0,3 und 0,7 m/s liegt.

In allen Mischwolken bilden sich Schneekristalle wie Schneesterne und Eisnadeln die dann auch ausfallen können. Besonders bei Altocumulus- und Cirrocumuluswolken verdunsten sie meist, bevor sie den Erdboden erreichen und sind nur als Fallstreifen (Virga) zu beobachten.

Im Allgemeinen werden in Mischwolken gleichzeitig zur reinen Sublimation auch noch Vergraupelung und Flockenbildung wirksam.

2.2.2 Vergraupelung

Sie wird durch Kollision von unterkühlten Wassertropfen und schweren Schneekristallen verursacht. Die unterkühlten Tröpfchen frieren dabei plötzlich, oder durch die freiwerdende Gefrierwärme verzögert, an. Somit unterscheidet man Reifver-

graupelung und Frostvergraupelung.

Zur **Reifvergraupelung** durch schlagartiges Anfrieren von Tröpfchen kommt es, wenn die pro Zeiteinheit vom Schneekristall eingefangene Wassermenge gering ist, so dass die Tröpfchen einzeln anfrieren. Begünstigt wird sie durch tiefe Temperaturen, da die freiwerdende Gefrierwärme rasch an den Schneekristall und die umgebende Luft abgeführt werden kann. Im Fall der Reifvergraupelung bilden sich weiße, undurchsichtige, durch Lufteinschlüsse poröse Körner. Sie entstehen meist am Anfang der Vergraupelung in den tröpfchenärmeren und kälteren Bereichen der Mischwolken unter -20 °C .

Wenn sich eine bestimmte Reifgraupelgröße gebildet hat und die Zusammenstöße mit den Tröpfchen so zahlreich werden, dass diese nicht mehr einzeln anfrieren können, sondern aufgrund der großen Gefrierwärme erst eine dünne Haut um den Graupelkern bilden, die dann verzögert gefriert und in eine feste, klare und glasige Eisschale übergeht, spricht man von **Frostvergraupelung**. Begünstigt wird diese in Wolkenbereichen mit größeren Koaleszenztropfen und hohem Flüssigwasseranteil. Ein mehrmaliger Wechsel zwischen den beiden Vergraupelungsformen führt zu einem schalenartigen Aufbau von größeren Eisgebilden und weiter zur Hagelbildung.

2.2.3 Flockenbildung

Schneeflocken bestehen aus aneinander anhaftenden Schnee- und Eiskristallen. Die Haftfähigkeit der Kristalle selbst ist nur gering daher ist zur Bildung größerer Flocken immer flüssiges Wasser als Bindungsmittel erforderlich. Schneeflocken entstehen demnach, wenn ein Schneekristall einen unterkühlten Wassertropfen einfängt und an derselben Stelle mit einem weiteren Kristall zusammenstößt, wobei beide aneinander haften bleiben und schließlich zusammen frieren.

Mit Annäherung an die Schmelztemperatur nimmt die Flockenbildung deutlich zu. Es ist nicht unbedingt erforderlich, dass die Kristalle aneinander anfrieren, flüssiges Wasser ist als Haftmittel ausreichend und deshalb fallen die größten Flocken auch bei Temperaturen um $+2\text{ °C}$, wenn die schmelzenden Schneeflockenränder die Vereinigung vieler Flocken ermöglichen und so Gebilde bis zu 5 cm Durchmesser entstehen können.

2.3 Niederschlagsarten

Auch in Mischwolken hängt die Niederschlagsart von der „Tragfähigkeit“ der Wolke und damit von der Stärke der Turbulenz und Vertikalbewegung ab. In Mischwolken ohne wesentlicher Vertikalbewegung (hauptsächlich Altostratus und Nimbostratus) erhält man andere Niederschlagsarten als in Schauer bzw. Gewitterwolken mit sehr kräftiger Vertikalbewegung (Cumulus, Cumulonimbus).

2.3.1 Niederschlag aus Mischwolken mit schwacher Vertikalbewegung

Die Aufwindgeschwindigkeiten in der Aufgleitfläche im Altostratus und Nimbostratus bewegen sich in der Größenordnung von 10 cm/s. In diesen Wolken erfolgt die Niederschlagsbildung fast ausschließlich über das Sublimationswachstum und die Flockenbildung. Selbstverständlich kommt es auch zum Anfrieren einzelner Tröpfchen die das Aussehen der Niederschlagselemente aber nur wenig verändern. Es bilden sich Schneesterne und Schneeflocken. Liegt die Wolkenbasistemperatur um -15 °C , ist eine Flockenbildung kaum mehr möglich, so dass dann nur einzelne Schneesterne den Boden erreichen.

Schnee kann auch noch fallen wenn die bodennahe Luftschicht Temperaturen über 0 °C aufweist. Die Nullgradgrenze liegt dann meist 300 bis 500 m über Grund. Dieser Schnee ist nass und pappig. Liegt die Temperatur in der gesamten Schicht zwischen Wolke und Boden unter 0 °C , dann ist der Schnee locker und pulvrig.

Die Fallgeschwindigkeit von Schneeflocken beträgt 1 - 2 m/s und wird auch im nassen Zustand, aufgrund des hohen Luftwiderstandes nicht überschritten.

Schneeregen entsteht, wenn Schneeflocken unterschiedlicher Größe durch eine hinreichend warme Luftschicht fallen müssen und dabei die kleineren Flocken völlig schmelzen. Ist die Warmluft mächtig genug, mehr als 600 bis 750 m über Grund, schmilzt der Schnee vollständig zu **Regen**. Der Tropfendurchmesser liegt zwischen 0,5 und maximal 5 mm. Die Größe ist durch den Luftwiderstand beschränkt. Da sich die großen Tropfen immer mehr deformieren, entstehen Eindellungen, die schließlich zu instabilen Schwingungen führen, in deren Folge der Tropfen regelrecht zerfetzt wird [8, Häckel, 2005]. Damit ist auch die maximale Fallgeschwindigkeit von Regentropfen mit 9 m/s beschränkt.

Eine weitere Niederschlagsform sind **Eiskörner**, die entstehen wenn Regentropfen in eine hinreichend mächtige Kaltluftschicht am Boden fallen, so dass sie gefrieren. **Schneegriesel** sind weiße, undurchsichtige Körner, die aus vergraupelten

Eisnadeln oder Schneesternchen bestehen. Ihre Form ist unregelmäßig, der Durchmesser aber meist unter 1 mm.

Kleine, unverzweigte Eiskristalle in Form von Stäbchen oder Plättchen nennt man **Eisnadeln**. Sie fallen vorwiegend bei sehr tiefen Temperaturen meist aus den höheren Schichten der Troposphäre.

2.3.2 Niederschlag aus Mischwolken mit starker Vertikalbewegung

Diese Niederschlagsarten werden nur kurz erwähnt, da sie für die Vorliegende Untersuchung nicht von Bedeutung sind. Es handelt sich dabei um **Hagel, Frostgraupel, Reifgraupel** und alle **Schauerformen**.

Kapitel 3

Methoden zur Bestimmung der Schneefallgrenze

In der Literatur findet sich keine einheitliche Definition der Schneefallgrenze. Zum einen deshalb, weil oftmals fälschlicher Weise eine Gleichsetzung der Nullgradgrenze mit der Schneefallgrenze erfolgt, zum anderen, weil eine Schneefallgrenze im Sinne eines Niveaus in dem der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag erfolgt nicht existiert. Vielmehr muss von einer mehr oder weniger dicken Schmelzschicht (engl. Melting Layer) ausgegangen werden, in der sich dieser Übergang vollzieht [18, Steinacker, 1983]. Die Schneefallgrenze, die im Wetterbericht angegeben wird ist meist mit der unteren Grenze der Schmelzgrenze, also dem Übergang von Schnee in Schneeregen, gleichzusetzen.

3.1 Analyse der Schneefallgrenze

Die Dicke dieser Schmelzschicht hängt von vielen Parametern ab, besonders aber von der Lufttemperatur, der Luftfeuchtigkeit und der Niederschlagsmenge, daher ist die Detektion derselben schwierig und nur mit Fernerkundungsmethoden möglich. Nur an bemannten Wetterstationen kann aufgrund der beobachteten Niederschlagsart genau gesagt werden, ob sich die betreffende Station über, in oder unterhalb der Zone des Übergangs von Schnee in Regen befindet.

3.1.1 Ableitung der Lage der Schneefallgrenze aus Bodenmessungen

Die Messwerte einer Wetterstation geben nicht immer Auskunft über die Art des Niederschlags. An automatischen Wetterstationen kann zwar detektiert werden, ob Niederschlag fällt oder nicht, doch ob dieser in fester oder flüssiger Form auftritt ist allein mit Bodenwerten nicht immer zu ermitteln. Messwerte die an solchen Stationen gewonnen werden, unterliegen oft dem Einfluss lokaler Besonderheiten wie zum Beispiel flacher Kaltluftseen. Daher darf nicht automatisch davon ausgegangen werden, dass bei negativen 2 Meter-Temperaturen fester Niederschlag auftritt, oder bei positiven flüssiger.

Da neben der Lufttemperatur besonders die Luftfeuchtigkeit die Höhe der Schneefallgrenze stark beeinflusst, stellt die Stationsfeuchttemperatur ein brauchbares Maß dar um abschätzen zu können, in welcher Form der Niederschlag die Station erreicht, beziehungsweise wie hoch die Schneefallgrenze über Stationsniveau liegt.

Als Faustformel für die Höhe der Schneefallgrenze über Grund gilt [18, Steinacker, 1983]:

$$\Delta h = \frac{(T_f - 1)}{0,6}$$

Wobei:

Δh	die Höhe der Schneefallgrenze über Grund in der Einheit Hektometer [hm], und
T_f	die Feuchttemperatur in [°C] sei.

3.1.2 Beobachtung der Niederschlagsart

Im Folgenden werden nur Niederschläge aus Mischwolken ohne wesentlicher Vertikalbewegung betrachtet. Bei Niederschlägen aus Schauerwolken kann die Schneefallgrenze lokal und kurzzeitig oft stark absinken, daher wurden diese Ereignisse in der vorliegenden Arbeit nicht behandelt. Niederschlag aus reinen Wasserwolken muss in dieser Arbeit nicht behandelt werden, da in solchen Fällen keine Schneefallgrenze existiert.

Im Wetterschlüssel der WMO betrifft das die Gruppe 7 mit den Schlüsselzahlen 60 bis 79, nicht schauerartiger Regen, Schneefall und Mischformen.

ww	Erläuterung	ww	Erläuterung
60	leichter Regen mit Unterbrechungen	70	leichter Schneefall mit Unterbrechungen
61	leichter Regen ohne Unterbrechungen	71	leichter Schneefall ohne Unterbrechungen
62	mäßiger Regen mit Unterbrechungen	72	mäßiger Schneefall mit Unterbrechungen
63	mäßiger Regen ohne Unterbrechungen	73	mäßiger Schneefall ohne Unterbrechungen
64	starker Regen mit Unterbrechungen	74	starker Schneefall mit Unterbrechungen
65	starker Regen ohne Unterbrechungen	75	starker Schneefall ohne Unterbrechungen
66	leichter gefrierender Regen	76	Eisnadeln
67	mäßig oder starker gefrierender Regen	77	Schneegriesel
68	leichter Schneeregen	78	einzelne Schneesterne
69	mäßig oder starker Schneeregen	79	Eiskörner (gefrorener Regen)

Tabelle 3.1: *Wetterschlüssel der WMO*

Die Bezeichnungen „leicht, mäßig und stark“ sind wie folgt definiert:

- Bei Regen:

leicht: höchstens 0,5 mm/h

mäßig: 0,5 bis 4,0 mm/h

stark: über 4,0 mm/h

- Bei Schnee:

leicht: Schneedecken-Zuwachs höchstens 0,5 cm/h; keine Sichtminderung

mäßig: Schneedecken-Zuwachs 0,5 bis 4 cm/h; Sicht nicht unter 4 km

stark: Schneedecken-Zuwachs mehr als 4 cm/h; Sicht stets unter 1000, bis unter 100 m

Wird an der Station Regen (ww 60-65) beobachtet befindet sich die Schmelzzone notwendiger Weise über dem Stationsniveau. Gefrierender Regen (ww 67 und 67)

entsteht, wenn der flüssige Niederschlag eine bodennahe Kaltluftschicht mit Temperaturen unter 0 °C durchfällt, und die Regentröpfchen diese Temperatur annehmen. Beim Auftreffen am Boden frieren die unterkühlten Tropfen sofort an und bilden Glatteis. Es handelt sich bei dieser Niederschlagsart um Regen und nicht um eine Mischform, weshalb die Schneefallgrenze ebenfalls deutlich über dem Stationsniveau liegt. Bei den Schlüsselzahlen 68 und 69 liegt definitiv eine Mischform vor, das bedeutet, dass die Station innerhalb der Schmelzzone liegt, weshalb diese Niederschlagsereignisse gesondert betrachtet werden müssen.

Werden vom Beobachter die Schlüsselzahlen 70 bis 78 gemeldet, liegt die Schmelzgrenze unter dem Stationsniveau. Die Schlüsselzahl 79 (Eiskörner) wird in der Praxis nur äußerst selten verwendet, weshalb eine statistische Auswertung nicht möglich ist. Eiskörner entstehen wenn Regen durch eine bodennahe Kaltluftschicht fällt in der die Temperaturen weit unter dem Gefrierpunkt liegen, dabei frieren die Regentropfen zu Eiskörner. Die Schneefallgrenze liegt dabei aber deutlich über dem Stationsniveau.

Die Niederschlagsarten können auch mit meteorologischen Messgeräten unterschieden werden, allerdings sind die Ergebnisse fehlerbehaftet, da zum Beispiel auch Insekten „Schneefall“ auslösen können, und daher die Daten stets auf Plausibilität kontrolliert werden müssen. Als Beispiel sei an dieser Stelle der Wettersensor von **Vaisala FD12P** angeführt. Dabei wird über Vorwärtsstreuung die Sichtweite bestimmt und es kann so zwischen 11 verschiedenen Niederschlagsarten unterschieden werden. Ein weiteres Beispiel sind so genannte **Distrometer**, welche mit Hilfe eines Laser-Bandes Niederschlagseigenschaften, wie Partikelgröße, Menge, Intensität oder Fallgeschwindigkeit bestimmen können. Fällt ein Niederschlagspartikel durch das Laser-Band, wird das Licht des Lasers gedämpft, und an der gegenüberliegenden Fotodiode wird weniger Spannung erzeugt. Die Amplitude des Spannungsabfalls gibt Auskunft über die Größe des Partikels, die Dauer des Spannungsabfalls ermöglicht Rückschlüsse auf die Fallgeschwindigkeit [21, Yuter, 2004]. Diese Geräte sind allerdings ausgesprochen teuer und daher für relativ engmaschige Messnetze, wie sie von den Wetterdiensten vieler Länder betrieben werden, nicht wirtschaftlich. Aus diesen Gründen ist zur Zeit der **menschliche Wetterbeobachter** in der Regel immer noch die zuverlässigste Quelle.

3.1.3 Messtechnische Bestimmung der Höhe der Schneefallgrenze

Radar

Die Schmelzzone kann mit Hilfe von verschiedensten Fernerkundungssystemen relativ gut detektiert werden. Beim **Mikrowellenradar**, welches zur Niederschlagserfassung verwendet wird, zeigt sich die Zone des Übergangs von festem in flüssigen Niederschlag in Form eines so genannten „Bright Bands“. Wetterradargeräte messen die Intensität des rückgestreuten Signals und somit die Reflektivität der Niederschlagspartikel. Diese hängt vom so genannten Streuquerschnitt und damit von der Größe der Partikel, allerdings auch vom Aggregatzustand des Teilchens ab. Wasser hat eine ca. fünfmal höhere Reflektivität als Eis. Fällt nun eine Schneeflocke in die Schmelzzone, beginnt der Schmelzprozess und der Eiskristall wird zur Gänze mit einem dünnen Wasserfilm überzogen, wodurch sich seine Reflektivität erheblich erhöht. So ein Niederschlagspartikel hat nun die Reflektivität eines Wassertropfens aber immer noch die Fallgeschwindigkeit einer Schneeflocke. Aus diesen Gründen findet man im Radarbild eine einige hundert Meter dicke Schicht mit kräftiger Rückstreuung die eine Zunahme der Niederschlagsintensität suggeriert. Dieses „Bright Band“ ist daher mit der Schmelzzone gleichzusetzen.

Bei **Volumen scannenden Dopplerradargeräten** wie sie in vielen Ländern betrieben werden, gilt es diesen Effekt zu eliminieren um das Ergebnis der Radarmessung nicht zu verfälschen [17, Smith, 1986].

Verwendet man allerdings so genannte „**vertical pointing radars**“ so kann man die Schmelzzone sehr exakt bestimmen. Diese Mikrowellenradargeräte scannen nicht den oberen Halbraum, sondern messen nur in einem engen Kegel (2° Strahlbreite) der senkrecht nach oben gerichtet ist.

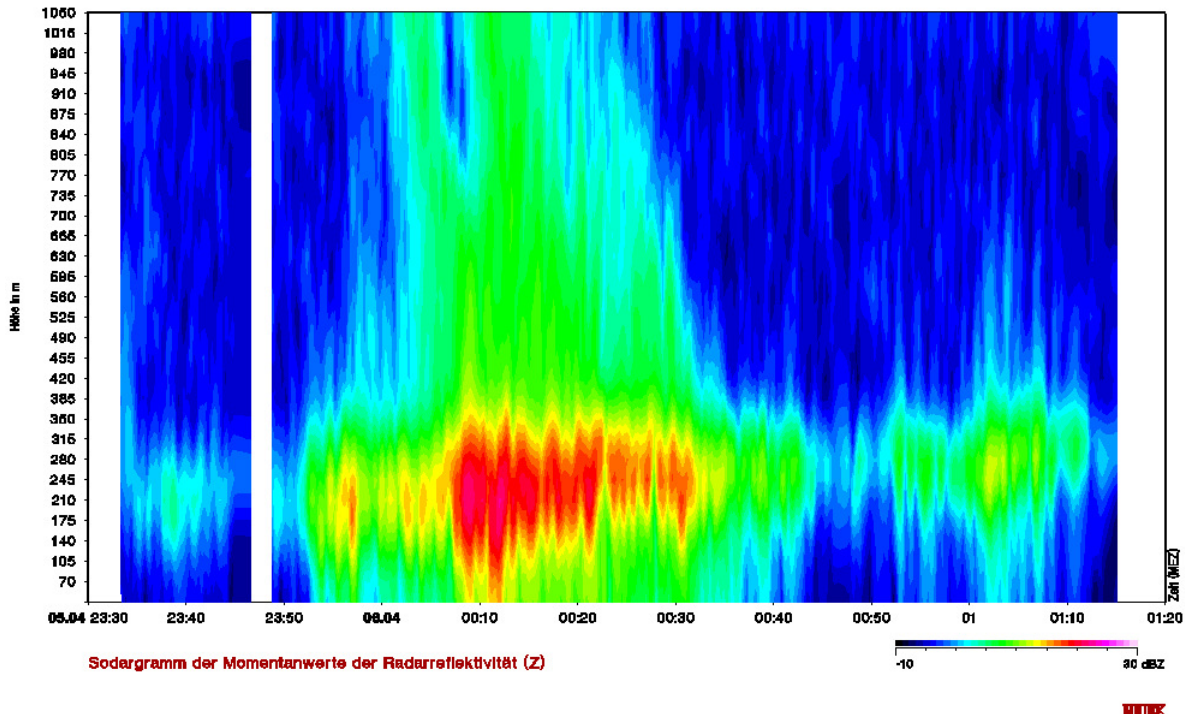


Abbildung 3.1: *Momentanwerte der Radarreflektivität*

Die Abbildungen 3.1 und 3.2 zeigen die Ergebnisse einer Messung die von Blaschek M. und dem Autor durchgeführt wurde. Bei dem verwendeten Gerät handelt es sich um ein vertical pointing Mikrowellenradar der Firma METEK des Institutes für Meteorologie und Geodynamik der Universität Wien. Abgebildet sind die Ergebnisse eines Kaltfrontdurchgangs in der Nacht von 5. auf 6. April 2006 in Wien. Sehr deutlich ist die Zone erhöhter Reflektivität zwischen 00:00 und 00:40 Uhr zu erkennen. Um ca. 00:10 erstreckt sich diese Zone und damit die Schmelzschicht von knapp 50 bis fast 350 m über Grund, und erreicht demnach eine Mächtigkeit von circa 300 m. Unterhalb der Schmelzschicht nimmt die Fallgeschwindigkeit deutlich zu, von ca. $1\text{-}2\text{ ms}^{-1}$ oberhalb des Bright Bands bis zu $5\text{-}6\text{ ms}^{-1}$ unterhalb dieser Zone. Daraus resultiert eine geringere Dichte der Partikel und daher erfolgt eine Abnahme der Radarreflektivität [5, Clucki, 2000].

Aufgrund der Wettermeldungen kann allerdings davon ausgegangen werden, dass der Niederschlag immer in flüssiger Form den Boden erreicht hat. Die Abbildung der Momentanwerte der Radarreflektivität (Abbildung 3.2) um 00:11 Uhr zeigt eindrucksvoll die sehr deutliche Zunahme der Rückstreuung in eben dieser Schicht. Dieser plötzliche Anstieg der errechneten Regenrate in einer Schicht kann nur auf eine Veränderung der Rückstreuungseigenschaften der Hydrometeore, wie sie sich bei Schmelzprozessen vollzieht, zurückzuführen sein.

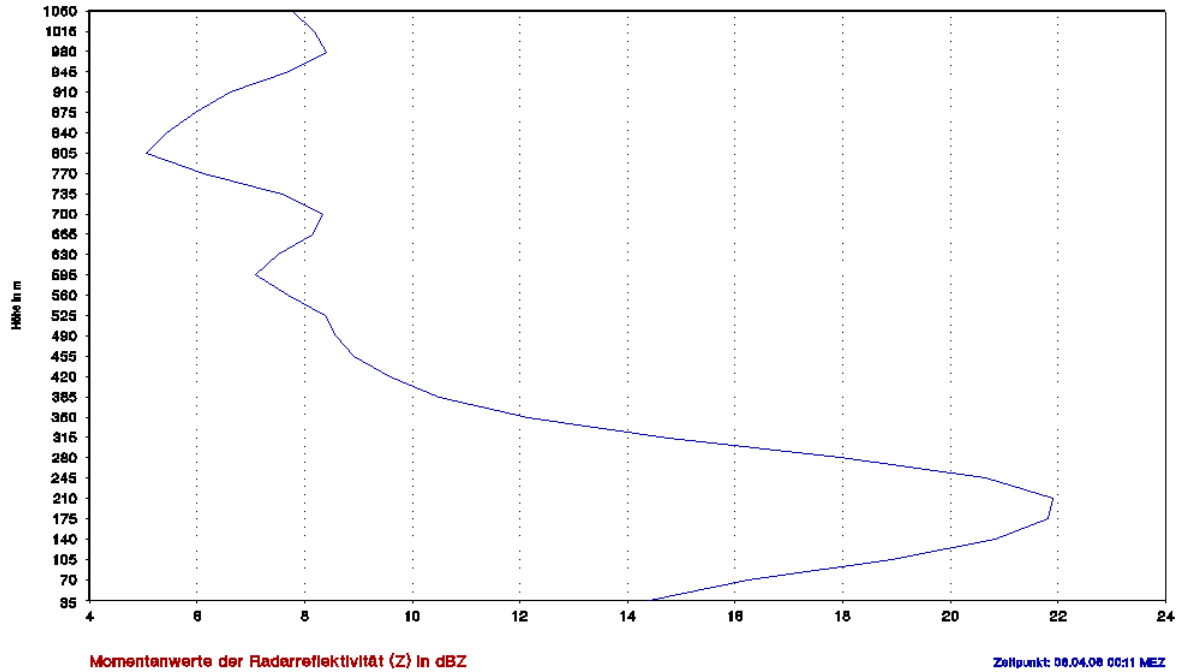


Abbildung 3.2: Momentanwerte der Radarreflektivität 6.4. 2006 um 00:11 Uhr

Die Bestimmung der Schmelzgrenze auf diese Art ist zwar gut, allerdings nur sehr punktuell möglich. Auch sind der Betrieb und die Anschaffung solcher Geräte mit hohen Kosten verbunden und daher für den Einsatz in großen Messnetzen ungeeignet.

Radiosondenmessungen

Aus Radiosondenmessungen kann viel Information über die Lage der Schmelzgrenze gewonnen werden, allerdings liegen diese Daten nur in einer sehr geringen zeitlichen und räumlichen Auflösung vor. Außerdem ist die Sonde meistens einer großen Winddrift unterworfen, wodurch die Messergebnisse nicht immer der Situation über der Station entsprechen, da sich die Sonde horizontal oft schon weit vom Startort entfernt hat. Die Aufstiege können hinsichtlich der Feuchttemperatur ausgewertet werden, wobei die Höhe in der $T_f = 1 \text{ }^\circ\text{C}$ ist, der Schneefallgrenze zugeordnet wird.

Weiters können verschiedene **Schichtdicken** zur Analyse herangezogen werden. Am häufigsten wird dabei die Dicke der Schicht zwischen 500 und 1000 hPa betrachtet. Als kritischer Wert für Schneefall am Boden gilt dabei eine Dicke von 5400 m [10, Heppner, 1992].

3.2 Vorhersage der Schneefallgrenze

Die Prognose der Lage der Schmelzschicht ist um ein Vielfaches schwieriger als die Beobachtung derselben. Es ist dabei keinesfalls ausreichend die Temperatur- und Feuchteverhältnisse am Boden vorherzusagen, sondern eine gute Prognose der Niederschlagsmenge und der Temperaturen in der Schicht, die der Niederschlag durchfallen muss, ist von viel größerer Bedeutung.

In einer wasserdampfgesättigten Atmosphäre würde der Schmelzprozess bei der Nullgradgrenze einsetzen, in der realen Atmosphäre erfolgt durch Verdunstung allerdings eine Abkühlung. Aus diesem Grund ist der Schmelzprozess nicht an die Nullgradgrenze der Trockentemperatur gekoppelt. Je geringer der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, desto größer ist die Verdunstung und damit auch der kühlende Effekt, und desto weniger hängt die Schneefallgrenze mit der Nullgradgrenze der Trockentemperatur zusammen. Dieser kühlende Effekt kann auch zu einem deutlichen Absinken der Schneefallgrenze führen. Beginnt die Schneeflocke zu schmelzen, so überzieht sich der ganze Kristall mit einer dünnen Wasserschicht. Ist die Luft zu Beginn eines Niederschlagsereignisses sehr trocken, so verdunstet dieses Wasser von der Schneeflocke und kühlt dabei den Eiskristall [8, Häckel, 2005]. Die Feuchte nimmt dabei stetig zu, die Lufttemperatur ab und nur die Feuchttemperatur bleibt konstant. Begünstigt wird dieses Phänomen durch intensiven Niederschlag und verringerte Luftvolumen wie sie in Gebirgstälern vorgefunden werden [18, Steinacker, 1983]. Allerdings muss der Niederschlag dabei immer in dieselbe Luftmasse fallen, das heißt es darf keine Advektion auftreten.

Ein weiterer Effekt mit abkühlender Wirkung ist der Schmelzprozess dem die Eiskristalle unterworfen sind sobald die Kühlung durch Verdunstung nicht mehr stark genug ist, die Temperatur des Kristalls unter 0 °C zu halten. Beim Schmelzen wird der Umgebungsluft latente Wärme entzogen wodurch sich die Schneefallgrenze allmählich nach unten verschiebt.

Vergleicht man den Energieumsatz dieser beiden Prozesse so zeigt sich, dass beim Schmelzen wesentlich weniger Energie benötigt wird als beim Verdunsten. Um Eis zu schmelzen muss die Kristallstruktur aufgebrochen werden. Die dafür benötigte Energie beträgt größenordnungsmäßig 0,3 kJ/g. Beim Verdunsten wird Wasser von der flüssigen Phase in die Dampfphase übergeführt. Da die Moleküle im Gas viel weiter auseinander sind als im flüssigen Zustand und die Entfernungsvergrößerung Energie kostet, beträgt die Verdunstungsenergie ca. 2,3 kJ/g.

Diese Abschätzung der Größenordnungen zeigt, dass neben der Verdunstung als kühlendem Effekt auch die Kondensation an der Schneeflocke, als Prozess der

dem Eiskristall Energie zuführt, berücksichtigt werden muss. Fällt nämlich die Schneeflocke in eine feuchte Luftschicht mit positivem Taupunkt, so kondensiert der Wasserdampf am Kristall und bringt diesen aufgrund der großen Wärmezufuhr zum Schmelzen. Der gleiche Effekt ist für die Unterscheidung zwischen „schmelzen“ und „tauen“ verantwortlich. Beim Schmelzen herrschen zwar positive Temperaturen, aber negative Taupunkte. Der Kristall schmilzt zwar, kann diesen Prozess aber durch die Verdunstung des Schmelzwasser wesentlich abschwächen. Im Gegensatz dazu herrschen beim Tauen sowohl positive Temperaturen als auch positive Taupunkte. Dadurch wird dem Schneekristall zusätzlich zur Schmelzenergie auch die durch Kondensation freiwerdende Verdunstungsenergie zugeführt. In so einem Fall spricht man von Tauwetter, da die Schneedecke in sehr kurzer Zeit verschwinden kann.

Bei der Vorhersage der Schneefallgrenze kann im Allgemeinen auf dieselben Methoden wie bei der Analyse zurückgegriffen werden. Das Hauptaugenmerk sollte dabei auf die Temperaturschichtung der Atmosphäre gerichtet sein. Probleme treten insbesondere bei Warmfronten auf, wenn es anfangs, trotz relativ hoher Temperaturen in höheren Luftschichten, noch bis in die Niederungen schneien kann, nach einer Zeit die Schneefallgrenze allerdings sehr plötzlich von der Kaltluft in die Warmluft ansteigt. Dieser Effekt führt zu abrupten und sehr großen Änderungen in der Lage der Schneefallgrenze.

Im Lauf der Zeit wurden sehr viele verschiedene Methoden entwickelt um atmosphärischen Zuständen bestimmte Niederschlagsarten zuordnen zu können. Im Folgenden werden vier dieser Methoden kurz vorgestellt [3, *Bourgouin, 2000*]:

Derouin Methode (1973)

Diese Methode verwendet zur Bestimmung der Niederschlagsart nur die Höhe der Nullgradgrenze. Falls mehrere Nullgradgrenzen vorliegen, werden auch die Höhenunterschiede zwischen den Grenzen als Vorhersagemaß verwendet. So wird zum Beispiel Regen vorhergesagt, wenn nur eine Nullgradgrenze existiert und diese höher als ca. 610 m über Grund liegt. Dieses Beispiel zeigt auch schon das Problem dieser Methode, nämlich, dass die Temperatur in der Schicht unter der Nullgradgrenze unberücksichtigt bleibt. Man betrachtet also ausschließlich die Höhe der Nullgradgrenze der Trockentemperatur, nicht aber die vertikale Temperaturverteilung.

Cantin und Bachand Methode (1993)

Diese Methode verwendet die Schichtdicken zwischen 1000-850 hPa und 850-700 hPa als Prädiktor der Niederschlagsart. Schichtdicken hängen direkt von der Temperatur der jeweiligen Schicht ab. Beträgt die Dicke der Schicht zwischen 850 und 700 hPa mehr als 1540 m muss davon ausgegangen werden, dass eine Schicht mit Temperaturen über 0 °C existiert. Andererseits bedeutet eine Dicke der Schicht des unteren Niveaus (1000-850 hPa) von 1310 m, dass die Temperatur an der Oberfläche unter 0 °C liegt. Eine Situation die zu gefrierendem Regen führen würde wäre zum Beispiel eine Schichtdicke von mehr als 1540 m zwischen 850 und 700 hPa verbunden mit einer Dicke der unteren Schicht zwischen 1290 und 1310 m. Bei gleichen Bedingung in der Höhe allerdings im unteren Niveau nur eine Schichtdicke von weniger als 1290 m ist Graupel zu erwarten, bei mehr als 1310 m Regen. Es ist wichtig zu erwähnen, dass die Kriterien dieser Methode nicht ganz starr sind. Sie werden vom Meteorologen je nach Wetterlage und eigenem Ermessen verändert. Dabei spielen vor allem die Stärke der Vertikalbewegung und eventuelle Kaltluftadvektion eine Rolle. Diese Methode wurde für das östliche Kanada entwickelt und kann daher nicht direkt auf andere Regionen übertragen werden. Vor allem in alpinen Gebieten funktioniert sie oft nicht mit ausreichender Genauigkeit.

Ramer Methode (1993)

Diese Technik verwendet die Temperatur (T), die relative Luftfeuchtigkeit (RH) und die Feuchttemperatur (T_f) in verschiedenen Druckniveaus um die Niederschlagsart vorherzusagen. Zuerst werden zwei grundlegende Fälle unterschieden. Erstens: ist die Feuchttemperatur an der Oberfläche größer als 2 °C, ist mit flüssigem Niederschlag zu rechnen. Zweitens, liegt T_f in allen Niveaus unter einem bestimmten Grenzwert, wird fester Niederschlag erwartet. Nur wenn keiner dieser Fälle zutrifft, dann wird die vollständige Berechnung durchgeführt. Die grundlegenden Parameter (T , RH , T_f) werden verwendet um Schichten zu ermitteln, in denen Niederschlagsbildung wahrscheinlich ist, und um dort den Eisanteil festzustellen. Man geht davon aus, dass Niederschlagsbildung dann auftritt, wenn die relative Feuchte in einer hinreichend dicken Schicht einen bestimmten Grenzwert überschreitet. Der berechnete Eisanteil ist der entscheidende Faktor zur Bestimmung der Niederschlagsart. Liegt die Feuchttemperatur im Niveau der Niederschlagsbildung über einem bestimmten Schwellwert, wird angenommen, dass der Niederschlag in diesem Level vollständig flüssig ist. Andernfalls wird der Niederschlag

als gefroren angenommen. Wird nun fester Niederschlag in diesem Niveau diagnostiziert, und liegt die Feuchttemperatur in der Atmosphäre unterhalb dieses Niveaus bis zum Boden unter dem Gefrierpunkt, muss auch am Boden mit Niederschlag in fester Form gerechnet werden. Der Eisanteil in fallendem Niederschlag ändert sich in Zusammenhang mit der vertikalen Verteilung der Werte von Feuchttemperatur und relativer Feuchte. Liegt nun der Eisanteil über einem bestimmten Grenzwert (z.B. 0,85) ist fester Niederschlag zu erwarten, ist der Anteil geringer (z.B. 0,04) flüssiger Niederschlag. Liegt der Eisanteil zwischen diesen Werten muss mit Mischniederschlag gerechnet werden.

Baldwin und Contorno Methode (1993)

Diese Methode ist die Adaption einer Technik wie sie vom Japanischen Wetterdienst verwendet wird. Die Grundlage dieser Methode ist zu bestimmen, ob sich Eiskristalle bilden können oder nicht, und im Falle ihrer Bildung zu bestimmen, wie sich ihre Phase ändert während sie durch die Atmosphäre fallen. Es wird angenommen, dass die Bildung von Eiskristallen stattfindet, wenn der Spread ($T - T_d$) weniger als $2^\circ K$ beträgt und die Trockentemperatur kleiner als $269^\circ K$ ist. Diese Eiskristalle werden, abhängig vom Profil der Trocken-, bzw. Feuchttemperatur in den bodennahen Schichten Phasenänderungen erfahren. Reichen die Bedingungen zur Bildung von Eiskristallen nicht, wird erwartet, dass flüssiger Niederschlag den Boden erreicht. Ist in diesem Fall die unterste Schicht der Atmosphäre kalt genug, muss mit gefrierendem Regen gerechnet werden.

Die Methoden von *Ramer* bzw. *Baldwin* und *Contorno* wurden unter Verwendung eines numerischen Modells entwickelt. Aus diesem Grund sind die Ergebnisse und vor allem die Genauigkeit dieser Technik vom jeweils verwendeten numerischen Modell abhängig.

Bourgouin Methode (2000)

Diese Technik erlaubt eine Abschätzung der Niederschlagsart aus dem vertikalen Temperaturprofil. Ein gefrorener Hydrometeor, der durch eine Schicht mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt fällt wird auftauen, wenn die Verweilzeit in dieser Schicht groß genug ist. Daraus ergeben sich zwei wichtige Parameter, die die Niederschlagsart beeinflussen, nämlich die mittlere Temperatur einer Schicht und die Verweilzeit des Niederschlagspartikels in derselben. Wird eine konstante Fallgeschwindigkeit angenommen, hängt die Verweilzeit nur noch von der Dicke der

Schicht ab. Multipliziert man die mittlere Temperatur mit der Dicke der Schicht, erhält man eine Kennzahl welche proportional zu einer Fläche im thermodynamischen Diagramm ist. Ein positiver (negativer) Bereich ist definiert als die Fläche zwischen der Nullgradlinie und der Umgebungstemperatur in Schichten mit positiven (negativen) Temperaturen. Diese so ermittelten positiven und negativen Bereiche können als Prädiktoren der Niederschlagsart verwendet werden.

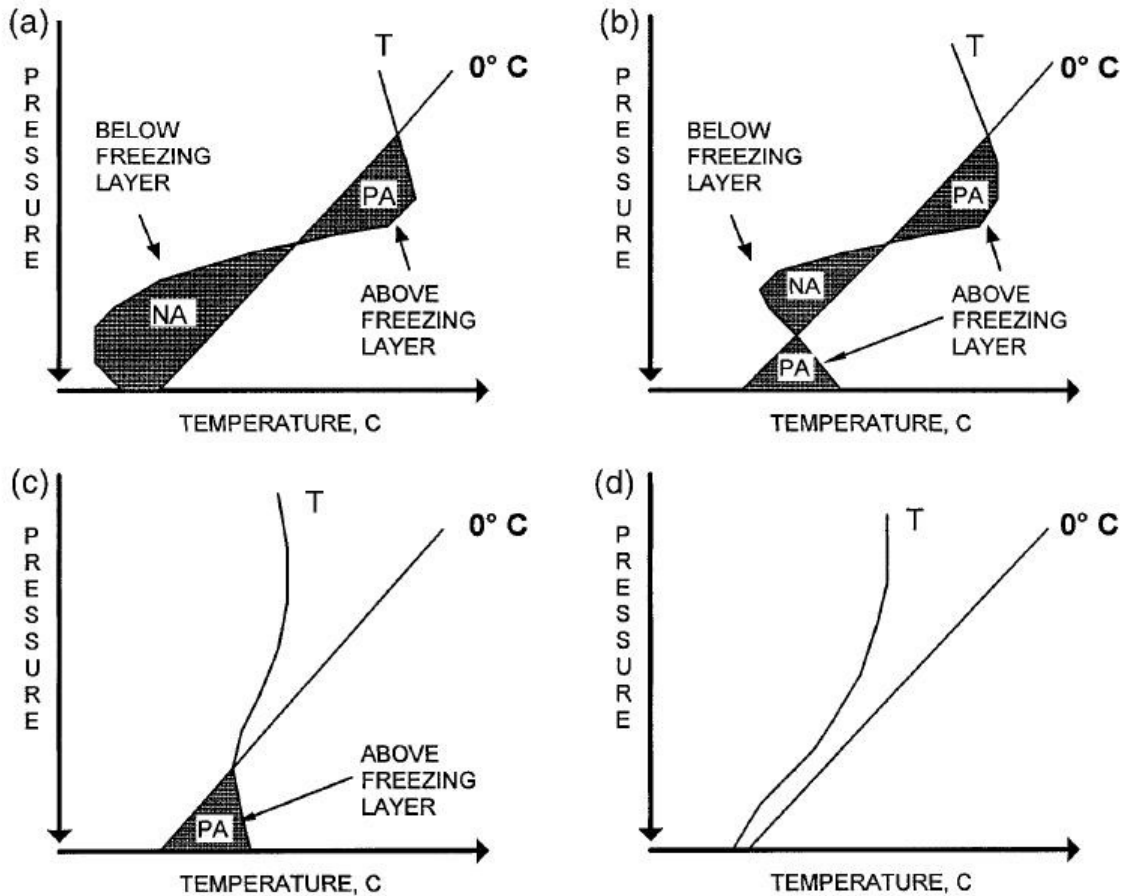


Abbildung 3.3: Schematische Darstellung von typischen Vertikalprofilen die zu (a) gefrierendem Regen oder Graupel, (b) Graupel oder Regen, (c) Schnee oder Regen und (d) Schnee führen. PA: Positive Areas; NA: Negative Areas
[3, Bourguin, 2000: 584.]

Kapitel 4

Datengrundlage und Berechnungen

4.1 Datenmaterial

In dieser Arbeit wurden die Wettermeldungen und Messwerte zweier Wetterstationen (Innsbruck-Flughafen und Wien Hohe Warte) ausgewertet um Methoden zur Unterscheidung der Niederschlagsart rein auf Basis von Messwerten der Temperatur und Feuchte zu entwickeln. In einem weiteren Schritt wurden Radiosondenmessungen analysiert. Ausgehend von 3-stündigen SYNOPs von den Jahren 1982 bis 2006 wurden die Messtermine mit Niederschlag herausgefiltert, um dann die herrschenden Temperatur und Feuchteverhältnisse zu untersuchen. Der Grund weshalb sich die Datenreihe auf 25 Jahre beschränkt ist der, dass vor 1982 im SYNOP-Code auf ganze Grad gerundet wurde - zur Berechnung der Feuchttemperatur eine zu geringe Auflösung. Da das Ziel der Arbeit unter anderem darin liegt, Kriterien zu entwickeln um auch an Stationen ohne Wetterbeobachter mit hoher Genauigkeit zwischen festem und flüssigem Niederschlag unterscheiden zu können, wurden nur solche Messtermine berücksichtigt an denen die Feuchttemperatur unter 3 °C lag. Ein milder Winterregen fällt dabei genauso aus der Untersuchung wie sommerliche Niederschläge, da bei diesen Ereignissen selbstverständlich nie zwischen Regen und Schnee unterschieden werden muss. Die Wettermeldung betreffend wurden nur Fälle mit einer gemeldeten Schlüsselzahl zwischen 60 und 79 untersucht, wobei für weitere Ausführungen zum Wetterschlüssel auf Kapitel 3.1.2 verwiesen sei.

Niederschläge mit Schauercharakter wurden nicht untersucht, da in solchen Fällen die Schneefallgrenze kurzfristig und sehr lokal stark absinken kann. In Schauerwolken können sich, aufgrund der kräftigen Vertikalbewegung, sehr große Hydrometeore bilden. Aufgrund der Größe haben die Schneeflocken eine wesent-

lich höhere Fallgeschwindigkeit weshalb sie auch bei relativ hohen Temperaturen in fester Form den Boden erreichen können. Die Verweilzeit in der warmen Luftschicht war in so einem Fall zu gering um den Kristall zu schmelzen.

In einem weiteren Schritt wurden Radiosondenmessungen hinsichtlich der herrschenden Temperaturen und der verschiedenen Schichtdicken untersucht. Dabei wurden nur solche Termine berücksichtigt an denen innerhalb der Flugzeit des Wetterballons eine Wettermeldung mit Niederschlag und einer Feuchttemperatur unter 3 °C vorlag. Die Daten stammen dabei aus dem Archiv der NOAA [16, <http://raob.fsl.noaa.gov>]. Für Innsbruck liegen Messwerte von 1998 bis 2006 vor, für Wien Hohe Warte von 1996 bis 2006. Die Startzeiten variieren innerhalb der betrachteten Periode bei beiden Stationen. Die Flugzeit eines Wetterballons beträgt in der Regel eine Stunde. In der Praxis wird z. B. die Radiosondenmessung für 12 Uhr UTC um ca. 11:30 Uhr gestartet. Aus diesem Grund wurde solch einem Aufstieg auch die Wettermeldung von 12 Uhr UTC zugeordnet.

4.2 Feuchttemperatur

4.2.1 Definition

Die Feuchttemperatur ist jene Temperatur die ein Luftpaket haben würde, wenn es adiabatisch bei konstantem Druck durch Verdunstung von Wasser in das Paket, bis zur Sättigung gekühlt, und dabei die benötigte latente Wärme dem Paket entzogen werden würde [11, *Glossary of Meteorology, 1959*].

4.2.2 Messung der Feuchttemperatur

Die Messung der Feuchttemperatur erfolgt mit dem so genanntem Psychrometer. Das geläufigste Gerät dieser Art ist das Aspirationspsychrometer nach Åßmann. Es besteht aus zwei Quecksilberthermometern die nebeneinander vertikal in einem hochglanz Metallgehäuse montiert sind. Zusätzlich zur äußeren Hülle ist jeder einzelne Thermometer auch noch in einer hochglanz Metallröhre untergebracht um maximalen Strahlungsschutz sicher zu stellen. Im oberen Teil des Metallgehäuses befindet sich der Ventilator. Er kann entweder elektrisch oder durch eine Feder und einen Aufziehmechanismus angetrieben werden und sollte einen konstanten Luftstrom von $2,2 \text{ ms}^{-1}$ erzeugen [20, *WMO, 2006*]. Einer der beiden, sonst baugleichen, Thermometern hat über der Kapilarkugel einen ganz eng ge-

strickten Strumpf aus Baumwolle über gezogen. Vor der Messung muss dieser Strumpf ausreichend mit destilliertem Wasser befeuchtet werden. Strömt nun die Luft an den Thermometern vorbei, so beginnt am feuchten Thermometer die Temperatur zu fallen, da Wasser aus dem Baumwollstrumpf verdunstet und so der vorbeistreichenden Luft Wärme entzieht und dadurch auch selbst abkühlt. Nach einigen Minuten beginnt sich ein Gleichgewicht einzustellen, und die Feuchttemperatur kann abgelesen werden, sobald die Temperatur nicht weiter sinkt. Das Gleichgewicht ist dann erreicht, wenn der Fluss fühlbarer Wärme von der Luft zum Thermometer gleich groß ist wie der Fluss latenter Wärme vom Thermometer zur Luft. Dabei muss beachtet werden, dass nicht beliebig lange gemessen werden darf, da der Strumpf langsam abtrocknet und die Temperatur wieder zu steigen beginnt. Am trockenen Thermometer wird die aktuelle Lufttemperatur, auch Trockentemperatur genannt, abgelesen. Probleme ergeben sich bei Messungen unter dem Gefrierpunkt, da das Wasser im Baumwollstrumpf gefrieren kann und während des Gefrier- bzw. Tautvorganges die Feuchttemperatur konstant bei 0 °C bleibt [20, WMO, 2006]. Aus diesem Grund muss man warten, bis der Gefrier- bzw. Tautprozess beendet ist und der Beobachter muss feststellen, ob das Wasser im Strumpf gefroren ist, oder nicht.

4.2.3 Berechnung der Feuchttemperatur

Die Feuchttemperatur berechnet sich wie folgt:

$$T_f = T_{exp} \left(\frac{L(m - m_s(T_f))}{c_p T} \right) \quad (4.1)$$

wobei:

T_f	Feuchttemperatur
T	Trockentemperatur
L	Phasenumwandlungswärme bei Kondensation (ca. $2450 \cdot 10^6 \frac{J}{kgK}$)
m	Mischungsverhältnis
$m_s(T_f)$	Sättigungsmischungsverhältnis bei Feuchttemperatur
c_p	Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck ($1005 \frac{J}{kgK}$)

Diese Gleichung ist allerdings nicht analytisch, sondern nur mit numerischen Methoden lösbar. Es wurden aber zahlreiche Formeln entwickelt, die jeweils in einem bestimmten Temperatur-, Druck- und Feuchtebereich gute Ergebnisse für die Berechnung liefern. Exakt kann die Feuchttemperatur nur durch Messung mit so genannten Psychrometern bestimmt, oder bei Kenntnis der Temperatur und eines Feuchteparameters (Dampfdruck oder relativen Feuchte) aus einer so genannten Psychrometertabelle (Abb. 4.1) abgelesen werden.

Pressure: 101325 Pa

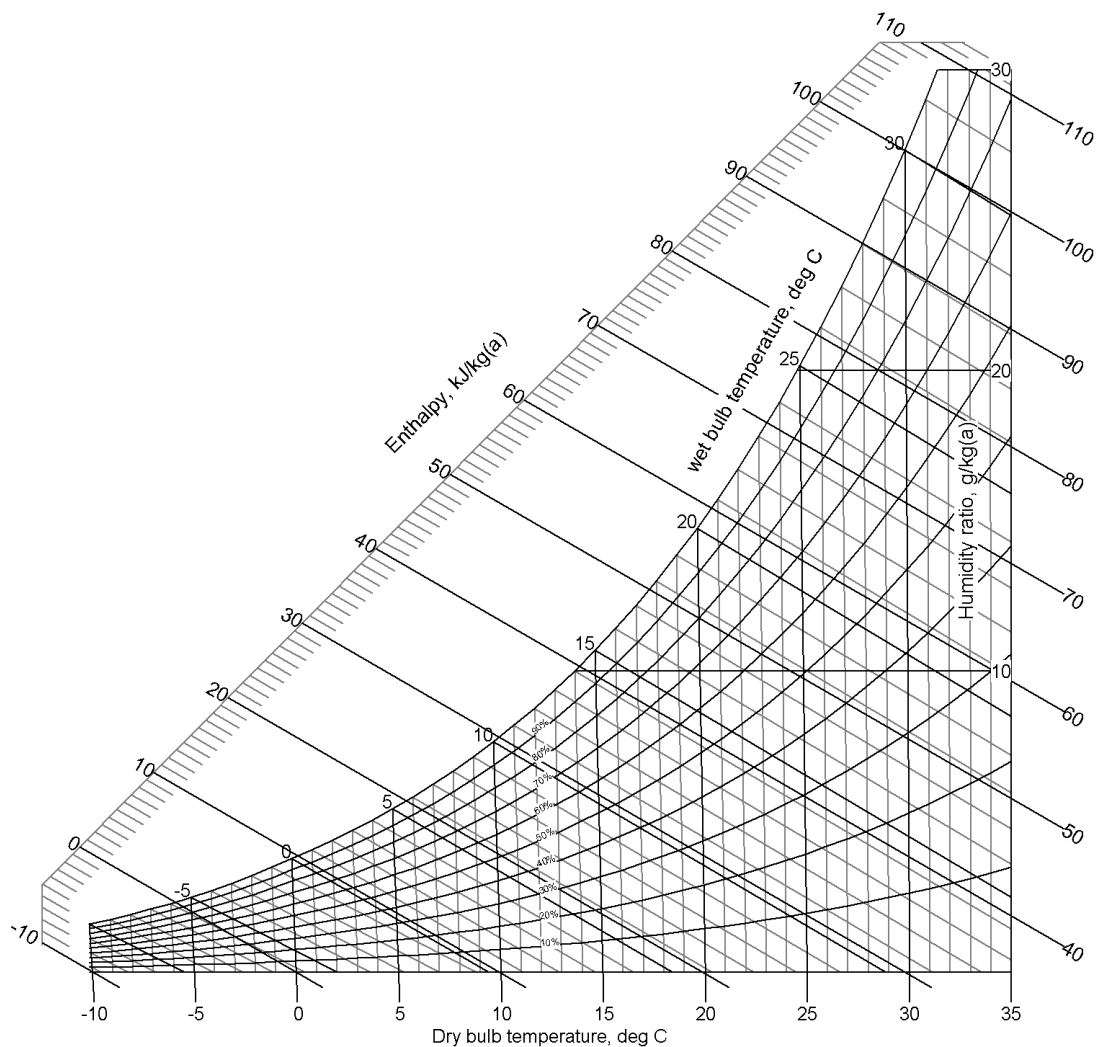


Abbildung 4.1: Psychrometerdiagramm bei 1013,25 hPa, erstellt mit CYTSoft

So beträgt zum Beispiel die Feuchttemperatur bei 20 °C Lufttemperatur und 60% relativer Feuchte 15 °C. Beim Ablesen folgt man der vertikalen Isolinie der Temperatur und beim Schnittpunkt mit der Isolinie der relativen Feuchte folgt man

der schrägen Isolinie der Feuchttemperatur und kann das Ergebnis ablesen. Mit Hilfe solcher Tabellen kann auch die Auswirkung diverser thermodynamischer Prozesse auf Luftpakete ermittelt werden.

In der vorliegenden Arbeit wurde zur Berechnung von T_f eine empirische Formel verwendet die 1998 in den USA entwickelt und im Internet verfügbar gemacht wurde (<http://www.the-snowman.com/wetbulb.html> [7]). Zur Berechnung benötigt man nur die Temperatur und die relative Luftfeuchtigkeit der Druck wird nicht verwendet!

$$Tf = -5,806 + 0,672T - 0,006T^2 + (0,061 + 0,004T + 0,000099T^2) RH + (-0,000033 - 0,000005T - 0,0000001T^2) RH^2 \quad (4.2)$$

Da nur der Taupunkt als Feuchtemaß zur Verfügung stand wurde die relative Luftfeuchtigkeit über den Dampfdruck, bzw. den Sättigungsdampfdruck e_s berechnet. Dafür verwendet man die so genannte Magnus Formel und erhält e_s in hPa.

$$e_s = 6,1078 \exp\left(\frac{C_1 T}{C_2 + T}\right)$$

Für die Konstanten C_1 und C_2 sind folgende Werte zu wählen. Wobei in der vorliegenden Arbeit mit den Werten für unterkühltes Wasser und Wasser gerechnet wurde.

	Wasser $0^\circ\text{C} < T < 100^\circ\text{C}$	unterkühltes Wasser $0^\circ\text{C} > T > -50^\circ\text{C}$	Eis $0^\circ\text{C} > T > -50^\circ\text{C}$
C_1	17,0809	17,8436	22,4429
C_2	234,175	245,425	272,44

Aufgrund der Tatsache, dass der Sättigungsdampfdruck bei der Taupunktstemperatur dem aktuellen Dampfdruck bei zugehöriger Lufttemperatur entspricht $e(T) = e_s(T_d)$, lässt sich aus der Magnus Formel mit Hilfe des Taupunkts auch der aktuelle Dampfdruck berechnen. Die relative Luftfeuchtigkeit f bekommt man durch die Beziehung $f = \frac{e}{e_s}$.

In der Literatur findet sich eine Vielzahl von Formeln zur Berechnung der Feuchttemperatur, allerdings wird bei vielen eine lineare Beziehung zwischen Temperatur und Feuchte verwendet, wodurch sie nur in einem sehr kleinen Temperaturbereich sinnvolle Ergebnisse liefern. Als Beispiel für eine solche Formel wurde die von Heppner in seinem Artikel „*Snow versus Rain: Looking beyond the 'Magic' Numbers*“ [10, Heppner, 1992: 688] verwendete Formel getestet.

$$T_f = T_d + 0,57(T - T_d) \quad (4.3)$$

Es wird empfohlen diese Formel nur bei einem Temperaturbereich von -6 °C bis 4,4 °C und einem Druck von ca. 1000 hPa zu verwenden. Mit Hilfe einer digitalen Psychrometertabelle¹ wurde der Fehler bei einem Temperaturbereich von -20 bis +7 °C und der relativen Feuchte von 70, 80 bzw. 90% untersucht. Drei Druckniveaus wurden getestet, für Wien (der Stationshöhe entsprechend) 990 hPa, für Innsbruck 946 hPa und zur Radiosondenauswertung auch 850 hPa.

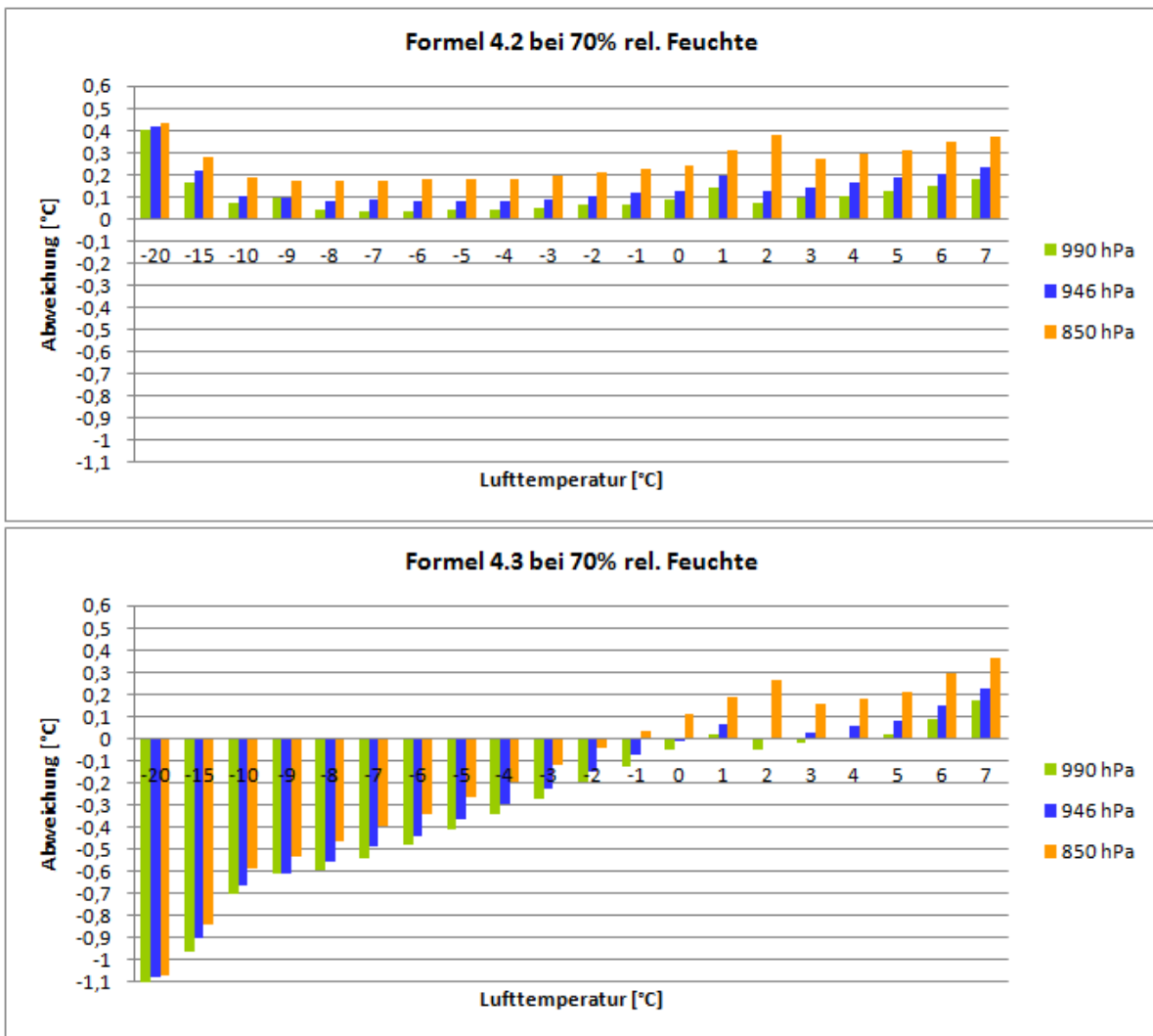


Abbildung 4.2: Abweichung der berechneten Feuchttemperatur vom Tabellenwert (T_f Formel – T_f Tabelle) bei 70% relativer Feuchte

Obwohl bei Gleichung 4.3 ein empfohlener Temperaturbereich bis -6 °C ange-

¹CYTSOFT Psychrometric Chart Version 2.1 Beta (Testversion) © 2007 CYTSOFT Technology

geben ist, sollte diese Formel bei 70% relativer Feuchte nur im Bereich zwischen -2 und +6 Grad verwendet werden, da sonst die Fehler zu groß werden, bei sehr tiefen Temperaturen sogar bis zu 1 °C Abweichung vom exakten Wert. Für Drücke unter 950 hPa beträgt der Fehler bei Temperaturen unter -4 bzw. über +2 °C mehr als 0,2 °C.

Abgesehen von den Ergebnissen bei 850 hPa liegt der Fehler bei Verwendung von Gleichung 4.2 im Intervall von -10 bis +6 °C unter 0,2 °C. Für niedrige Drücke, zum Beispiel 850 hPa, liefert diese Formel, wie man später noch sehen wird, immer etwas zu hohe Werte. Dagegen hat Gleichung 4.3 dahingehend keine eindeutige Tendenz, sondern bei Temperaturen über 0 °C ist der Fehler bei 850 hPa größer als bei den anderen beiden Drücken, und bei Temperaturen unter 0 °C werden zu geringe Werte für die Feuchttemperatur berechnet, allerdings ist der Fehler bei niedrigen Drücken größer.

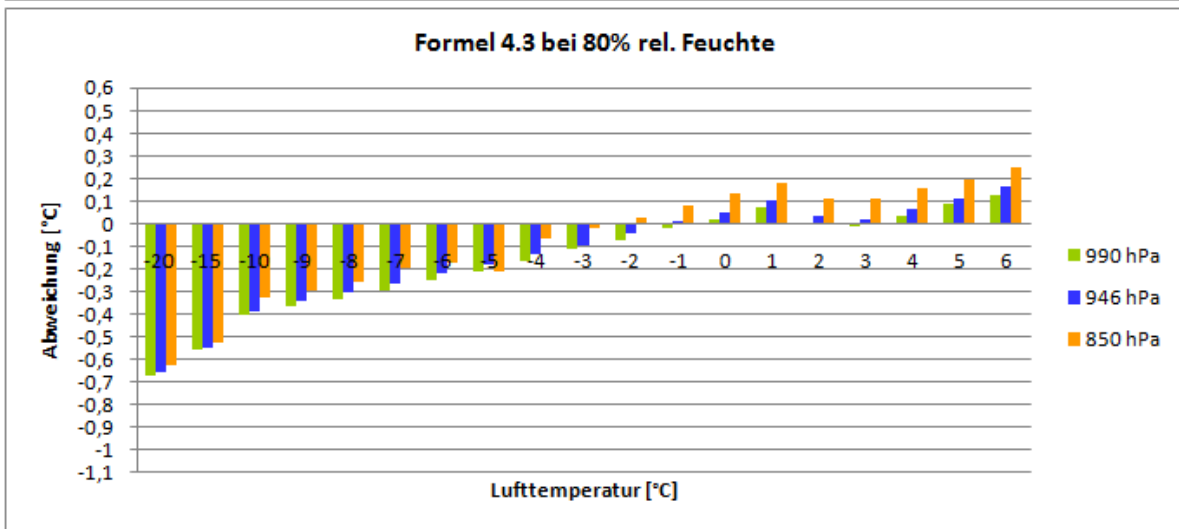
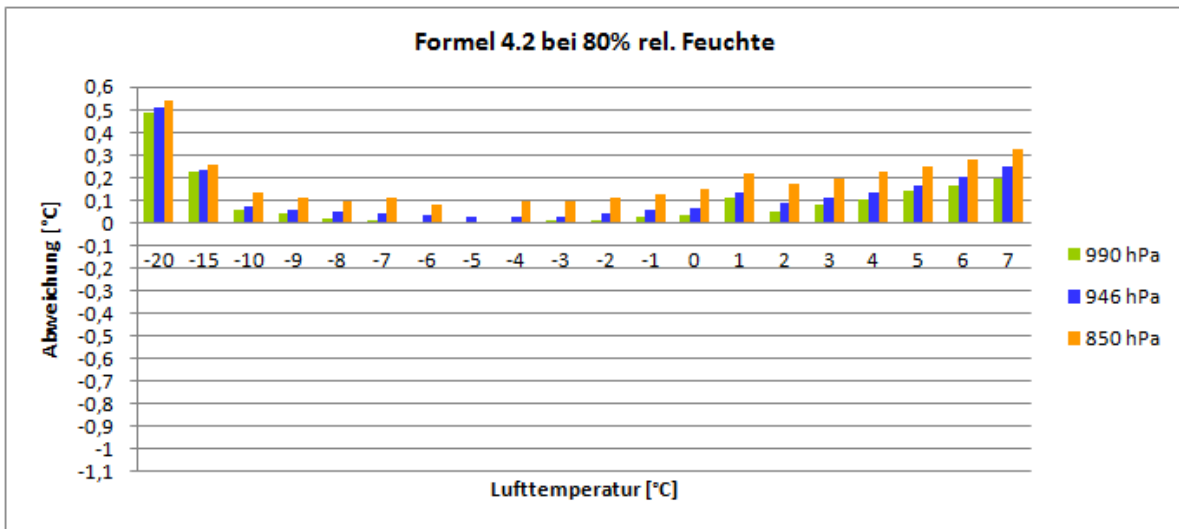


Abbildung 4.3: Abweichung der berechneten Feuchttemperatur vom Tabellenwert (T_f Formel – T_f Tabelle) bei 80% relativer Feuchte

Gleichung 4.2 zeigt wieder die Tendenz, besonders bei niedrigen Drücken und sehr tiefen Temperaturen zu hohe Werte der Feuchttemperatur zu liefern. Allerdings liegt der Fehler in einem weiten Temperaturbereich, von -10 bis +6 °C, unter 0,2 °C - abgesehen von 850 hPa . Wie auch bei 70% relativer Feuchte liegen auch bei 80% die berechneten Werte immer über den Tabellenwerten. Bei größerer Feuchtigkeit nimmt bei Gleichung 4.3 besonders im negativen Temperaturbereich der Fehler deutlich ab, im Vergleich zu 70% relativer Feuchte, fast um die Hälfte. Wieder erhält man mit dieser Berechnungsmethode für positive Temperaturen zu hohe, für negative zu tiefe Werte der Feuchttemperatur, allerdings liegt der Umkehrpunkt im Gegensatz zum vorherigen Fall nicht bei 0, sondern bei -1 °C.

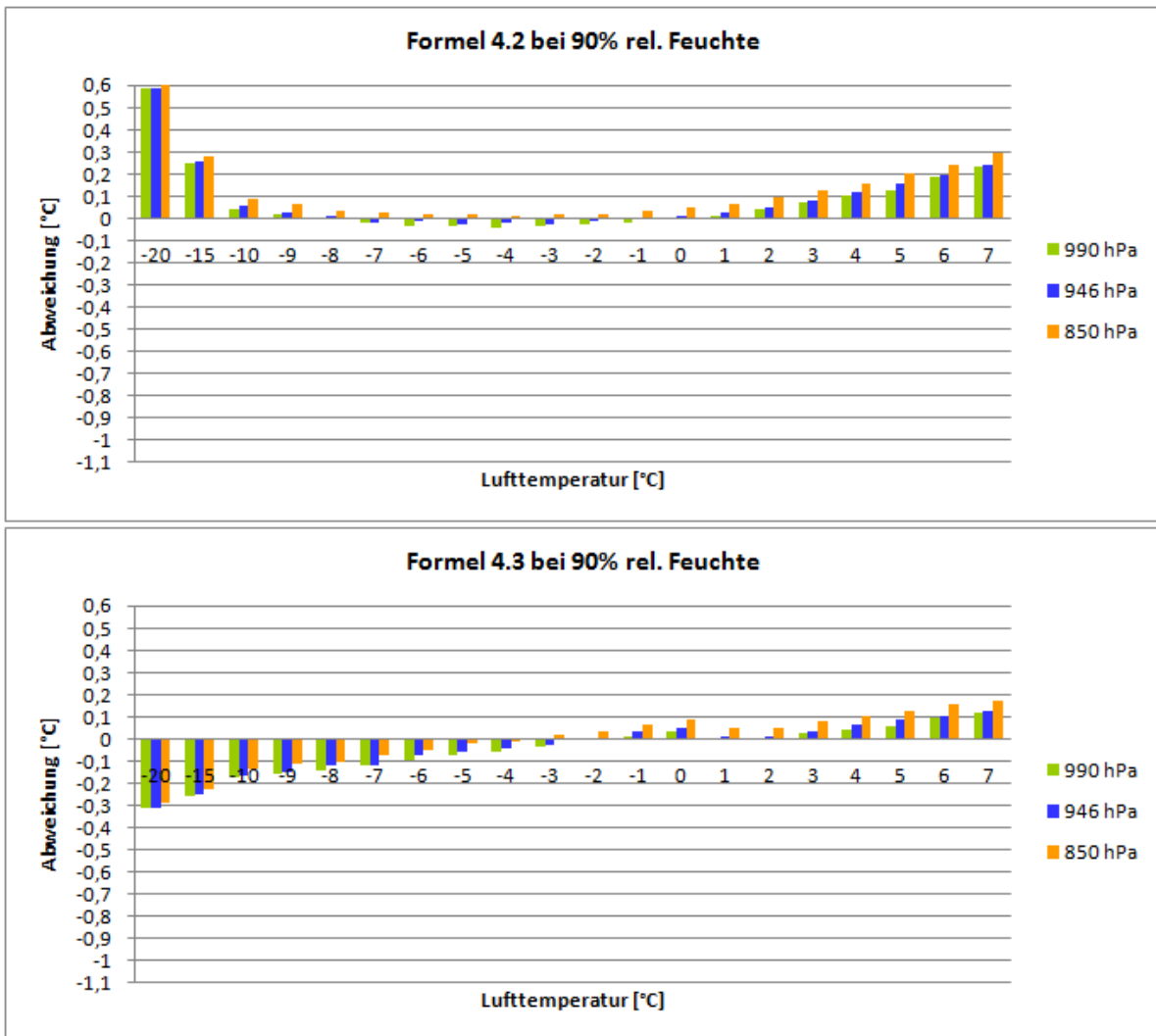


Abbildung 4.4: Abweichung der berechneten Feuchttemperatur vom Tabellenwert ($T_f \text{ Formel} - T_f \text{ Tabelle}$) bei 90% relativer Feuchte

Bei hoher Luftfeuchtigkeit liefern beide Formeln sehr gute Ergebnisse. Gleichung 4.2 liefert auch diesmal für den Bereich von -10 bis +6 °C brauchbare Ergebnisse mit einem Fehler von maximal 0,2 °C. Für den Bereich von -9 bis +1 °C ist der Fehler sogar meist deutlich kleiner als +/-0,1 °C. Bei 90% Luftfeuchtigkeit ist die mit Formel 4.2 berechnete Feuchttemperatur erstmals auch zum Teil niedriger als der aus der Tabelle entnommene Wert. Die Ergebnisse von Gleichung 4.3 zeigen das gewohnte Bild mit positiven Abweichungen diesmal bei Temperaturen größer -2 °C und negativen darunter.

Im Randbereich des betrachteten Temperaturspektrums haben beide Gleichungen den stärksten Fehler. Die größte Differenz zwischen berechneter und abgelesener Feuchttemperatur bei Gleichung 4.2 tritt bei 90% relativer Feuchte, 850 hPa

und -20 °C auf und beträgt $0,6\text{ °C}$. Der maximale Fehler von 4.3 beträgt $-1,1\text{ °C}$ und tritt bei 70% relativer Feuchte, 990 hPa und ebenfalls -20 °C auf. Für die vorliegende Untersuchung ist besonders der Temperaturbereich zwischen -7 und $+5\text{ °C}$ von Interesse, weshalb die Formeln auch in diesem Bereich besonders gute Ergebnisse liefern sollten. Diese Anforderung wird von Gleichung 4.2 am besten erfüllt. Die lineare Beziehung in Formel 4.3 bringt zwar für einige wenige Temperatur-, Feuchte- und Druckbereiche sehr gute Ergebnisse, allerdings kann sie nicht das ganze geforderte Temperaturspektrum mit ausreichender Genauigkeit abdecken.

4.3 Schichtdicken

Schichtdicken werden aus den von der Radiosonde gemessenen Höhen der verschiedenen Druckniveaus berechnet und ermöglichen die Berechnung einer Mitteltemperatur in der jeweiligen Schicht. Es gibt so genannte Hauptdruckflächen in deren Niveau jeweils Temperatur und Feuchte gemessen werden sollen. Die Hauptdruckflächen der Troposphäre sind eingeteilt in die 1000-, 925-, 850-, 700-, 500-, 400-, 300-, 250-, 200-, 150-, 100 hPa Flächen. Darüber gibt es noch Druckflächen der Stratosphäre, allerdings sind diese für das Ziel dieser Arbeit bedeutungslos, da sie keinen unmittelbaren Einfluss auf die Niederschlagsentstehung haben. Schichtdicken werden sehr häufig zur Prognose der Niederschlagsart herangezogen, da es wesentlich einfacher ist die Dicke einer bestimmten Schicht vorherzusagen, als die Temperatur in einer bestimmten Höhe [2, *Bocchieri, 1980*].

Den grundsätzlichen Zusammenhang zwischen einer Schichtdicke dz , die durch die Druckflächen p und $p + dp$ begrenzt wird, und deren mittlerer Temperatur beschreibt die differentielle Form der barometrischen Höhenformel:

$$dz = -\frac{R_L}{g} T_v \frac{dp}{p} \quad (4.4)$$

wobei R_L die Gaskonstante für trockene Luft ist.

Integriert man nun diese Gleichung zwischen den Höhenstufen z_1 und z_2 , denen die Druckwerte p_1 und p_2 zugeordnet sind, erhält man:

$$\int_{z_2}^{z_1} dz = -\frac{R_L}{g} \int_{p_2}^{p_1} T \frac{dp}{p} \quad (4.5)$$

In dieser Gleichung ist die Temperatur noch eine Funktion der Höhe. Um die

Gleichung zu vereinfachen, kann man die variable Temperatur T durch die über das Höhenintervall gemittelte Temperatur \bar{T} ersetzen. Da es sich bei R_L um die Gaskonstante für trockene, wasserdampffreie Luft handelt, wird, um weiterhin mit dieser Konstante rechnen zu können, die so genannte *virtuelle Temperatur* T_v eingeführt. Das ist notwendig, weil feuchte Luft eine geringere Dichte hat als trockene. Um den dadurch entstehenden Fehler zu beseitigen, nimmt man für trockene Luft eine etwas höhere Temperatur (= virtuelle Temperatur) an, damit sie so die gleiche Dichte erhält wie die feuchte Luft bei gleichem Druck [4, DWD, 1987]. Diese virtuelle Temperatur berechnet sich wie folgt:

$$T_v = \left(1 + \underbrace{\frac{R_W - R_L}{R_L}}_{0,608} q \right) R_L \rho T \quad (4.6)$$

Den Wert, um den man die Temperatur feuchter Luft erhöhen muss um die Temperatur von trockener Luft mit gleicher Dichte zu erhalten, nennt man *virtuellen Zuschlag* [1, Bergmann-Schaefer, 2001] und berechnet man mit

$$\Delta T = \frac{R_W - R_L}{R_L} q T = 0,608 q T \text{ damit erhält man } T_v = T + \Delta T.$$

ΔT liegt in der Größenordnung zwischen 0 und 4 Kelvin und ist immer positiv. Bei Einführung einer mittleren virtuellen Temperatur \bar{T}_v wird Gleichung 4.5 zu

$$\int_{z_2}^{z_1} dz = -\frac{R_L \bar{T}_v}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{dp}{p} \quad (4.7)$$

Die Integration und das Einsetzen der Konstanten liefert weiter

$$z_2 - z_1 = 67,445 \bar{T}_v \lg \frac{p_1}{p_2} \quad (4.8)$$

wobei 67,445 die Dimension $[mK^{-1}]$ besitzt.

Die barometrische Höhenformel besagt, dass die Schichtdicke $D = z_2 - z_1$ zwischen zwei bestimmten Druckniveaus, p_2 und p_1 , direkt proportional zur mittleren virtuellen Temperatur dieser Schicht ist. Für tiefe Temperaturen erhält man kleine Werte von D , für hohe dagegen große. Aus diesem Grund geben Schichtdicken gute Auskunft über die Temperaturschichtungen der Atmosphäre. Typische Schichten die zur Vorhersage der Niederschlagsart dienen sind 1000-500 hPa, 1000-850 hPa oder 850-700 hPa [4, DWD, 1987].

Kapitel 5

Auswertung und Ergebnisse

5.1 Stationsbeschreibung

5.1.1 Wien Hohe Warte

Die Station „Wien Hohe Warte“, mit der WMO-Kennung 11035, liegt auf 48°14' Nord und 16°21' Ost, 202 m über Meeresniveau. Der Lage nach befindet sich Wien am Rand des so genannten mitteleuropäischen Übergangsklimas aber schon in der pannonischen Klimaprovinz, dem Klimatyp des Flach- und Hügellandes.

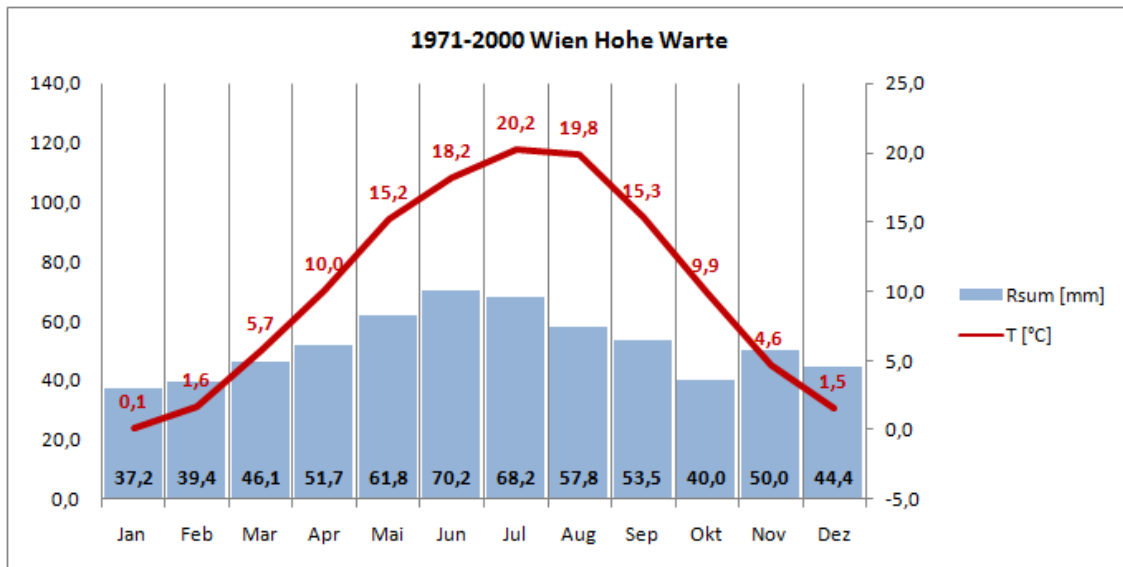


Abbildung 5.1: Klimadiagramm der Station „Wien Hohe Warte“ für die Periode 1971-2000
Dargestellt ist die mittlere Monatssumme des Niederschlags (Rsum)
und die mittlere Tagesmitteltemperatur (T) des jeweiligen Monats.

Die Tagesmitteltemperatur berechnet sich wie folgt:

$(7 \text{ Uhr Mittel} + 19 \text{ Uhr Mittel} + \text{mittl. Maximum} + \text{mittl. Minimum}) / 4$

Quelle: ZAMG, eigene Darstellung

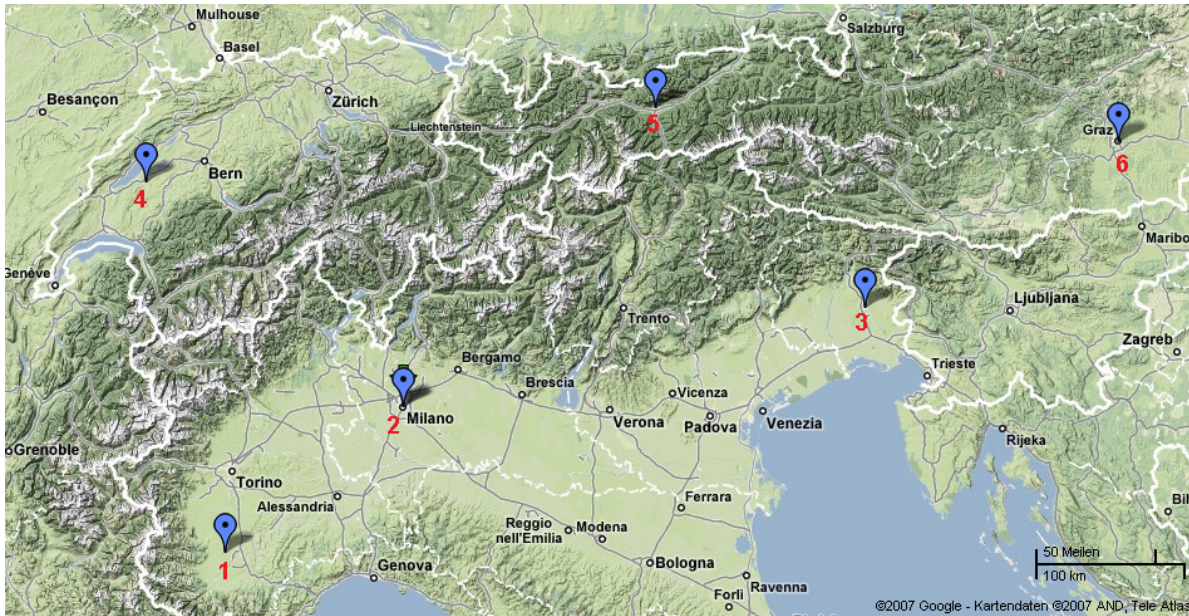
Der mittlere Jahresniederschlag beträgt in der Periode 1971 bis 2000, 620 mm, wobei die Maxima der monatlichen Regenmengen in den Monaten Juni und Juli liegen. Die mittlere Jahrestemperatur liegt bei 10,2 °C, wobei das absolute Temperaturmaximum in der gesamten Periode im Monat August erreicht wurde und 37,0 °C beträgt, das absolute Minimum wurde im Jänner mit nur -19,6 °C gemessen. Im Schnitt gibt es pro Jahr 39 Tage mit einer Schneedecke ≥ 1 cm, allerdings nur knapp 5 Tage mit einer Schneebedeckung ≥ 20 cm [22, ZAMG].

Die vorherrschende Windrichtung an der Station „Wien Hohe Warte“ ist West, beziehungsweise Nordwest. In 20% der Fälle herrschte in Wien Südostwind. Geographisch betrachtet erstreckt sich nach Osten zu das sehr flache Marchfeld, im Westen erhebt sich der Wienerwald mit ca. 300 m über Stationsniveau. Diese Topographie führt zum Teil zu erheblichen Unterschieden der Niederschlagsmenge im Gebiet es Wienerwaldes verglichen mit den Werten im Stadtgebiet.

Die Startzeiten der Radiosonde von „Wien Hohe Warte“ sind 00 und 12 Uhr UTC, abhängig von der Wetterlage gibt es aber auch Tage an denen zusätzliche Sondierungen um 06 und 18 Uhr UTC durchgeführt wurden.

5.1.2 Innsbruck-Flughafen

Die untersuchte Station „Innsbruck-Flughafen“ mit WMO-Kennung 11120 ist die einzige inneralpine Radiosondenstation. Die exakte Lage der Station wird mit $11^{\circ}21'$ geographischer Länge und $47^{\circ}16'$ geographischer Breite angegeben.



(a)

Abbildung 5.2: Radiosondenstationen im Alpenraum [19, maps.google.at]
1 Cuneo-Levaldigi; 2 Mailand; 3 Udine; 4 Payerne; 5 Innsbruck; 6 Graz

Abbildung 5.2 zeigt alle Radiosondenstationen die zumindest einmal täglich eine Sondierung durchführen. Abgesehen von Innsbruck liegt keine dieser Stationen direkt in den Alpen, weshalb sie in dieser Untersuchung keine Verwendung finden. Innsbruck liegt auf 579 m Seehöhe im West-Ost gerichteten Inntal und ist damit dem Klimatyp der subalpinen Stufe zuzuordnen. Nördlich der Station erhebt sich das Karwendel mit einem Kammniveau von ca. 2000 m über Talboden. Von Süden mündet, zwischen der 2404 m hohen Saile und dem 2246 m hohen Patscherkofel, das Wipptal ins Inntal. Aufgrund dieser besonderen Lage ist die Radiosondenstation „Innsbruck-Flughafen“ weltweit sehr einzigartig und ein Vergleich mit „Wien Hohe Warte“, einer Station des Flachlandes, verspricht diese Besonderheiten aufzuzeigen.

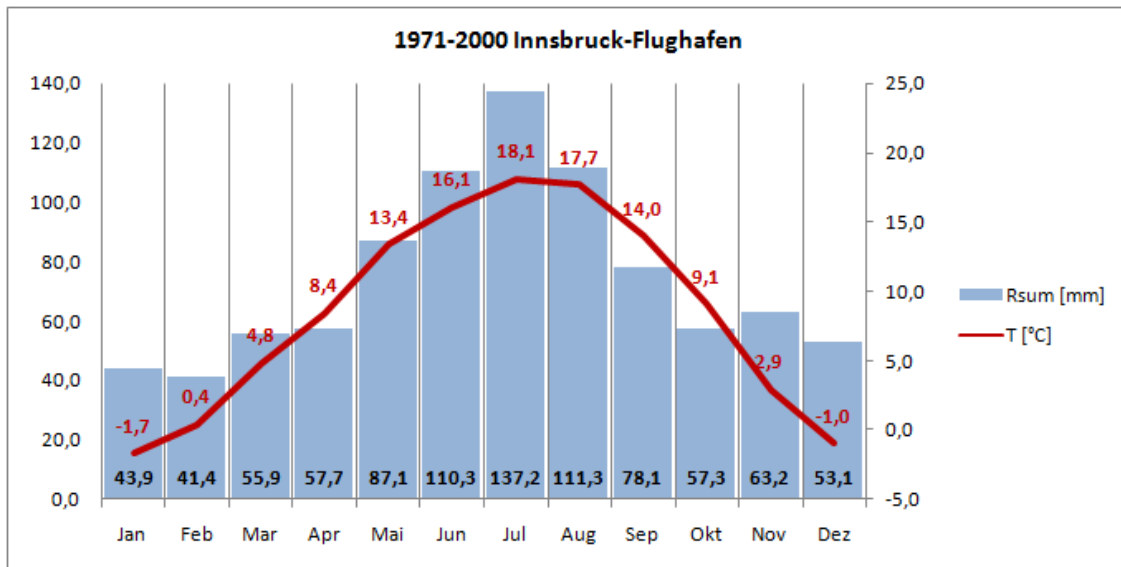


Abbildung 5.3: Klimadiagramm von 11120 „Innsbruck-Flughafen“ für die Periode 1971-2000

Dargestellt ist die mittlere Monatssumme des Niederschlags (Rsum) und die mittlere Tagesmitteltemperatur (T) des jeweiligen Monats.

Die Tagesmitteltemperatur berechnet sich wie folgt:

$(7 \text{ Uhr Mittel} + 19 \text{ Uhr Mittel} + \text{mittl. Maximum} + \text{mittl. Minimum}) / 4$

Quelle: ZAMG, eigene Darstellung

Der mittlere Jahresniederschlag an der Station „Innsbruck-Flughafen“ ist aufgrund der geographischen Lage wesentlich höher als in Wien und beträgt in der Periode 1971-2000, 896 mm. Bei einer durchschnittlichen Tagesmitteltemperatur von nur 8,5 °C ist der Einfluss der größeren Seehöhe deutlich bemerkbar. Das absolute Temperaturmaximum dieser Periode beträgt 37,7 °C und ist damit sogar höher als jenes der Station „Wien Hohe Warte“. Mit -23,8 °C liegt das absolute Minimum allerdings deutlich unter dem der Vergleichsstation. Betrachtet man die Anzahl der Tage mit Schneebedeckung wird der alpine Einfluss am deutlichsten sichtbar. An durchschnittlich 65 Tagen im Jahr verzeichnet die Station eine Schneebedeckung ≥ 1 cm, das sind um 26 Tage mehr als in Wien. Die Anzahl der Tage mit einer Schneehöhe ≥ 20 cm beträgt 12, und ist damit in Innsbruck sogar mehr als doppelt so groß wie bei der Flachlandstation [22, ZAMG].

Bis zum Jahr 2000 war die Standardstartzeit der Radiosonde in „Innsbruck-Flughafen“ 00 Uhr UTC, je nach Wetterlage wurden aber zusätzliche Sondierungen durchgeführt. In den folgenden Jahren variieren die Startzeiten, die Messungen erfolgten aber meistens entweder um 00, 02 oder 03 Uhr UTC. Da aerologische Informationen für Flughäfen von besonderer Bedeutung sind, entsprechen fixe Starttermine nicht immer den Anforderungen der Flugmeteorologie.

5.2 Radiosondenmessungen als Instrument zur Unterscheidung der Niederschlagsart

Für realtime Analysen der Niederschlagsart sind Radiosondenmessungen zwar theoretisch geeignet, allerdings ist die Zeit zwischen den Messungen mit 6 bzw. 12 Stunden zu groß um damit Nowcasting betreiben zu können. Durch die Auswertung der Temperatur- und Feuchteverhältnisse in der Atmosphäre bei Niederschlag, können die Ergebnisse aus Vorhersagemodellen besser und lokaler interpretiert werden.

5.2.1 Verhältnisse von Temperatur und Feuchte in 850 hPa beim Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag

Temperatur- und Feuchteverhältnisse in einem Druckniveau von 850 hPa werden von vielen Wettermodellen berechnet und eignen sich gut zur Vorhersage der Schneefallgrenze. Die **äquivalentpotentielle Temperatur** in 850 hPa wird zur Frontenanalyse verwendet, da sie nicht von Bodeneinflüssen bestimmt wird und somit Luftmassengrenzen sehr deutlich zeigt. Aus diesem Grund ist sie auch ein sehr gängiger Parameter der von den meisten Modellen ausgegeben wird. Sie ist jene Temperatur, die ein Luftpaket hätte, wenn der gesamte in ihm vorhandene Wasserdampf kondensieren würde, und die dabei entstehende Wärme dem Luftpaket zugeführt, und es adiabatisch auf einen Druck von 1000 hPa gebracht würde.

5.2.1.1 Analyse der Verhältnisse bei Schneefall an den Stationen „Wien Hohe Warte“ und „Innsbruck-Flughafen“

In den Tabellen 5.1 und 5.4 sind jeweils Mittelwert, Standardabweichung und Extremwert der Parameter Temperatur, Taupunkt, Feuchttemperatur und äquivalentpotentielle Temperatur aufgelistet. Es wurden nur Radiosondenaufstiege ausgewertet bei denen die Feuchttemperatur am Boden unter 3 °C lag. Wurde an der Station zum Zeitpunkt des Radiosondenstarts Schneefall gemeldet, sind die Maximalwerte der Parameter von Interesse, im Fall von Regen interessieren die Minima.

Anzahl der Fälle mit Schnee („Wien Hohe Warte“): 207

Parameter	Mittelwert [°C]	Standardabweichung [°C]	Maximum [°C]
T_{850}	-7,2	3,7	3,2
$T_d 850$	-8,4	4,0	-0,3
$T_f 850$	-7,5	3,5	1,0
$\Theta_e 850$	11,9	5,4	26,4

Tabelle 5.1: *Temperatur, Taupunkt, Feuchttemperatur und äquivalentpotentielle Temperatur in 850 hPa für „Wien Hohe Warte“*

Stationsmeldung: Schneefall und $T_f < 3 \text{ °C}$

Für die Station „Wien Hohe Warte“ konnten 207 Radiosondenmessungen bei Schneefall ausgewertet werden. Wird vom Beobachter an der Station Schneefall gemeldet, liegt die Temperatur in 850 hPa im Mittel um $-7,2 \text{ °C}$. Allerdings gab es auch den Fall, dass der Niederschlag selbst bei $+3,2 \text{ °C}$ in 850 hPa den Boden in fester Form erreichte. Solch ein Ereignis kann nur durch kältere Luft in den unteren Schichten und damit durch eine Inversionslage erklärt werden. Nimmt man für die Höhe der 850 hPa Schicht den typischen Wert von 1500 m an und rechnet mit feuchtadiabatischer Durchmischung ($0,65 \text{ °C}/100 \text{ m}$), so würde die Temperatur an der 202 m hoch gelegenen Station ca. 12 °C betragen. Eine Temperatur, bei der unmöglich Schneefall auftreten kann.

Der Extremwert von T_f stammt von einem Niederschlagsereignis am 3. 1. 1997. Die Temperatur in 850 hPa betrug an diesem Tag $2,2 \text{ °C}$, die tatsächlich an der Station gemessene lediglich $-3,6 \text{ °C}$, woraus man auch in diesem Fall auf eine sehr ausgeprägte Inversion (siehe Abbildung 5.4) schließen kann.

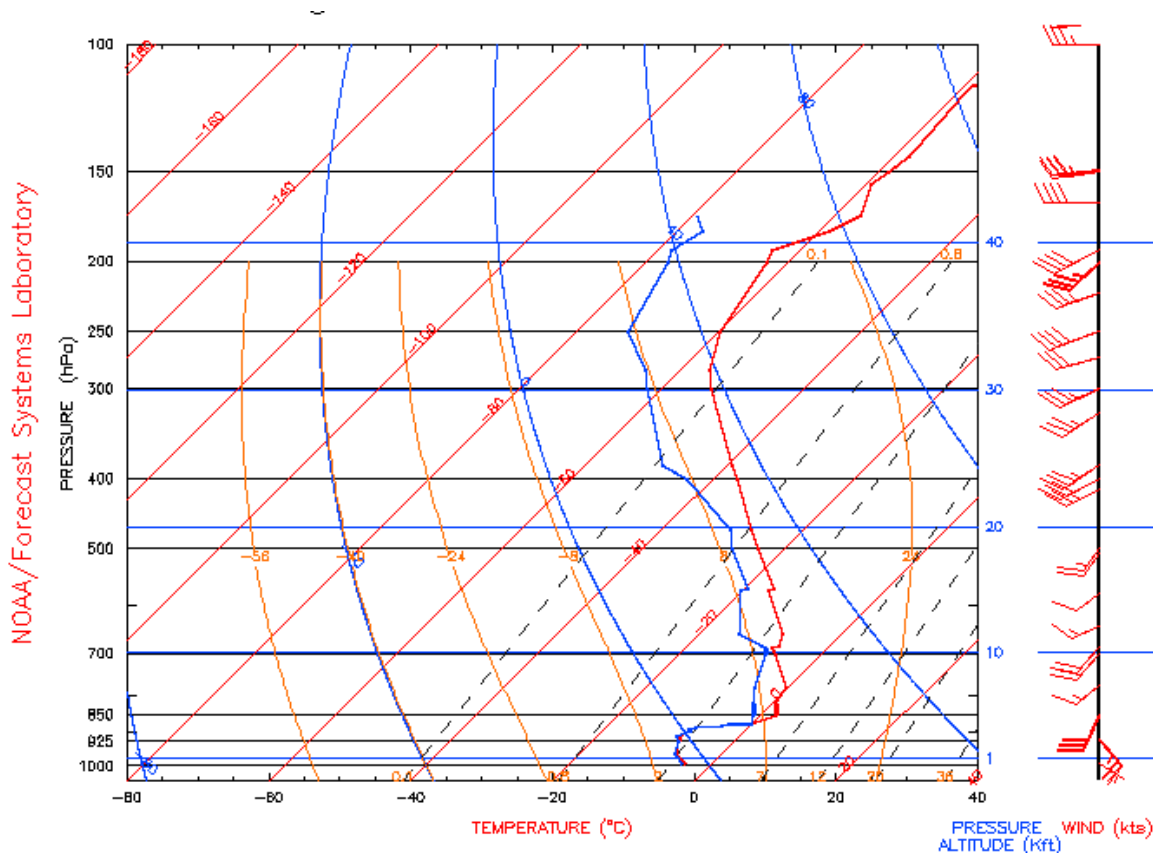


Abbildung 5.4: Skew-T Diagramm des Radiosondenaufstiegs vom 3.1.1997 an der Station „Wien Hohe Warte“.

Quelle: NOAA [16]

Da es in dieser Untersuchung um Möglichkeiten zur Detektierung der Schneefallgrenze geht, wurden zur Auswertung nur Fälle herangezogen bei denen es sich mit großer Sicherheit um Niederschlag aus Mischwolken handelte. Aus diesem Grund wurden Radiosondenaufstiege bei denen zeitgleich Schneegriesel an der Station verzeichnet wurde nicht zur Untersuchung verwendet. Schneegriesel tritt meist in Verbindung mit Hochnebel bzw. Stratus auf. Stratus zählt eigentlich zu den reinen Wasserwolken, allerdings können sich bei entsprechend tiefen Temperaturen auch ohne Sublimation Niederschlagspartikel bilden, so genannte Schneegriesel. Schneegriesel sind undurchsichtige, weiße Körner von schneeähnlicher Struktur und fallen im allgemeinen als schwacher Niederschlag von kurzer Dauer [4, DWD, 1987]. Liegt die Obergrenze der Inversion unter der Schicht von 850hPa, ergeben sich sehr hohe Maxima bei denen fester Niederschlag an der Station verzeichnet wird. Die eigentliche Niederschlagsentstehung findet aber unterhalb dieser Schicht, in der viel kälteren Stratusbewölkung statt. Betrachtet man die Zeitreihen, so hat es den Anschein, dass es für den Beobachter nicht immer leicht ist zwischen Schnee-

griesel und leichtem Schneefall zu unterscheiden. In den Meldungen zeigt sich das durch einen oft stündlichen Wechsel der Schlüsselzahlen 77 (Schneegriesel) und 70 (leichter Schneefall mit Unterbrechung). Im Regelfall ist eine Gleichzeitigkeit von Wolken die Schneefall erzeugen und einer Stratusdecke aus der Schneegriesel fällt nur sehr selten, und dann nur für kurze Zeit gegeben.

Die typische Wetterlage bei der es trotz relativ hoher Temperaturen in 850 hPa noch zu Schneefall am Boden kommen kann, ist die Warmfront. Wenn die Kaltluft am Boden sehr mächtig ist, so benötigt die wärmere Luftmasse manchmal Stunden um einen Luftmassenwechsel am Boden zu vollführen. Je nachdem ob der Niederschlag schon geschmolzen ist wenn er in die kältere Luft der Inversion fällt oder nicht, kommt es zu gefrierendem Regen bzw. Eiskörnern, oder zu Schneefall. Der Anstieg der Schneefallgrenze erfolgt bei Warmfronten oft sehr plötzlich und vor allem sprunghaft. Vollzieht sich schlussendlich der Luftmassenwechsel auch am Boden, so steigt die Schneefallgrenze oft über 1000 m an, nämlich bis zur Schmelzgrenze der warmen Luftmasse.

Anzahl der Fälle mit Schnee („Innsbruck-Flughafen“): 111

Parameter	Mittelwert [°C]	Standardabweichung [°C]	Maximum [°C]
T_{850}	-6,7	3,2	0,4
$T_d 850$	-8,1	3,4	-1,3
$T_f 850$	-7,1	3,1	-0,9
$\Theta_e 850$	12,5	4,9	25,3

Tabelle 5.2: Temperatur, Taupunkt, Feuchttemperatur und äquivalentpotentielle Temperatur in 850 hPa für „Innsbruck-Flughafen“
 Stationsmeldung: Schneefall und $T_f < 3 \text{ °C}$

Die höchste in Innsbruck, im Zeitraum 1998 bis 2006, bei Schneefall gemessene Temperatur in 850 hPa beträgt 0,4 °C (14.01.2003). Nimmt man nun einen feuchtadiabatischen Temperaturgradienten und eine Höhe der 850 hPa Schicht von 1500 m an, so ergibt das rechnerisch für die Stationstemperatur einen Wert von 6,4 °C. Tatsächlich betrug die gemessene Temperatur an diesem Tag lediglich -3,2 °C, und die beobachtete Wettererscheinung war leichter Schneefall ohne Unterbrechung. Auch in diesem Fall besteht eine Inversion bis ca. 870 hPa und darüber, in 700 hPa, befindet sich die Frontfläche einer Warmfront, die für den Schneefall verantwortlich ist (siehe Abbildung 5.5).

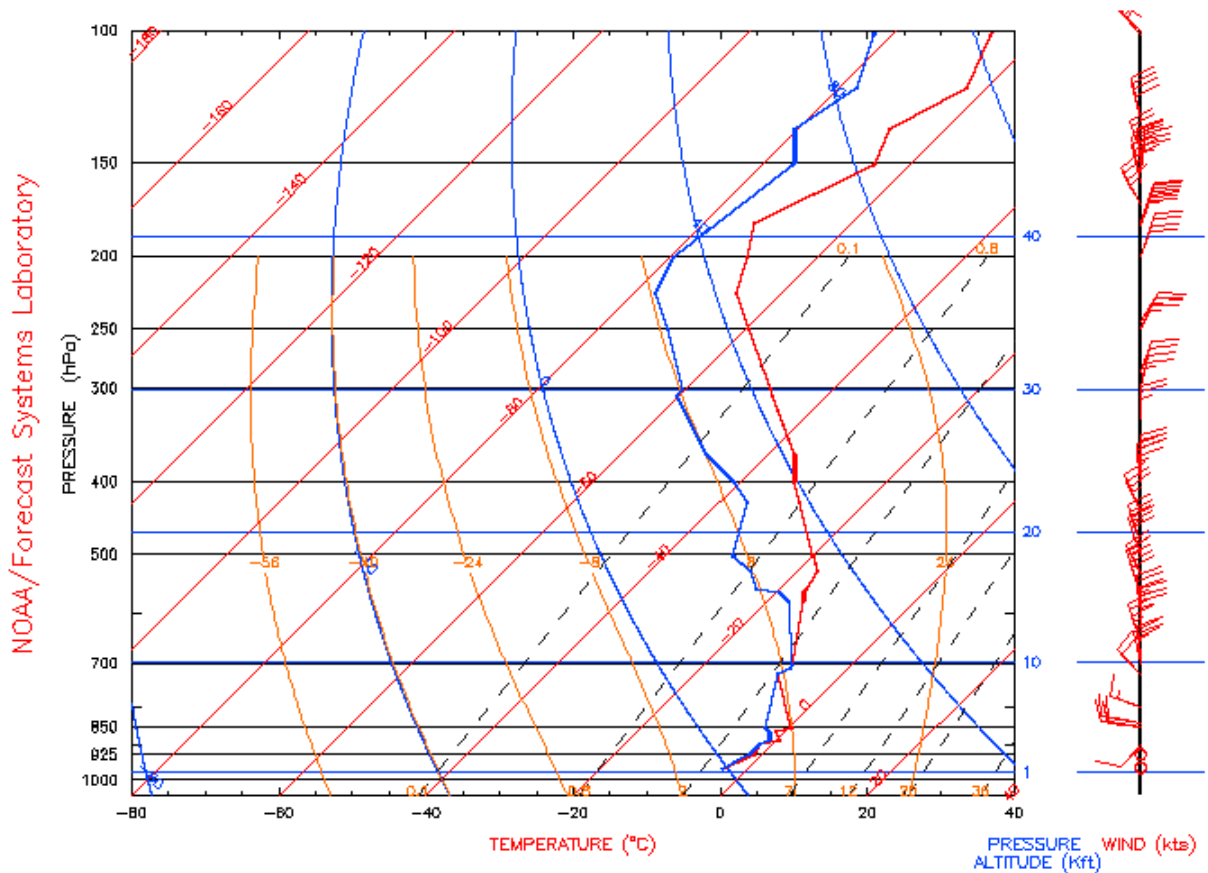


Abbildung 5.5: Skew-T Diagramm eines Radiosondenaufstiegs vom 14.01.2003 an der Station „Innsbruck-Flughafen“. Klar erkennbar die Frontfläche einer Warmfront unterhalb von ca. 700 hPa. Darüber, in ca. 550 hPa, eine Absinkinversion.
 Quelle: NOAA [16]

5.2.1.2 Vergleich der Messergebnisse beider Stationen bei Schneefall - Bedeutung der Inversion

Vergleicht man die Ergebnisse für Innsbruck mit denen von Wien, so erhält man zwei wesentliche Unterschiede. Einerseits liegt der Mittelwert der verschiedenen Temperaturen in Innsbruck um ca. 0,5 °C über dem von Wien, die Maxima der Werte in 850 hPa bei denen noch Schneefall am Boden beobachtet wurde, sind allerdings zum Teil deutlich geringer als an der Vergleichsstation, nämlich um bis zu 3 °C. Die Station „Innsbruck-Flughafen“ liegt mit 570 m Seehöhe ca. 370 m höher als jene in Wien. Da höhere Temperaturen in 850 hPa auch eine höhere Schneefallgrenze bedingen, würde man annehmen, dass es in Innsbruck bei höheren Temperaturen in dieser Schicht noch schneien kann. Diese Annahme findet man im Mittelwert der Temperatur bestätigt. Aufgrund der größeren Seehöhe schneit es in

Innsbruck im Mittel bei wärmeren Bedingungen in der Höhe als in Wien. Die Betrachtung der Extremwerte liefert aber ein anderes Bild. Die maximale Temperatur in 850 hPa bei der es am Boden noch geschneit hat liegt nämlich im betrachteten Zeitraum in Innsbruck tiefer, als jene in Wien.

Dieses, im Vergleich zu Wien, niedrigere Maximum kann man durch unterschiedlich hohe Inversionsobergrenzen erklären. Die maximale Temperatur eines Radiosondenaufstieges bei einer Inversion erhält man genau an deren Obergrenze, am Beginn der Abkühlung in der freien Atmosphäre. Niedrigere Werte misst man somit jeweils unterhalb und oberhalb der Inversionsobergrenze. Das heißt, man erhält niedrigere Messwerte der 850 hPa Schicht, wenn sie unterhalb, bzw. oberhalb dieser Grenze liegt, als bei Messungen bei denen die Inversion nahe der 850 hPa Schicht endet. Die Mächtigkeit der Inversionsschicht hängt von der Wetterlage, aber in großem Maße auch von den orographischen Bedingungen ab. Man unterscheidet grundsätzlich drei Arten von Inversionen [9, Helbig, 1999]:

Strahlungsinversion: Negative Strahlungsbilanz führt besonders in wolkenlosen Nächten zu einer Abkühlung der Atmosphäre vom Boden her. Anfangs ist davon nur eine sehr dünne Schicht betroffen, allerdings greift der Energietransport von der Atmosphäre zum Erdboden im Lauf der Nacht auch auf höhere Luftschichten über. Die maximale Höhe wird bei Sonnenaufgang erreicht und kann einige 100 Meter betragen. Sobald die Sonne beginnt den Erdboden zu erwärmen dreht sich der Energiefluss um, und die Inversion wird vom Boden her aufgelöst.

Absinkinversion: In Hochdruckgebieten verursachen großräumige dynamische Prozesse das großräumige Absinken von Luftschichten. Dabei kommt es zu einer adiabatischen Erwärmung der Luft, wodurch sich Inversionen ausbilden. Dieser Prozess beginnt meist in größerer Höhe, allerdings können die Inversionen auch bis zur Obergrenze der planetaren Grenzschicht gelangen, oder mit einer Bodeninversion zusammen wachsen.

Advektionsinversion: Durch die Advektion unterschiedlich temperierter Luftmassen und deren Verlagerung relativ zueinander, können zum Teil sehr mächtige Inversionen entstehen. Meist handelt es sich um advehierte Höhenwarmluft die sich über bodennahe Kaltluft schiebt.

Oftmals existieren auch mehrere Inversionen unterschiedlichen Typs gleichzeitig und übereinander. Aufgrund der besonderen Orographie können besonders Strah-

lungsinversionen in Tallagen sehr mächtig werden und oft bis zum Kammniveau reichen. Aber auch bei Advektionsinversionen liegt die Obergrenze der Inversion meist höher als im Flachland, da die stark strukturierte Topographie die Erosion der bodennahen Kaltluft verhindert.

Aus diesen Betrachtungen kann man ableiten, dass die Obergrenze der Inversion in Innsbruck im Mittel höher liegt als in Wien, und damit meist über der 850 hPa Schicht. Daraus folgt weiters, dass die Temperatur dieser Schicht über Innsbruck niedriger ist, als jene über Wien, wo die Obergrenze der Inversion, und damit die höchsten Temperaturen, viel näher bei 850 hPa liegen. Dieser Ansatz erklärt den Umstand, dass die maximale Temperatur in 850 hPa, bei der es am Boden noch geschneit hat, in Wien höher lag als in Innsbruck. Um diese Hypothese abzusichern wäre es notwendig eine Klimatologie der Inversionsobergrenze an den beiden Stationen zu erstellen.

Bei der Prognose ist daher immer die Schichtung der Atmosphäre im Auge zu behalten. Bei ausgeprägten Inversionen sind Temperatur und Feuchte in 850 hPa sicherlich nicht die besten Prädiktoren zur Vorhersage der Schneefallgrenze. Ein Blick auf die Inversionsschicht kann dagegen wichtige Anhaltspunkte liefern. Es existieren oftmals zwei Nullgradgrenzen, eine unterhalb der Inversionsschicht und eine darüber. Für den Prognostiker gilt es daher abzuschätzen, ob diese Schicht zwischen den beiden Nullgradgrenzen ein Schmelzen der Hydrometeore verursachen kann. Fallen nämlich die Niederschlagspartikel in flüssiger Form in die Schicht unterhalb der Inversion, so besteht je nach Temperatur die Gefahr von gefrierendem Regen und damit verbundener Glatteisbildung. Ist die kalte Schicht sehr mächtig, kann es zur Bildung von Eiskörnern kommen, wobei diese oft gemeinsam mit gefrierendem Regen auftreten, da kleinere Tröpfchen schneller gefrieren als große. Weiters gilt es abzuschätzen wie lange die Inversion bestehen bleibt bzw. wie lange sie mächtig genug ist, um Schneefall bis zum Boden zu ermöglichen.

5.2.1.3 Analyse der Verhältnisse bei Regen an den beiden Stationen

Die Anzahl der untersuchten Radiosondenaufstiege mit einer gleichzeitigen Wettermeldung über flüssigen Niederschlag ist geringer als jene bei Schneefall. Grund dafür ist die getroffene Einschränkung auf Ereignisse, bei denen die Feuchttemperatur am Boden zum Zeitpunkt der Sondierung unter +3 °C lag. Dieser Grenzwert wurde eingeführt, damit nur die Fälle untersucht werden, an denen es potentiell auch am Boden hätte schneien können. Ebenso wurden Fälle mit Mischnie-

erschlag herausgefiltert, da es sich hierbei um eine Übergangsform handelt, die meist nicht lange bestehen bleibt. Außerdem ist die Anzahl der Radiosondenaufstiege mit gleichzeitigem Auftreten von Schneeregen an der Station zu gering um diese Fälle gesondert betrachten zu können. Im Fall von flüssigem Niederschlag sind besonders die Minimumtemperaturen bei denen es noch geregnet hat von Interesse.

Anzahl der Fälle mit Regen („Wien Hohe Warte“): 78

Parameter	Mittelwert [°C]	Standardabweichung [°C]	Minimum [°C]
T_{850}	-1,5	2,9	-6,7
$T_d 850$	-2,6	2,8	-9,0
$T_f 850$	-1,9	2,7	-7,1
$\Theta_e 850$	21,1	4,9	12,3

Tabelle 5.3: *Temperatur, Taupunkt, Feuchttemperatur und äquivalentpotentielle Temperatur in 850 hPa für „Wien Hohe Warte“*
Stationsmeldung: Regen und $T_f < 3$ °C

Aus den 78 Fällen die für die Station „Wien Hohe Warte“ ausgewertet wurden ergibt sich für die Temperatur in 850 hPa ein Mittelwert von -1,5 °C. Dieser Wert erscheint sehr niedrig, wenn man bedenkt, dass es sich ausschließlich um Ereignisse mit flüssigem Niederschlag handelt. Das lässt sich dadurch erklären, dass bei dieser Auswertung, wie weiter oben ausgeführt, nur sehr „kalte“ Regenfälle untersucht wurden. Aus diesem Grund liegt das Hauptinteresse in der Analyse der Extremwerte und nicht in jener der Mittelwerte.

Die tiefste Temperatur in 850 hPa bei der flüssiger Niederschlag den Boden erreichte lag in Wien am 21.11.2005 bei -6,7 °C, die 2 m-Temperatur betrug zu diesem Zeitpunkt 2,7 °C, das entspricht in guter Näherung einem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten. Eine Stunde davor wurde Schneeregen gemeldet, und drei Stunden später Schneefall. Österreich befand sich dabei an der Rückseite eines mächtigen Trops der sich von Finnland bis nach Griechenland erstreckte. Ein Tief, mit seinem Zentrum über Rumänien, begann zu dieser Zeit abzutropfen, wobei sich ein kleiner Seitentrog von Norden über Österreich hinweg bewegte und im Lauf des Tages Abkühlung und etwas Niederschlag brachte.

Anzahl der Fälle mit Regen („Innsbruck-Flughafen“): 34

Parameter	Mittelwert [°C]	Standardabweichung [°C]	Minimum [°C]
T_{850}	-1,1	2,2	-3,9
$T_d 850$	-2,4	1,7	-6,0
$T_f 850$	-1,6	1,8	-4,6
$\Theta_e 850$	21,6	3,3	16,3

Tabelle 5.4: *Temperatur, Taupunkt, Feuchttemperatur und äquivalentpotentielle Temperatur in 850 hPa für „Innsbruck-Flughafen“*
Stationsmeldung: Regen und $T_f < 3$ °C

Für die Station „Innsbruck-Flughafen“ standen 34 Radiosondenmessungen zur Verfügung an denen die Feuchttemperatur in 2 m Höhe weniger als +3 °C betrug und gleichzeitig Regen an der Station beobachtet wurde. Am 11.4.2006 betrug die Bodentemperatur bei Regen 2,6 °C in 850 hPa wurden zur selben Zeit lediglich -3,9 °C gemessen, und damit die tiefste Temperatur bei der, in der untersuchten Periode, flüssiger Niederschlag den Boden erreichte. Abbildung 5.6 zeigt den zugehörigen Radiosondenaufstieg eingetragen in einem Skew-T Diagramm.

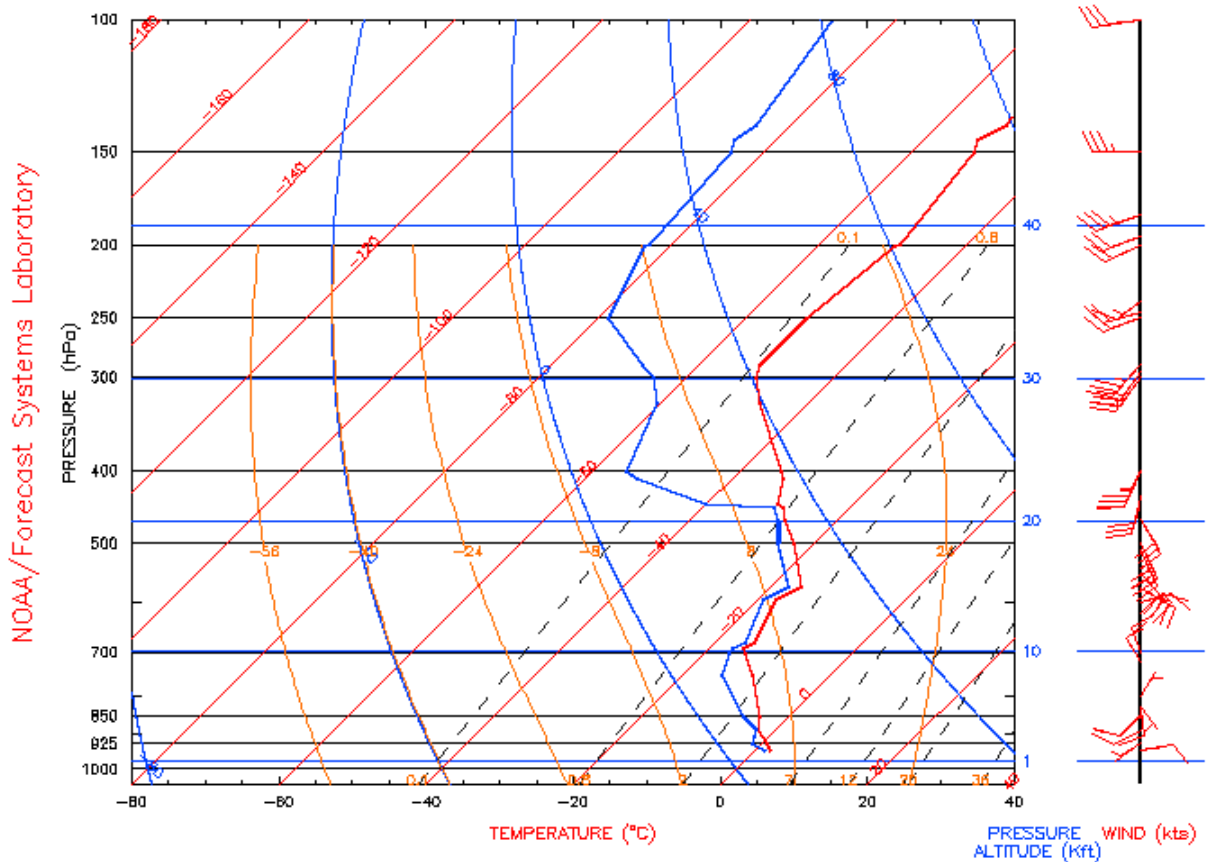


Abbildung 5.6: Skew-T Diagramm eines Radiosondenaufstiegs mit Regen am Boden an der Station „Innsbruck-Flughafen vom“ 11.04.2006 um 02 UTC.

In der untersten Schicht, vom Boden bis ca. 900 hPa, zeigt sich ein annähernd trockenisentropen Temperaturgradient. Von dort bis 700 hPa folgt die Temperaturabnahme ungefähr einem feuchtisentropen Gradienten. In 700 und 600 hPa findet man zwei Frontflächen die zu einer Kaltfront gehören, welche die Station von Westen überquerte. Der Frontdurchgang am Boden ist zu diesem Zeitpunkt bereits erfolgt.

Bei Regen zeigt sich, dass die Minima in Innsbruck höher lagen als in Wien, es also wärmer war. Die Mittelwerte, obwohl nicht sehr aussagekräftig, ähneln dagegen den Ergebnissen der Flachlandstation. Bei allen betrachteten Parametern liegt das Minimum in Innsbruck um ca. 3 °C über dem von Wien, was sich durch die höhere Lage der Station „Innsbruck-Flughafen“ (370 m über der Seehöhe von „Wien Hohe Warte“) erklären lässt. Das bedeutet, Luft die in Wien feuchtadiabatisch von 850 hPa auf Stationsniveau gebracht wird erwärmt sich um ca. 8,5 °C, in Innsbruck allerdings nur um ca. 6 °C. Aus diesem Grund muss die Temperatur in 850 hPa über Innsbruck höher sein, damit die Hydrometeore schmelzen und als Regen an der

Station ankommen.

5.2.2 Analyse verschiedener Schichtdicken

Der physikalische Hintergrund zur Verwendung von Schichtdicken wurden weiter oben in Kapitel 4.3 genauer beschrieben. Von den sechs untersuchten Schichten wird jene zwischen 1000 und 500 hPa am häufigsten zur Vorhersage der Niederschlagsart verwendet. Die anderen stehen meist nicht als direktes Modellergebnis zur Verfügung, werden aber trotzdem in dieser Arbeit auf ihre Relevanz für die Vorhersage der Schneefallgrenze untersucht. Berechnet wurden der Mittelwert, die Standardabweichung und bei Schnee die Maxima der aufgetretenen Schichtdicken, bei Regen die Minima. Auch in dieser Analyse wurden nur Fälle betrachtet bei denen die Feuchttemperatur am Boden zum Zeitpunkt des Radiosondenstarts unter 3 °C lag.

Anzahl der Fälle mit Schneefall („Wien Hohe Warte“): 207

Parameter	Mittelwert	mittlere \overline{T}_v	Standardabweichung	Maximum	maximale \overline{T}_v
1000-500	5267 m	-13,7 °C	70 m	5476 m	-3,4 °C
1000-700	2777 m	-7,3 °C	31 m	2851 m	-0,3 °C
1000-850	1279 m	-4,5 °C	13 m	1309 m	1,8 °C
925-500	4650 m	-15,1 °C	68 m	4870 m	-2,9 °C
925-700	2160 m	-8,6 °C	28 m	2226 m	-0,5 °C
850-700	1498 m	-9,7 °C	23 m	1548 m	-1,0 °C

Anzahl der Fälle mit Schneefall („Innsbruck-Flughafen“): 111

Parameter	Mittelwert	mittlere \overline{T}_v	Standardabweichung	Maximum	maximale \overline{T}_v
1000-500	5252 m	-14,5 °C	67 m	5417 m	-6,3 °C
1000-700	2778 m	-7,2 °C	31 m	2855 m	0,1 °C
1000-850	1285 m	-3,2 °C	14 m	1314 m	2,9 °C
925-500	4633 m	-16,0 °C	65 m	4791 m	-7,3 °C
925-700	2159 m	-8,7 °C	26 m	2229 m	-0,1 °C
850-700	1493 m	-10,6 °C	20 m	1547 m	-1,1 °C

Tabelle 5.5: Schichtdicken und die mittlere virtuelle Temperatur der Schicht bei Schneefall an der Station und $T_f < 3$ °C

Die Mittelwerte der untersuchten Fälle in „Wien Hohe Warte“ bzw. „Innsbruck-Flughafen“ sind bei der Station in Wien, abgesehen von der Schicht 1000-850 hPa, durchwegs größer als in Innsbruck. Je dicker eine Schicht ist, desto größer ist im Allgemeinen der Unterschied. Im Mittel ist die Schicht 1000-500 bzw. 925-500 hPa über Innsbruck um 15 bzw. um 17 m dünner als jene über Wien. Wohingegen die

dünnere Schichten wie 1000-700 oder 850-700 hPa nur einen Unterschied von 1 bzw. 5 m aufweisen. Einzig die mittlere Dicke zwischen 1000 und 850 hPa ist über Wien um 6 m geringer als über der Vergleichsstation.

Ein ähnliches Bild zeigt sich bei der Betrachtung der Standardabweichung der Schichten. Sie ist in Wien durchwegs größer als in Innsbruck, in einem Fall gleich groß. Die Variation der Mächtigkeiten, und damit die Standardabweichungen, ist wiederum umso größer, je dicker eine Schicht ist. Die maximalen Schichtdicken bei denen es noch geschneit hat, sind in Wien zum Teil markant größer als in Innsbruck. So ist das Maximum der Schicht 925-500 hPa über der Station „Wien Hohe Warte“ um 79 m größer als jenes über „Innsbruck-Flughafen“. Den geringsten Unterschied findet man in der Schicht 850-700 hPa, hier beträgt das Maximum in Innsbruck 1547 m und damit um 1 m weniger als in Wien. Obwohl die größten Abweichungen wieder bei den dickeren Schichten liegen, ist der geringste Unterschied nicht bei der dünnsten Schicht (1000-850 hPa), sondern bei der mit dem höchsten Ausgangsniveau (850-700 hPa) zu finden.

Es zeigt sich also, dass die Schichtdicken in Wien bei Schneefall im Allgemeinen größer sind, als in Innsbruck. Eine Erklärung dafür ist sicher der Einfluss der Druckreduktion. Aufgrund der Seehöhe von Innsbruck liegt die 1000 hPa Schicht immer unter dem Stationsniveau weshalb ihre Höhe nur durch Druckreduktion berechnet werden kann. Bei der Reduktion des Luftdrucks auf 1000 hPa wird zum Druck am Beobachtungsort der Druck der Luftschicht zwischen Beobachtungsort und 1000 hPa addiert. Der Druckbeitrag einer Luftschicht ist einerseits abhängig von der Seehöhe eines Ortes, andererseits von der mittleren Dichte der Luftschicht und damit von Temperatur und Wasserdampfgehalt. Bei Stationen über dem 1000 hPa Niveau existiert diese Luftschicht natürlich nicht und es handelt sich um eine gedachte Luftmenge über deren Dichte gewisse Annahmen gemacht werden müssen. In der Praxis ermittelt man die Mitteltemperatur der fiktiven Luftschicht indem man von der Hüttentemperatur ausgeht und eine Temperaturzunahme nach unten von $0,65^\circ/100$ m ansetzt. Durch diese Annahme kann es zu erheblichen Reduktionsfehlern kommen. Eine Talstation die nachts in einem Kaltluftsee liegt berechnet so einen wesentlich höheren Luftdruck, als eine gleich hoch gelegene Hangstation mit höheren Temperaturen aber gleichem Stationsdruck [4, DWD, 1987].

Aus eben diesem Grund ist anzunehmen, dass die Höhe der 1000 hPa Schicht in Innsbruck oft zu hoch angegeben wird weshalb auch geringere Mächtigkeiten der Schichtdicken berechnet werden als in Wien.

Anzahl der Fälle mit Schneefall („Wien Hohe Warte“): 79

Parameter	Mittelwert	mittlere \overline{T}_v	Standardabweichung	Minimum	maximale \overline{T}_v
1000-500	5361 m	-9,1 °C	56 m	5211 m	-16,5 °C
1000-700	2832 m	-2,1 °C	24 m	2780 m	-7,1 °C
1000-850	1305 m	1,0 °C	9 m	1291 m	-2,0 °C
925-500	4733 m	-10,5 °C	56 m	4586 m	-18,6 °C
925-700	2204 m	-3,2 °C	23 m	2155 m	-9,2 °C
850-700	1527 m	-1,1 °C	18 m	1487 m	-11,7 °C

Anzahl der Fälle mit Schneefall („Innsbruck-Flughafen“): 34

Parameter	Mittelwert	mittlere \overline{T}_v	Standardabweichung	Minimum	maximale \overline{T}_v
1000-500	5364 m	-9,0 °C	45 m	5291 m	-12,5 °C
1000-700	2836 m	-1,7 °C	19 m	2803 m	-4,9 °C
1000-850	1310 m	2,0 °C	5 m	1300 m	-0,1 °C
925-500	4732 m	-10,5 °C	46 m	4656 m	-14,8 °C
925-700	2205 m	-3,1 °C	18 m	2176 m	-6,6 °C
850-700	1526 m	-4,8 °C	15 m	1503 m	-8,9 °C

Tabelle 5.6: Schichtdicken und die mittlere virtuelle Temperatur der Schicht bei Regen an der Station und $T_f < 3$ °C

Wie bereits in Kapitel 5.2.1 beschrieben, erklärt sich die geringe Anzahl an Ereignissen mit Regen aus der Beschränkung auf Messungen mit einer Feuchttemperatur am Boden kleiner oder gleich 3 °C. Wie auch bei der Betrachtung von Temperatur und Feuchteverhältnissen ist aufgrund dieser Beschränkung der Mittelwert nur bedingt aussagekräftig, und spiegelt keinesfalls die Verhältnisse bei Regen im Allgemeinen wider. Aufgrund der häufigeren Radiosondenaufstiege und der um zwei Jahre längeren Messreihe liegen für Wien 79 Fälle vor, für Innsbruck nur 34. Hauptaugenmerk liegt auf den Minima der Schichtdicken bei denen der Niederschlag den Boden noch in flüssiger Form erreicht hat. Es zeigt sich, dass diese in Wien bei allen betrachteten Schichten niedriger sind als in Innsbruck. So beträgt die geringste Dicke der Schicht zwischen 1000-500 hPa in Innsbruck 5291 m, und ist damit um 80 m dicker als jene in Wien. Die stärksten Unterschiede in den Extremwerten zeigen sich, wie auch bei den Fällen mit Schnee, bei den Schichten mit den größten Schichtdicken. Bei den dünnen Schichten wie zum Beispiel 850-700 hPa oder 1000-850 hPa beträgt die Differenz lediglich 16 bzw. 9 m. Auffallend ist weiter, dass die Standardabweichung der Schichtdicken in Wien deutlich größer ist als in Innsbruck, obwohl der Unterschied in den Mittelwerten sehr gering ist, und die Minima an der Flachlandstation tiefer liegen.

Um abschätzen zu können, welche der betrachteten Parameter zur Vorhersage der Niederschlagsart geeignet sind, ist die Analyse der Mittel- und Extremwerte

nicht ausreichend. Daher wurden Klassen gebildet um genauer zu sehen, bei welchen Schichtdicken sich der Übergang von Schnee auf Regen vollzieht. Die Klassen wurden so gewählt, dass besonders im kritischen Bereich des Übergangs mindestens 10 Fälle je Klasse vorliegen. Zur besseren Übersicht sind bei einigen Grafiken die Extremwerte nicht enthalten. Die auf der Abszisse aufgetragenen Zahlen geben immer die Untergrenze der jeweiligen Klasse an. Da sich in manchen Klassen, besonders in den Randbereichen, sehr wenige Fälle befinden, wurden die Auswertungen zwar in Prozent dargestellt aber zusätzlich ist auch die Anzahl der Fälle in der jeweiligen Klasse angegeben.



Abbildung 5.7: Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 1000 und 500 hPa je Niederschlagsart. Bei der Beschriftung der Abszisse handelt es sich jeweils um die Untergrenze des Intervalls (z.B. 1. Klasse 5050-5099 m).

Die Schicht zwischen 1000 und 500 hPa ist die mächtigste aller untersuchten

Schichten. Aufgrund der großen Streubreite wurde eine Klassengröße von 50 m gewählt, wobei der Unterschied zwischen größtem und kleinstem Wert mehr als 400 m beträgt. Es zeigt sich, dass in Wien bei geringeren Schichtdicken noch Regen an der Station beobachtet wurde als in Innsbruck. In der Klasse von 5300 bis 5350 m steigt die Anzahl der Regenmeldungen deutlich, wobei immer noch die Ereignisse mit Schneefall überwiegen. Erst in der nächsten Klasse überwiegen die Fälle mit Regen. Ab 5400 m Schichtdicke tritt praktisch kein Schneefall mehr auf. Im Vergleich zu Innsbruck vollzieht sich der Übergang von Regen zu Schnee etwas schärfer, nämlich zwischen 5350 und 5400 m. In Innsbruck ist der Bereich mit annähernd gleich vielen Fällen mit Regen bzw. Schnee größer, und liegt zwischen 5300 und 5400 m. Weiters fällt auf, dass es an der Talstation viel seltener vorkam, dass Regen auch bei geringen Schichtdicken an der Station beobachtet wurde. Der Übergang von Schnee zu Regen vollzieht sich aber bei beiden Stationen in einem Bereich zwischen 5350 und 5400 m. Darunter muss mit Schnee, darüber mit Regen gerechnet werden.

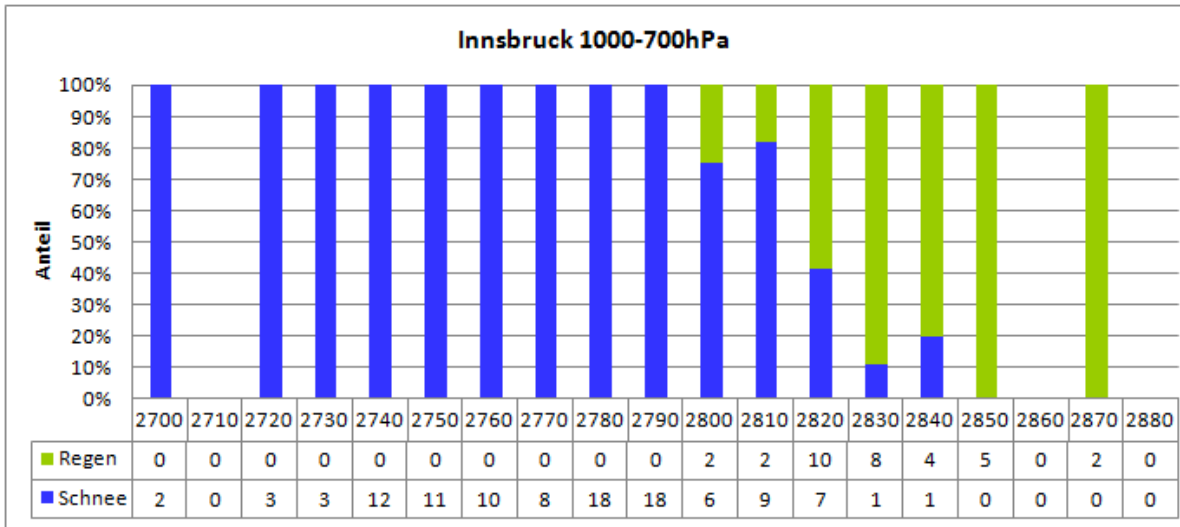
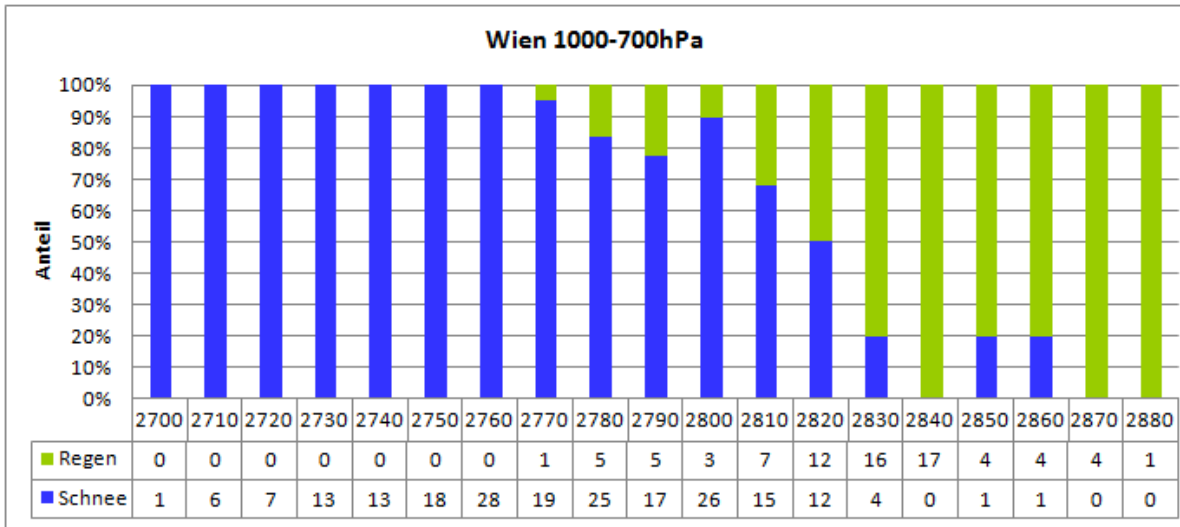


Abbildung 5.8: Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 1000 und 700 hPa je Niederschlagsart

Die Anzahl der Ereignisse erlaubt eine Klassengröße von nur 10 m, wodurch der Übergang von Regen auf Schnee sehr klar ersichtlich ist. Wie weiter oben besprochen, tritt in Wien, verglichen mit Innsbruck, bei geringeren Schichtdicken am Boden noch Regen auf. Lag die Dicke dieser Schicht (1000-700 hPa) zwischen 2820 und 2830 m, so wurde an der Station in Wien gleich oft Regen wie Schnee beobachtet, in Innsbruck etwas öfter Regen. Der Übergang zwischen den beiden Niederschlagsformen vollzieht sich bei beiden Stationen in diesem Intervall, in Wien allerdings fließender als in Innsbruck. Für die alpine Station gilt, dass bei Schichtdicken größer als 2830 m mit Regen zu rechnen ist, bei Dicken unter 2820 m mit Schneefall. Im Flachland ist die Grenze nach unten hin nicht so scharf definiert, so gilt, wie in Innsbruck, dass ab einer Mächtigkeit der Schicht von mehr als 2830 m

Regen erwartet werden muss. Schneefall ist in Wien allerdings erst bei geringeren Dicken als 2810 m deutlich wahrscheinlicher als Regen.

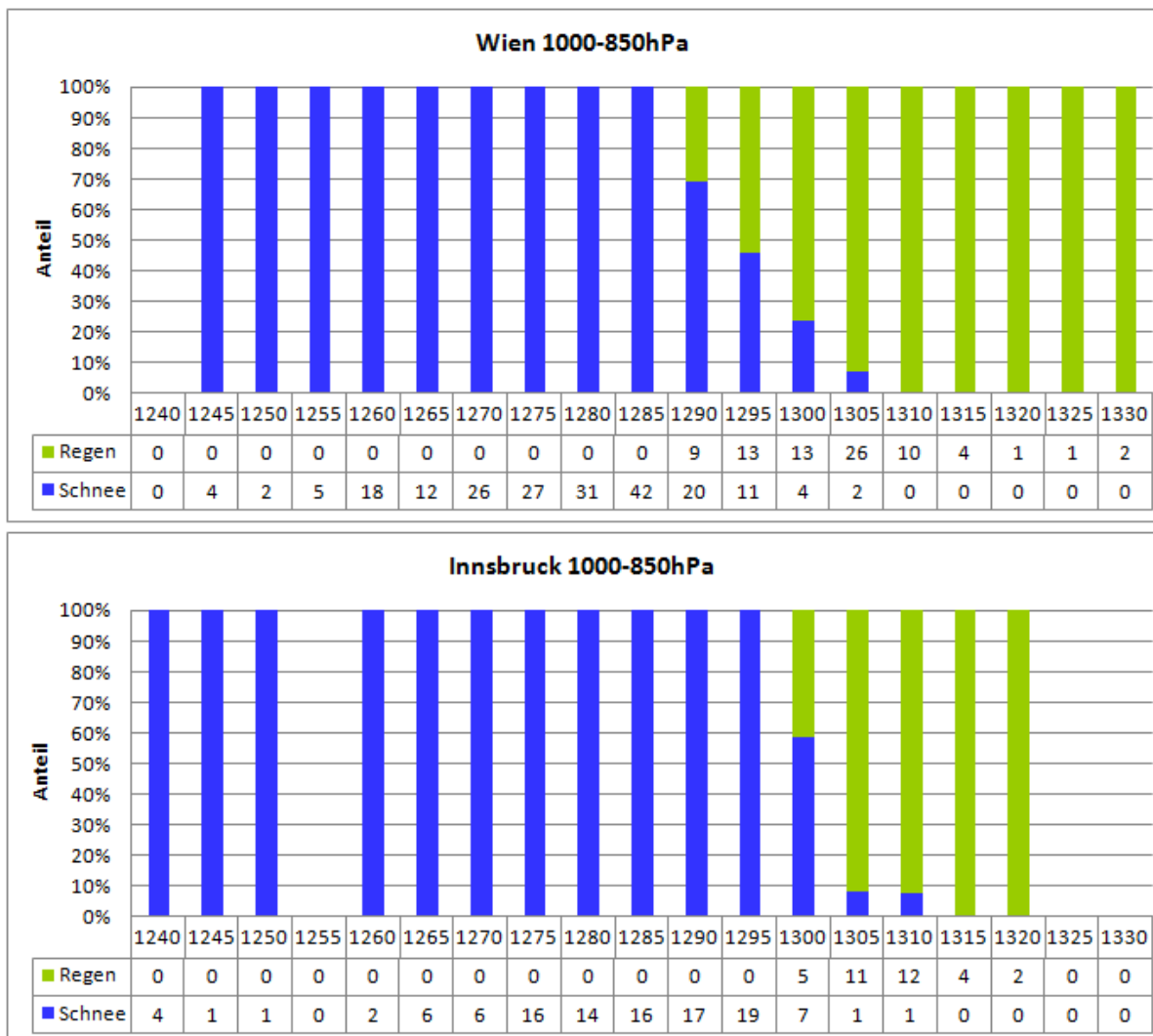


Abbildung 5.9: Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 1000 und 850 hPa je Niederschlagsart

Betrachtet man die Schicht mit der geringsten Mächtigkeit, so zeigt sich (trotz der mit 5 m sehr feinen Klassenunterteilung) bei beiden Stationen eine sehr geringe Streuung. Die Minima beider Stationen bei denen es noch geregnet hat, liegen nur 9 m auseinander: in Wien beträgt es 1291 m in Innsbruck 1300. In der Klasse von 1290 bis 1295 m zählt man in Wien ca. halb so viele Fälle mit Regen wie solche mit Schnee. Eine Klasse darüber überwiegt die Anzahl der Ereignisse mit Regen. Beträgt die Dicke der Schicht zwischen 1000 und 850 hPa 1295 bis 1300 m, so ist Regen am Boden gleich wahrscheinlich wie Schnee, eine Klasse darunter beträgt die Wahrscheinlichkeit für Regen immer noch 30 Prozent. Zum Zweck der Vorher-

sage empfiehlt es sich bei Schichtdicken unter 1290 m Schnee zu prognostizieren, bei Dicken von mehr als 1300 m Regen. Wieder ist die Schärfe des Übergangs von Regen zu Schnee in Innsbruck größerer als in Wien. So gilt für die alpine Station, dass bei Schichtdicken kleiner 1300 m Schneefall und bei Dicken größer 1305 m Regen zu erwarten ist.



Abbildung 5.10: Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 925 und 500 hPa je Niederschlagsart

Bei der Schicht zwischen 925 und 500 hPa handelt es sich um die zweitdickste Schicht dieser Untersuchung. Je größer die Schichtdicke ist, desto größer ist auch die Streubreite, woraus wiederum eine große Klassenbreite, in diesem Fall 50 m, resultiert. Aus diesem Grund sind auch dicke Schichten weniger scharfe Prädiktoren als dünne. In Wien liegt die Grenze ab der es in der Regel zu Schneefall am Boden kommt bei ca. 4700 m, erst ab einer Schichtdicke von 4800 m ist mit hoher Wahr-

scheinlichkeit mit Regen zu rechnen. In der Klasse von 4750 bis 4800 m liegt die Wahrscheinlichkeit für Schneefall immer noch bei 30 Prozent. Der Bereich in dem Schneefall und Regen gleich wahrscheinlich sind, ist in Innsbruck größer als in Wien, und erstreckt sich von 4700 bis 4800 m. Ein Klasse darunter ist in 30 Prozent der Fälle noch mit Regen zu rechnen. Darüber, ab 4800 m, sinkt aufgrund der nur sehr schwach besetzten Klassen die Aussagekraft, eher ist aber mit Regen zu rechnen.

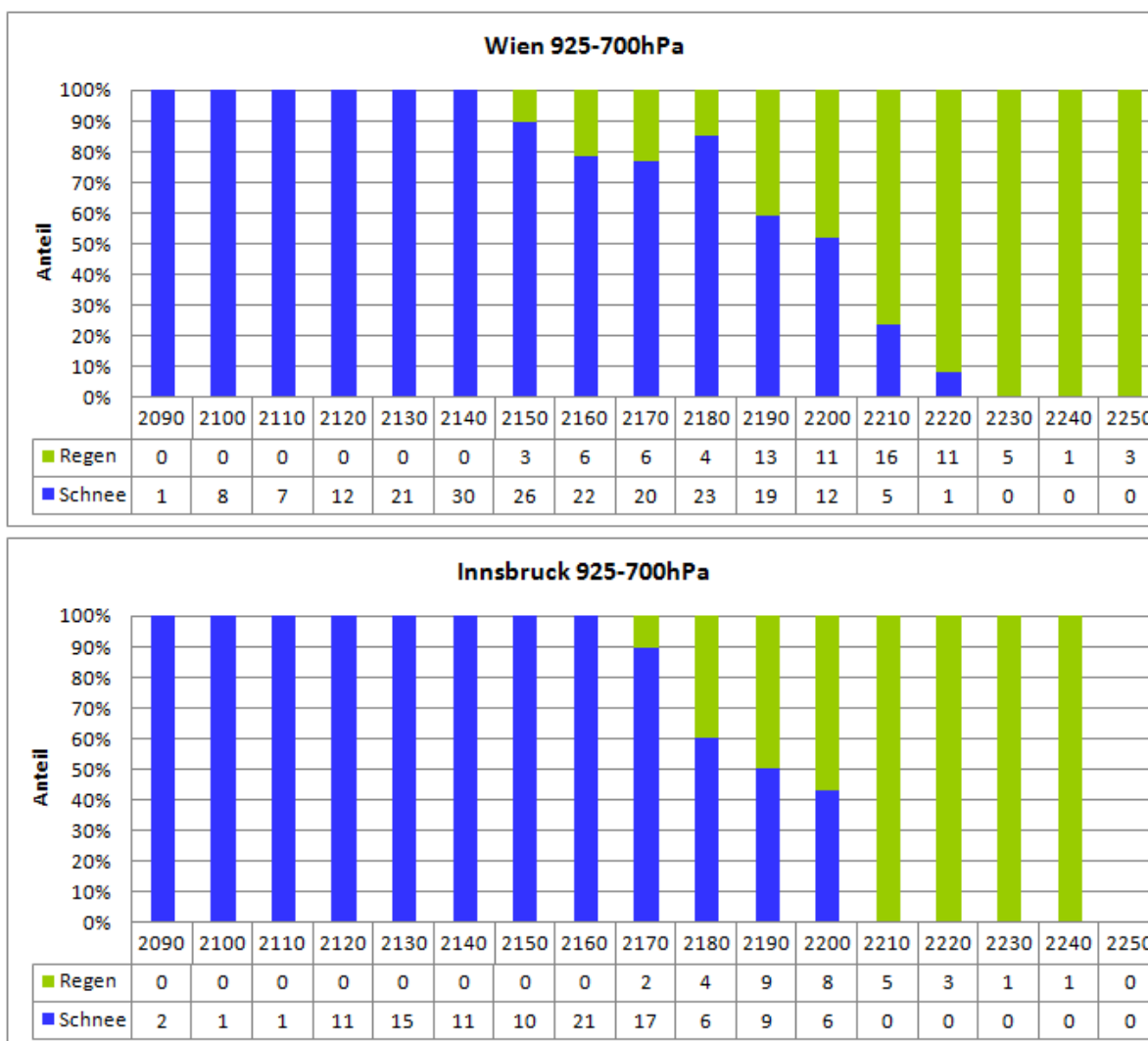


Abbildung 5.11: Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 925 und 700 hPa je Niederschlagsart

Um für die Schichtdicken zwischen 925 und 700 hPa eine ausreichende Besetzung der Klassen zu erhalten wurde eine Klassengröße von 10 m gewählt. Es zeigt sich, wie bei den bereits beschriebenen Fällen, dass die Streuung der Schichtdicken in Wien deutlich größer ist, als an der Vergleichsstation. Anhand der Ergebnisse von Wien fällt es schwer exakte Grenzwerte des Übergangs von Schnee in Regen

zu definieren. Zwischen 2190 und 2210 m treten beide Niederschlagsformen annähernd gleich oft auf. Allerdings liegt die Wahrscheinlichkeit für Schneefall eine Klasse darüber immer noch bei ca. 25 Prozent, drei Klassen darunter, im Intervall von 2160 bis 2169 m, bei ca. 20 Prozent.

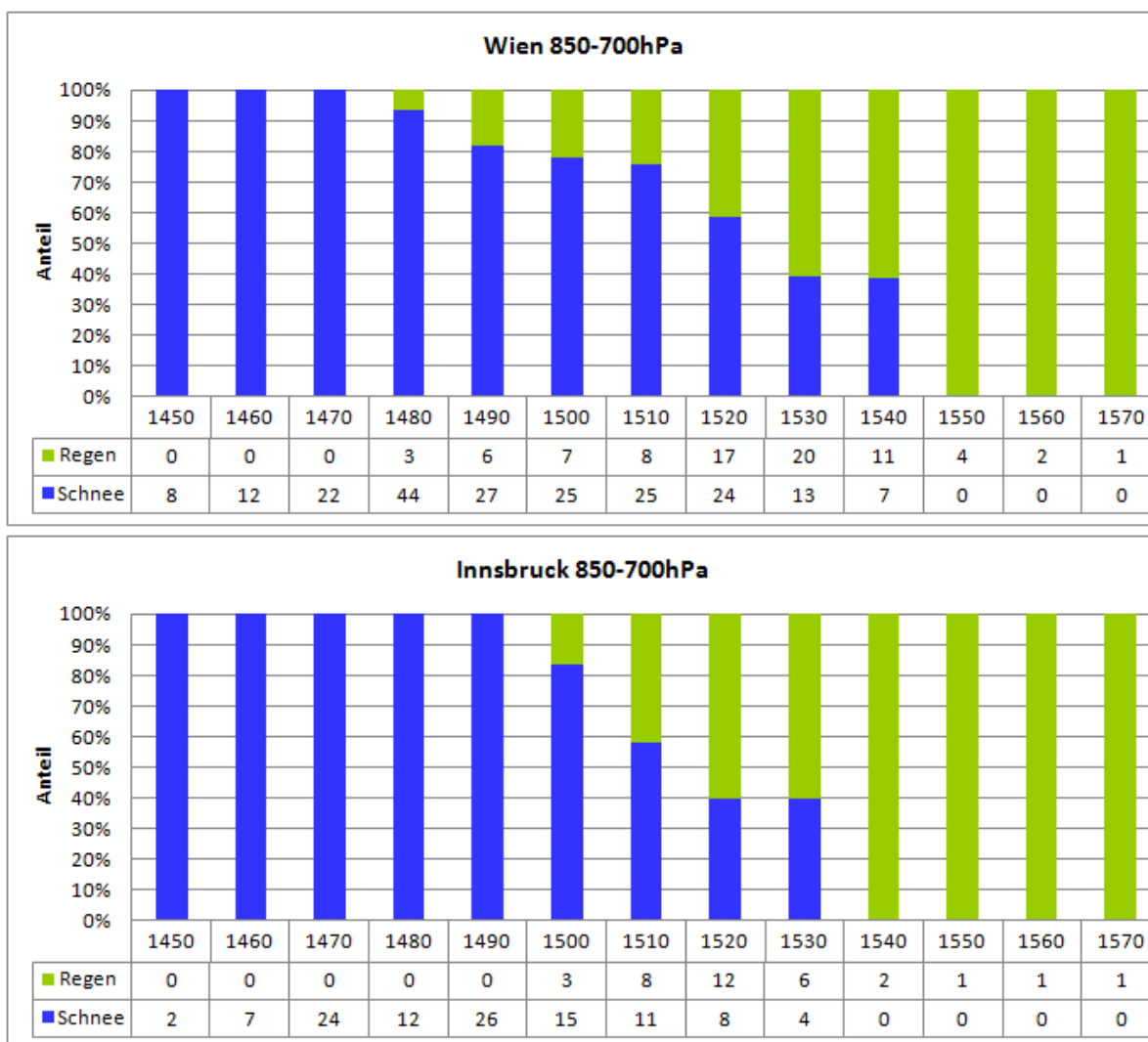


Abbildung 5.12: Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 850 und 700 hPa je Niederschlagsart

Die Schicht zwischen 850 und 700 hPa ist in dieser Untersuchung die zweitdünnste und jene mit dem höchsten Ausgangsniveau. Bei einer Klassenbreite von 10 m erstreckt sich die Übergangszone zwischen den beiden Schichten an beiden Stationen über mehrere Klassen. Für Wien zeigt sich, dass die Wahrscheinlichkeit für Regen bei Schichtdicken unter 1520 m zwar deutlich abnimmt, allerdings bis zu einer Dicke von 1490 m immer noch bei 20 Prozent liegt. Während bei Dicken von 1540 bis 1550 m in 40 Prozent der Fälle der Niederschlag in fester Form den Boden

erreichte, traten in dem untersuchten Zeitraum bei noch größeren Dicken gar keine Ereignisse mit Schneefall auf. Wie auch bei den anderen untersuchten Sichten zeigt sich, dass sich auch bei dieser Schicht in Innsbruck der Übergang zwischen festem und flüssigem Niederschlag in einem engeren Bereich vollzieht als in Wien. Im Intervall 1510 bis 1520 m beträgt die Wahrscheinlichkeit für Regen ca. 40 Prozent, eine Klasse darunter nur mehr 20 Prozent. Bei noch geringeren Schichtdicken wurden im untersuchten Zeitraum keine Fälle mit Regen beobachtet. Nach oben zu beträgt die Anzahl der Ereignisse mit Schneefall am Boden bei Schichtdicken zwischen 1520 und 1530 m ca. 40 Prozent. Bei noch größeren Dicken ist die Klassenbesetzung bereits sehr gering, wodurch eine zuverlässige Aussage nicht möglich ist.

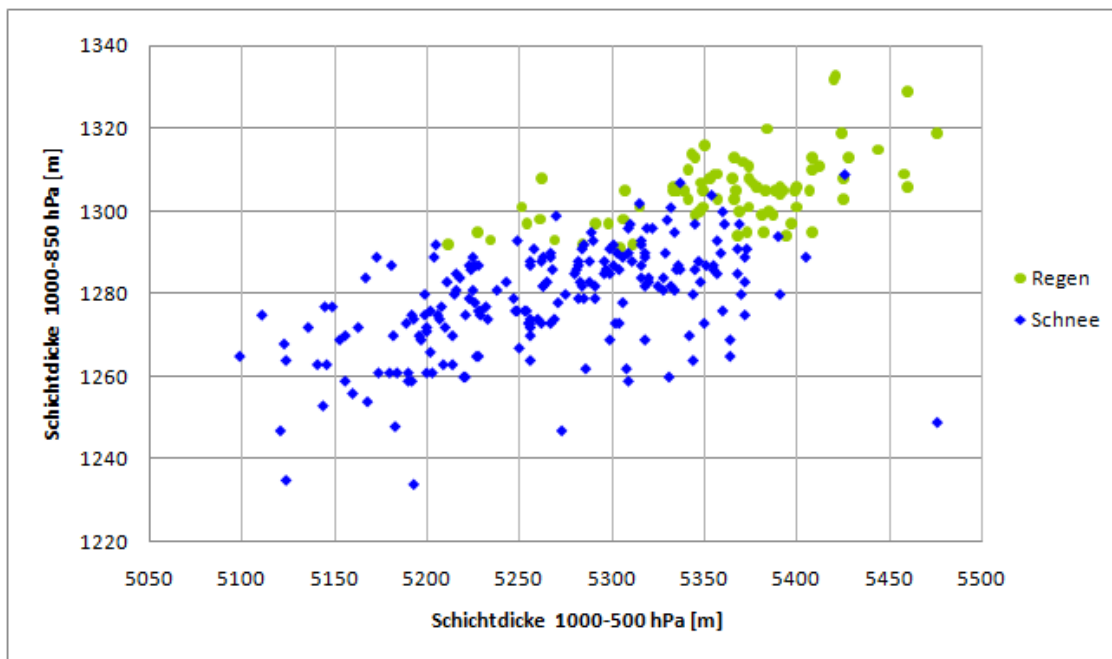


Abbildung 5.13: *Abhängigkeit der Schichtdicken zwischen 1000-500 hPa und 1000-850 hPa in „Wien Hohe Warte“*

Abbildung 5.13 ist der Versuch durch die gleichzeitige Betrachtung zweier unterschiedlicher Schichten eine besser Aussage über die Lage der Schmelzgrenze treffen zu können. Dazu wurden die Schichten 1000-500 hPa und 1000-850 hPa gegeneinander aufgetragen um mögliche Inversionen besser berücksichtigen zu können. Es zeigt sich ein deutlicher linearer Zusammenhang. Entgegen den Erwartungen ist nicht zu erkennen, dass, wenn eine Schicht dünn ist, die andere verhältnismäßig dicker sein kann und trotzdem noch fester Niederschlag möglich ist.

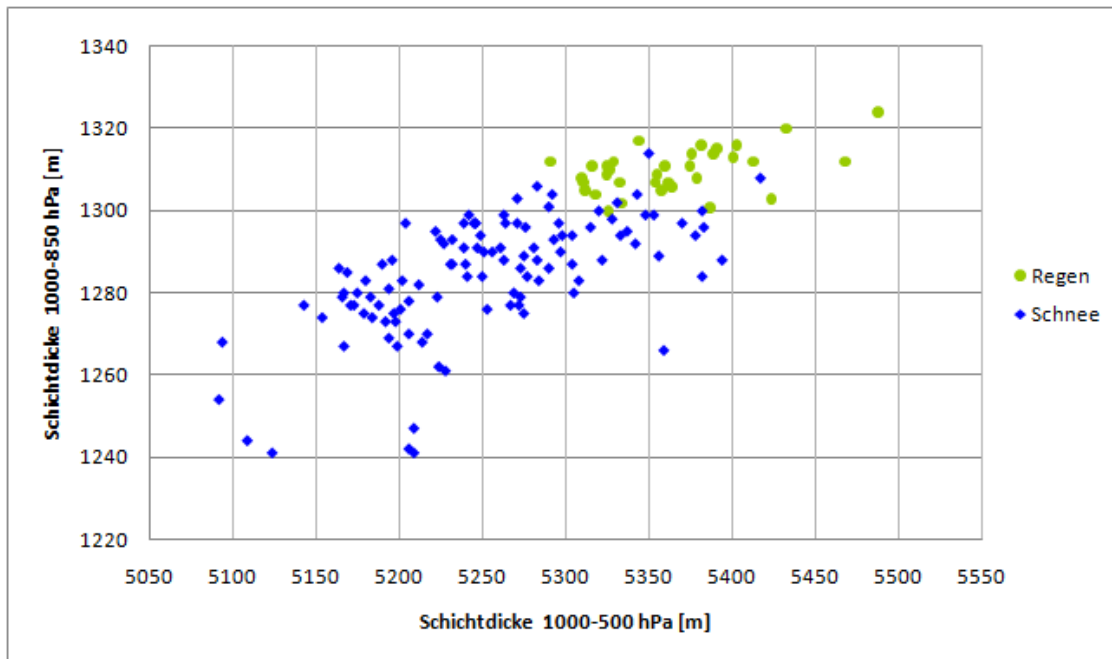


Abbildung 5.14: *Abhängigkeit der Schichtdicken zwischen 1000-500 hPa und 1000-850 hPa in „Innsbruck-Flughafen“*

Gleiches ergibt die Auswertung der Messwerte von Innsbruck. Wie bei den Darstellungen weiter oben zeigt sich auch hier, dass bei dünnen Schichten eine wesentlich schärfere Grenze für den Übergang zwischen den Niederschlagsformen angegeben werden kann als bei dicken.

5.3 Ableitung der Niederschlagsart aus Stationsmesswerten

Bis jetzt wurden die Verhältnisse in höheren Schichten der Atmosphäre mit Hilfe von Radiosondenmessungen analysiert. Wie bereits weiter oben erwähnt, ist die räumliche Dichte der Stationen, die regelmäßig Radiosondierungen durchführen sehr gering. Des Weiteren ist die zeitliche Auflösung aufgrund des Aufwandes und der relativ hohen Kosten nicht ausreichend hoch genug um anwenderorientiertes Nowcasting betreiben zu können. Aus diesem Grund wird im Folgenden untersucht, in wie weit Messwerte automatischer Wetterstationen zur Unterscheidung der Niederschlagsart herangezogen werden können. In Österreich umfasst das Netz von Wetterstationen, welche automatisch die Parameter Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Niederschlagsmenge, Temperatur, Feuchte und Luftdruck messen zur Zeit ca. 150 Stationen und soll bis Jahresende 2008 auf rund 200 Sta-

tionen ausgebaut werden [23, ZAMG, 2008]. Mit diesen Daten stehen dem Meteorologen sowohl räumlich als auch zeitlich sehr hoch aufgelöste Informationen zur Verfügung welche allerdings keine direkte Auskunft über die Niederschlagsart an der Station geben. Diese Information ist allerdings für viele Nutzer von Wetterprognosen von sehr großer Bedeutung. Eine Analysemethode basierend auf Messwerten automatischer Wetterstationen würde es dem Prognostiker ermöglichen, sehr rasch auf Veränderungen in der Lage der Schneefallgrenze reagieren zu können.

5.3.1 Temperatur und Feuchte als Indikatoren der Niederschlagsart

Temperatur und Feuchte bestimmen sehr wesentlich den Aggregatzustand der Niederschlagspartikel, weshalb diese beiden Parameter im Hinblick auf eine Ableitung der Niederschlagsart genauer untersucht wurden. Auch die Regenrate kann die Lage der Schneefallgrenze stark beeinflussen. Die kühlende Wirkung des Schmelzprozesses ist dabei in erster Näherung direkt proportional zur Regenrate, bei intensiven Regenfällen kann sich eine isotherme Schicht ausbilden, die in Extremfällen bis zu 3 km unter die Schmelzgrenze reichen kann [13, Kain, 2000]. Gerade wenn sich die Schmelzschicht in Bodennähe befindet, muss der Forecaster sein Augenmerk auf eine mögliche Veränderung der Lage der Schneefallgrenze legen. Besonders in Tälern kann die Schneefallgrenze auf diese Weise, aufgrund des geringeren Luftvolumens, markant absinken [12, Hohenwarter, 2008]. Dieser Effekt wurde in der Literatur bereits umfassend behandelt und wird in dieser Arbeit nicht näher untersucht.

5.3.1.1 Lufttemperatur

Die Lufttemperatur ist physikalisch betrachtet ein Maß für den Wärmezustand eines Luftvolumens. Bestimmt wird sie durch die mittlere kinetische Energie der ungeordneten Molekularbewegung in der Luft. Die Lufttemperatur ist um so höher, je größer die mittlere Geschwindigkeit aller Moleküle in einem Volumen ist. Gemäß dem internationalen Einheitensystem wird die Temperatur in Kelvin (K) oder Grad Celsius (°C) angegeben. Null Kelvin (-273,15 °C) ist die theoretisch tiefste Temperatur, der absolute Nullpunkt, an dem die Moleküle keine Bewegungsenergie mehr haben [4, DWD, 1987].

Vier physikalische Effekte weisen eine besondere Temperaturabhängigkeit auf und sind daher zur Temperaturmessung besonders geeignet.

- Ausdehnung von Flüssigkeiten und festen Körpern
- Änderung des elektrischen Widerstandes
- Thermoelektrischer Effekt
- Strahlungsemission nach dem Planck'schen Gesetz

Der Zusammenhang zwischen dem Volumen einer Flüssigkeit und deren Temperatur war schon relativ früh bekannt, und so wurde von Galilei um 1611 das erste Flüssigkeitsthermometer gebaut. Moderne, digitale, Geräte nützen fast ausschließlich die Temperaturabhängigkeit elektrischer Effekte verschiedener Materialien um die Temperatur zu messen. Nur wenn zwischen dem Messkörper des Thermometers und der Luft ein Wärmegleichgewicht besteht, hat das Thermometer die gleiche Temperatur wie die umgebende Luft, und man erhält ein brauchbares Messergebnis der Lufttemperatur.

Die Messung der Lufttemperatur soll in 1,2 bis 2 m Höhe erfolgen, da besonders in bodennahen Schichten zum Teil extreme Temperaturgradienten auftreten können. Weiters muss der Thermometer vor direkter Strahlung (sowohl vor kurz- als auch langwelliger) geschützt sein und wenn möglich über eine geeignete Ventilation verfügen. Am besten ist ein Standort der sowohl der Sonne als auch dem Wind ausgesetzt ist und nicht durch Bäume oder Gebäude beschattet wird [20, WMO, 2006: I 2-3].

5.3.1.2 Luftfeuchtigkeit

Wegen der Bedeutung des Wasserdampfs für viele meteorologische Prozesse gehört die Luftfeuchtigkeit zu den wetterwirksamsten meteorologischen Elementen. Der Mengenanteil von Wasserdampf in der Atmosphäre ist starken Schwankungen unterworfen und kann maximal 4 Volumsprozent erreichen [15, Meyers Lexikonred., 1989]. Als einziges Gas in der Atmosphäre kommt der Wasserdampf in allen drei Aggregatzuständen vor. Für die Beschreibung atmosphärischer Vorgänge ist daher die Kenntnis über die Menge und Verteilung des Wasserdampfes in der Atmosphäre unerlässlich [4, DWD, 1987].

Als Maß für die Luftfeuchtigkeit können der Dampfdruck, die absolute, relative und spezifische Luftfeuchtigkeit, das Mischungsverhältnis, die Taupunkttemperatur und die Feuchttemperatur verwendet werden. Letztere wurde in Kapitel 4.2 de-

tailliert behandelt und ist auch in nachstehender Analyse ein zentraler Parameter.

5.3.2 Auswertung der Stationsmesswerte

Die Messwerte von Wetterstationen unterliegen sehr stark den örtlichen Gegebenheiten. Besonders in orographisch stark strukturiertem Gebiet können mikroklimatische Einflüsse die Messwerte signifikant beeinflussen. Es ist natürlich keineswegs möglich die genauen Aufstellungsorte aller Stationen zu kennen und so mögliche Effekte die aus der besonderen Lage einer Station resultieren zu entlarven. Durch den Vergleich mit benachbarten Stationen kann sich der Forecaster allerdings meistens ein relativ realistisches Bild der aktuellen meteorologischen Lage verschaffen. Das Hauptinteresse liegt nun darin, herauszufinden welche Grenzwerte für den Phasenübergang des Niederschlags ausschlaggebend sind. Da die Lage der Schneefallgrenze, wie bereits mehrfach erwähnt, von sehr vielen Faktoren abhängig ist, reicht es sicherlich nicht nur einen Messparameter zu betrachten. Besonderes Augenmerk soll auf dem Zusammenhang zwischen den Temperatur- und Feuchteverhältnissen und dem Übergang der Hydrometeore von der festen in die flüssige Phase liegen.

5.3.2.1 Grenzwerte der Temperatur

Die Temperatur ist sicherlich die bestimmteste Größe was die Phasenübergänge von Wasser betrifft. Vielfach wird eine positive Lufttemperatur automatisch mit flüssigem Niederschlag in Verbindung gebracht. Es gilt allerdings zur berücksichtigen, dass die Lufttemperatur und die Temperatur des Hydrometeors nicht gleich sein müssen. Der Schmelzpunkt von Eis liegt bei 0 °C allerdings gibt es, wie bereits mehrfach erwähnt, Prozesse die die Temperatur des Eises auch bei positiven Lufttemperaturen vorübergehend unter 0 °C halten können. Dadurch ist es möglich, dass auch bei relativ hohen Temperaturen Niederschlag noch in fester Form auftreten kann.

Bei der Betrachtung dieser Extremwerte ist aber unbedingt zu berücksichtigen, dass solche atmosphärischen Bedingungen nicht von langer Dauer sind und nur einen Übergang darstellen. So mag zwar in Wien das Maximum der Lufttemperatur bei dem zwischen 1976 und 2006 Schneefall beobachtet wurde bei +5,1 °C liegen, doch ist davon auszugehen, dass dieser Zustand nur von kurzer Dauer war und es nicht über Stunden bei deutlich positiven Temperaturen geschneit hat.

Wien Hohe Warte					
	Tmax	Tmin	rel. Feuchte	T _d	T _f
Schneefall	5,1	–	50%	-4,5	1,5
Regen	–	-4,8	91%	-6,1	-5,3
Schneeregen	5,1	–	64%	-1,2	2,6
Schneeregen	–	-5,4	98%	-5,7	-5,6
Innsbruck					
	Tmax	Tmin	rel. Feuchte	T _d	T _f
Schneefall	4,7	–	65%	-1,2	2,3
Regen	–	-3,4	94%	-4,2	-3,7
Schneeregen	4,7	–	81%	1,7	3,5
Schneeregen	–	-0,7	90%	-2,2	-1,3

Tabelle 5.7: Extremwerte der Temperatur [°C] sowie der rel. Feuchte [%], des Taupunkts [°C] und der Feuchtttemperatur [°C] zum selben Zeitpunkt. Maximum bei Schnee, Minimum bei Regen und Ober- bzw. Untergrenze bei Schneeregen.

Wie in Tabelle 5.7 und 5.8 ersichtlich ist, gleichen einander die Bedingungen bei denen trotz positiver Temperaturen noch Schneefall aufgetreten ist an beiden Messorten. In Wien war es dabei sogar etwas wärmer als in Innsbruck, die Temperatur lag aber an beiden Stationen um +5 °C. Schneefall bei Plusgraden ist solange möglich, als der Schneekristall durch den Entzug von Schmelz- und Verdunstungswärme gekühlt werden kann. Die Verdunstung und damit auch die Kühlung ist umso größer, je trockener die umgebende Luft ist. Im Normalfall liegt die relative Luftfeuchtigkeit bei länger andauerndem Niederschlag über 90 Prozent. Verglichen dazu war die Luft in den betrachteten Fällen deutlich trockener, wodurch die Verdunstung und damit die Kühlung der Schneeflocken begünstigt wurde. Aufmerksamkeit soll auch den herrschenden Taupunkten geschenkt werden. Diese waren deutlich negativ wodurch es nicht zur Kondensation an der Schneeflocke und damit zu Energiezufuhr kam.

Die tiefste Temperatur bei der Niederschlag noch in flüssiger Form gefallen war betrug in Wien -4,8 und in Innsbruck -3,4 °C. Auch die Taupunkte waren in beiden Fällen deutlich negativ. Regen bei Minusgraden ist im Winter keine Seltenheit und steht immer im Zusammenhang mit Warmfronten. Dabei hat die Warmluft in der Höhe bereits die kalte Luft verdrängt und damit ist auch die Schneefallgrenze deutlich angestiegen. Am Boden kann sich die kalte Luft aufgrund der größeren Dichte länger halten und so fällt der bereits geschmolzene Niederschlag in diese relativ dünne und noch sehr kalte Luftschicht. Winterliche Warmfronten führen aus diesem Grund oft zu Eisregen da die Regentropfen am kalten Boden sofort anfrieren und eine Eisschicht bilden. Der Eiszuwachs kann dabei beträchtliche Ausmaße an-

nehmen und Bäume und Stromleitungen zum Umsturz bringen.

Fällt an der Station Schneeregen, so befindet sie sich direkt innerhalb der Schmelzschicht. Mischniederschläge sind in der Regel nur von kurzer Dauer, da sich eine der beiden Phasen durchsetzen wird. Bei Annäherung einer Warmfront der flüssige, bei Durchgang einer Kaltfront der feste Niederschlag. Auch bei dieser Niederschlagsart zeigt sich, dass das Auftreten bei positiven Temperaturen mit einer geringen Luftfeuchtigkeit in Zusammenhang steht.

5.3.2.2 Grenzwerte der Feuchte

Die Luftfeuchtigkeit stellt grundsätzlich keinen limitierenden Faktor für das Auftreten bestimmter Niederschlagsarten dar. Erst bei einem sehr niedrigen Feuchtegehalt der Atmosphäre kann es sein, dass Niederschlag am Boden nicht mehr ankommen kann, da die Partikel noch bevor sie den Boden erreichen verdunsten, bzw. sublimieren würden.

	rel.Feuchte - Wien	rel.Feuchte - Innsbruck
Schneefall	44%	30%
Regen	37%	23%
Schneeregen	62%	47%

Tabelle 5.8: *Minimum der relativen Luftfeuchtigkeit bei Niederschlag*

Der Maximalwert der relativen Feuchte bei Niederschlag beträgt trivialerweise 100% und wird deshalb nicht in der Tabelle angeführt. Jede Art von Niederschlag, ob fest oder flüssig, führt der Atmosphäre durch Verdunstung Feuchtigkeit zu. Deshalb ist davon auszugehen, dass diese niedrigen Luftfeuchtigkeitswerte am Beginn eines Niederschlagsereignisses oder bei leichtem Niederschlag gemessen wurden. Diese Annahme bestätigt sich wenn man die gemeldeten Schlüsselzahlen betrachtet. Bei Schneefall und geringer Feuchte wurde durchwegs „leichter Schneefall mit Unterbrechungen“ gemeldet, und bei Regen die Schlüsselzahlen 60 bzw. 61, das ist „leichter Regen mit bzw. ohne Unterbrechung“. Schneeregen, der durchwegs bei höheren Werten der relativen Luftfeuchtigkeit auftritt, wurde in der vorliegenden Messreihe immer mit 68, „leichter Schneeregen“, verschlüsselt. Schneeregen, als Übergangsform, steht nur sehr selten am Beginn eines Niederschlagsereignisses. Der Umstand, dass es vor dem Einsetzen von Schneeregen bereits Niederschlag gegeben hat, erklärt die im Vergleich zu Schnee oder Regen höheren Werte der Luftfeuchtigkeit.

5.3.2.3 Der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag

Die oben beschriebenen Extremwerte geben zwar Aufschluss über Grenzen ab denen ausschließlich mit einer Niederschlagsform zu rechnen ist, ermöglichen es aber nicht die Niederschlagsart an einer Station möglichst genau aus den Messwerten abzuleiten. Der Forecaster soll rein aus den Werten von Temperatur und Feuchte einen guten Richtwert erhalten, mit welcher Niederschlagsart an der Station zu rechnen ist.

Dazu wurden alle Beobachtungen mit Niederschlag bei einer Feuchttemperatur zwischen -4 und +5 °C hinsichtlich ihrer Phase ausgewertet. Auf diese Weise kann der Bereich in dem sich der Übergang letztendlich vollzieht besser herausgefiltert werden.

Die Grafiken zeigen die Verteilung von festem, flüssigem und gemischtem Niederschlag je Feuchttemperatur. Diese relativ grobe Klassenaufteilung ermöglicht, einen Überblick, in welchem Bereich der Feuchttemperatur der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag stattfindet.

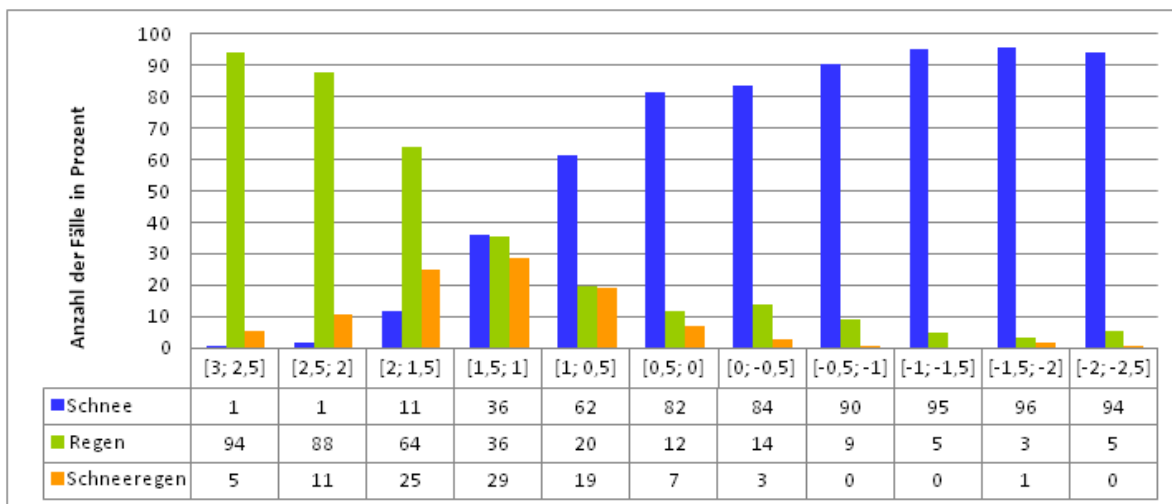


Abbildung 5.15: Auftreten unterschiedlicher Niederschlagsarten bei verschiedenen Feuchttemperaturen an der Station „Wien Hohe Warte“

Die Ergebnisse für „Wien Hohe Warte“ zeigen, dass im Intervall von 1 bis 1,5 °C Feuchttemperatur alle drei Niederschlagsformen annähernd gleichverteilt sind. Das bedeutet auch, dass sich der Übergang in diesem Intervall vollzieht. Ein halbes Grad darüber dominieren bereits Regen- bzw. Schneeregenereignisse, Schneefall wurde nur in 1% der Fälle beobachtet. Ein Intervall darunter überwiegt der feste Niederschlag mit 62%, Regen bzw. Schneeregen treten mit 20 bzw. 10% wesentlich seltener auf. Sehr deutlich ist zur erkennen, dass eine Feuchttemperatur zwi-

schen 1 und 1,5 °C zwar für Schneefall eine Grenze nach oben darstellt, Regen und Schneeregen aber auch bei deutlich tieferen Werten der Feuchttemperatur noch relativ häufig beobachtet werden können. Dieser Umstand lässt sich wieder damit erklären, dass bei Annäherung einer Warmfront der Niederschlag oft in flüssiger Form in die am Boden verbleibende Kaltluft fällt. Im vorliegenden Fall wurden selbst bei -1 °C Feuchttemperatur noch in 10% der Fälle Regen beobachtet.

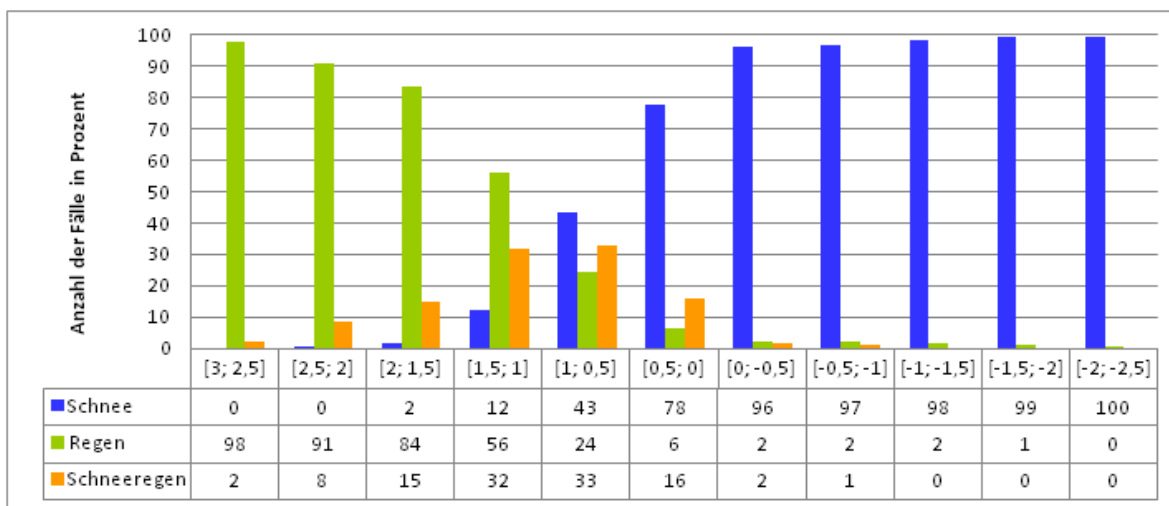


Abbildung 5.16: Auftreten unterschiedlicher Niederschlagsarten bei verschiedenen Feuchttemperaturen an der Station „Innsbruck-Flughafen“

An der Station Innsbruck scheint sich dieser Übergang bei etwas geringeren Werten der Feuchttemperatur zu vollziehen. Im Gegensatz zu Wien sind die drei Niederschlagstypen erst im Intervall zwischen 0,5 und 1 °C Feuchttemperatur annähernd gleichverteilt. Weiters ist auffallend, dass sich der Übergang rascher als an der Vergleichsstation vollzieht. Während die Fälle mit Schneefall bei höheren Feuchttemperaturen an beiden Stationen sehr rasch abnehmen, so nehmen jene mit Regen in Innsbruck schneller ab als in Wien. An der Station „Wien Hohe Warte“ wurde bei Feuchttemperaturen zwischen +0,5 und -1 °C noch in ca. 10% der Fälle Regen beobachtet. An der Vergleichsstation beträgt die Anzahl der Fälle mit flüssigem Niederschlag bereits im Intervall zwischen 0,5 und 0 °C Feuchttemperatur nur noch 6%. Als Grund dafür kann das geringere Luftvolumen und damit der schneller erfolgende Luftmassenwechsel im Gebirgstal angeführt werden.

Schnee und Regen

Für eine genaue Feststellung bei welcher Temperatur sich der Übergang nun tatsächlich vollzieht reicht die relativ grobe Klasseneinteilung der obigen Darstel-

lungen nicht aus. Dazu wurde der Bereich zwischen 0 und +2 °C Feuchttemperatur im Detail mit wesentlich höherer Auflösung untersucht. Obwohl die Genauigkeit dieser Grafik mit 0,1 °C sehr hoch ist, sind alle Klassen ausreichend besetzt. Im Fall von Innsbruck mit durchschnittlich 89 Fällen, in Wien mit 63.

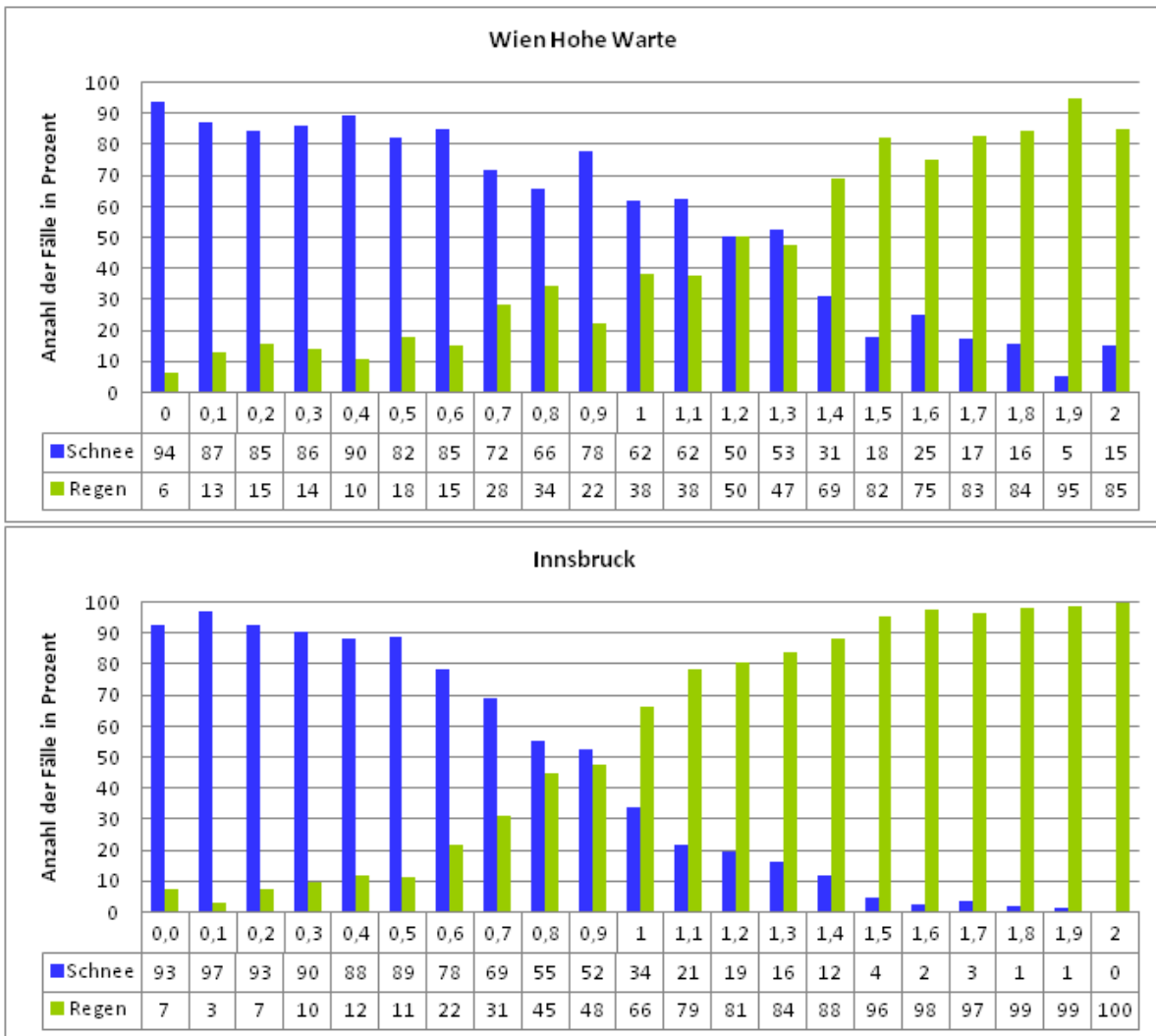


Abbildung 5.17: *Prozentualer Anteil von festem bzw. flüssigem Niederschlag je 1/10 Grad Feuchttemperatur*

Wie bei der etwas gröber aufgelösten Darstellung zeigt sich auch bei dieser Grafik, dass sich der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag in Innsbruck in einem wesentlich kleineren Intervall der Feuchttemperatur vollzieht als in Wien. Besonderes Augenmerk soll jenen Werten der Feuchttemperatur geschenkt werden, bei denen eine Niederschlagsform deutlich häufiger beobachtet wurde. In Wien erreichen bei 1,2 °C Feuchttemperatur exakt 50% der Niederschläge den Boden in fester und 50% in flüssiger Form, bei 1,3 °C beträgt das Verhältnis 53 zu 47% und

man kann noch von einer Gleichverteilung sprechen. Bei niedrigeren Werten der Feuchttemperatur dominieren die Fälle mit Schnee, bei höheren jene mit Regen. In Innsbruck vollzieht sich der Übergang in einem engeren Bereich der Feuchttemperatur, allerdings bei niedrigeren Werten. Bei 0,9 °C ist die Wahrscheinlichkeit für Schnee bzw. Regen annähernd gleich groß. Ein Intervall darunter überwiegt zwar bereits der Schneefall, trotzdem wurde in 45% der Fälle noch Regen an der Station beobachtet. Darüber, bei 1 °C Feuchttemperatur, ist nur mehr in etwas mehr als 30% der Fälle mit festem Niederschlag zu rechnen.

Zusammenfassend kann man sagen, dass in Wien die Wahrscheinlichkeit für Schneefall bei Feuchttemperaturen kleiner oder gleich 1,1 °C größer ist als jene für Regen und ab einer Feuchttemperatur von mehr als 1,4 °C flüssiger Niederschlag zu erwarten ist. An der Station Innsbruck liegen diese Grenzen bei 0,7 °C Feuchttemperatur für festen Niederschlag und 1 °C für Regen. Als Grenzwert wurde jene Feuchttemperatur herangezogen, bei der in 2/3 der Fälle fester bzw. flüssiger Niederschlag aufgetreten ist.

	Schneefall	Regen
Wien	$T_f \leq 1,1^\circ\text{C}$	$T_f \geq 1,4^\circ\text{C}$
Innsbruck	$T_f \leq 0,7^\circ\text{C}$	$T_f \geq 1,0^\circ\text{C}$

Tabelle 5.9: Grenzwerte der Feuchttemperatur für Schneefall bzw. Regen

Nach wie vor stellt sich die Frage, weshalb sich der Wechsel zwischen festem und flüssigem Niederschlag in Innsbruck bei etwas niedrigeren Werten der Feuchttemperatur vollzieht als in Wien. Aus der Formel der Feuchttemperatur (Gl. 4.1) geht hervor, dass sie nur von der Temperatur und dem Wasserdampfgehalt der Luft abhängig ist. Das würde bedeuten, dass sich der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag in Innsbruck entweder bei niedrigeren Temperaturen, oder bei trockenerer Luft vollziehen müsste, da beides niedrigere Werte der Feuchttemperatur bedingt. Der Mittelwert der Feuchte über 25 Jahre zeigt allerdings, dass Regen in Wien bei durchschnittlich 87% relativer Luftfeuchtigkeit, in Innsbruck bei 92% aufgetreten ist. Bei Schneefall liegen die Mittelwerte bei 87 bzw. 93%. In Wien ist also die Luft bei Niederschlag tendenziell trockener als in Innsbruck. Genau das würde aber niedrigere Werte der Feuchttemperatur bedingen und trägt damit nicht zur Lösung dieser Frage bei. Der Mittelwert der Feuchte wurden aus einem sehr groben Datensatz ohne Unterscheidung der Niederschlagsintensität oder der meteorologischen Entstehung desselben berechnet. In Tabelle 5.10 ist ersichtlich wie oft die unterschiedlichen Schlüsselzahlen im analysierten Zeitraum gemeldet wurden. Ganz deutlich ist zu erkennen, dass in ca. 2/3 aller Fälle leichter Nieder-

schlag mit oder ohne Unterbrechung gemeldet wurde.

Schlüsselzahl	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
Wien Hohe Warte	38	38	1	17	1	1	1	1	1	1
Innsbruck	27	37	6	23	1	2	1	1	1	1
Schlüsselzahl	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
Wien Hohe Warte	22	37	2	16	2	2	2	8	7	2
Innsbruck	24	35	6	20	3	4	2	2	2	2

Tabelle 5.10: Auftreten unterschiedlicher Schlüsselzahlen in Prozent

Die dritthäufigste Gruppe ist der „mäßige Niederschlag ohne Unterbrechung“. Um über die Feuchteverhältnisse genauere Aussagen treffen zu können, müsste bei der Analyse jeweils nach der Schlüsselzahl unterschieden werden. Bei leichtem Niederschlag mit Unterbrechung wird die Luftfeuchtigkeit im Allgemeinen geringer sein als bei mäßigem oder starkem Niederschlag ohne Unterbrechung. An der Station Innsbruck wurde in diesem Zeitraum „mäßiger Niederschlag ohne Unterbrechung“ etwas öfters beobachtet als an der Vergleichsstation. Diese Aufteilung der Niederschläge könnte auch für die Unterschiede in der Luftfeuchtigkeit bei Niederschlag verantwortlich sein.

Schneeregen

Wie bereits erwähnt, stellt Schneeregen eine Übergangsform des Niederschlags dar die innerhalb der Schmelzschicht auftritt. Sobald fester und flüssiger Niederschlag gleichzeitig beobachtet werden, meldet der Beobachter „Schneeregen“. Der Anteil des festen bzw. flüssigen Niederschlags ist dabei zweitrangig. Das bedeutet, dass nicht unterschieden wird ob 20% des Niederschlags in fester Form gefallen sind oder 80. Aus diesem Grund sind für diese Niederschlagsform keine eindeutigen Feuchte- und Temperaturverhältnisse anzugeben. Schneeregen tritt in einem sehr großen Spektrum der Feuchttemperatur nahezu gleichverteilt auf.

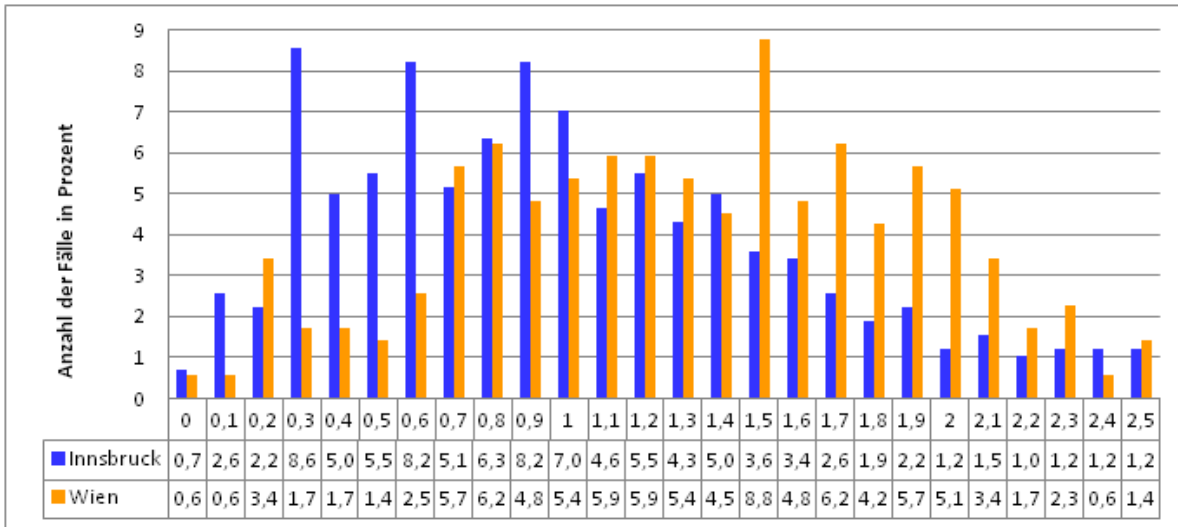


Abbildung 5.18: Auftreten von Schneeregen je 1/10 Grad Feuchttemperatur. Angaben jeweils in Prozent der Grundgesamtheit.

Die Grafik zeigt, dass Schneeregen in Innsbruck tendenziell bei tieferen Werten der Feuchttemperatur auftritt als in Wien. Grundsätzlich kann gesagt werden, dass im Intervall zwischen 0 und 2,5 °C Feuchttemperatur Schneeregen möglich ist. Eine Prognose oder Analyse auf Basis der Feuchttemperatur ist bei dieser Niederschlagsform nicht möglich. Weil Schneeregen meistens nur eine vorübergehende Erscheinung ist, gilt es vielmehr die Veränderung der Feuchttemperatur im Auge zu behalten um so den vollständigen Übergang in die andere Phase erfassen zu können.

5.3.2.4 Kombination von Taupunkt und Feuchttemperatur

Wie bereits ausführlich dargelegt, wird die Phase in der der Niederschlag den Boden erreicht von sehr vielen Faktoren bestimmt. Aus diesem Grund ist es auch bei der Auswertung von Stationsmesswerten zweckmäßig nicht nur einen Parameter zur Unterscheidung zwischen festem und flüssigem Niederschlag zu verwenden. Neben der Temperatur ist besonders die Luftfeuchtigkeit ausschlaggebend ob ein Niederschlagspartikel in der Eisphase am Boden ankommen kann oder nicht. Weiter oben wurde beschrieben, dass es neben dem kühlenden Effekt der Verdunstung auch den umgekehrten Fall, nämlich die Kondensation am Schneekristall, geben kann. In diesem Fall wird dem Kristall sehr viel Energie zugeführt. Liegt die Temperatur eines Körpers unterhalb der Taupunkttemperatur der Luft, so kondensiert Wasserdampf an dem Gegenstand. Die bekannteste Auswirkung dieses Effekts ist sicher die Taubildung bzw. das beschlagene Bierglas im Gastgarten. Im Fal-

le von Niederschlag bedeutet das, dass Wasserdampf an einem Eiskristall kondensieren wird sobald die Taupunktstemperatur über 0 °C liegt. Aus diesen Gründen erscheint es zielführend gleichzeitig mit der Feuchttemperatur auch den Taupunkt zu betrachten.

In dieser Auswertung wurden für Taupunkt und Feuchttemperatur Klassen im Abstand von 0,2 °C gebildet und der Anteil von flüssigem bzw. festem Niederschlag berechnet. Nur wenn bei der jeweiligen Kombination dieser beiden Parameter mehr als 10 Fälle mit Niederschlag beobachtet wurden, wurde auch der prozentuale Anteil von Schneefall angegeben. Aus diesem Grund gibt es für manche Kombinationen von Taupunkt und Feuchttemperatur keine Angaben über die Niederschlagsverteilung und damit vereinzelt Lücken in der Auswertung. Es wurde bereits gezeigt, dass sich der Übergang von festem zu flüssigem Niederschlag im Bereich von 1 °C Feuchttemperatur vollzieht. Aus diesem Grund wurde diese Auswertung im Intervall 0 bis 2 °C Feucht- bzw. Taupunktstemperatur durchgeführt. Lediglich für die Station „Wien Hohe Warte“ wurden bei 0 °C Feuchttemperatur auch negative Werte der Taupunktstemperatur angeführt, da hier im Unterschied zu Innsbruck noch vereinzelt Regen beobachtet wurde.

1,8										0
1,6										0
1,4									17	0
1,2									4	11
1							33	0	8	
0,8				100	55	24	8			
0,6			64	61	37	57				
0,4		79	67	60	31					
0,2	50	85	57	92						
0	100	92	69	81	64	70				
-0,2	84	70	95	90	82					
-0,4	86	88								
-0,6	93	80	87							
	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1	1,2	1,4	1,6	1,8

Abbildung 5.19: Auftreten von Schneefall in Prozent an der Station „Wien Hohe Warte“ bei gleichzeitiger Betrachtung von Taupunkt und Feuchttemperatur (Klassengröße: 0,2 °C)

Die Auswertung der Station „Wien Hohe Warte“ erscheint auf den ersten Blick nicht sehr kontinuierlich. Man würde erwarten, dass die Anzahl der Fälle mit festem Niederschlag mit steigenden Werten des Taupunkts bzw. der Feuchttemperatur stetig abnimmt. Abgesehen von einzelnen Ausreißern findet man diese An-

nahme in der Grafik grundsätzlich bestätigt. Der Umstand, dass bei 0 bis 0,2 °C Taupunkt und 0,8 bis 1 °C Feuchttemperatur in nur 64% der Fälle Schneefall beobachtet wurde, aber bei 0,8 bis 1 °C Taupunkt und der gleichen Klasse der Feuchttemperatur ausschließlich fester Niederschlag gemeldet wurde, ist wahrscheinlich einer geringen Klassenbesetzung zuzuschreiben.

Bei einem Taupunkt unter 0,2 °C und einer Feuchttemperatur unter 1,2 °C ist zumindest in 2/3 der Fälle mit Schneefall zu rechnen. Gleiches gilt für Feuchttemperaturen und Taupunkte unter 1 °C. Bei höheren Feuchttemperaturen, z.B. 1,2 °C und einem Taupunkt zwischen 0,6 und 0,8 °C liegt die Wahrscheinlichkeit für Schneefall immer noch bei 50 Prozent. Bei 1 bis 1,2 °C Taupunktstemperatur nur noch bei einem Drittel.

Taupunkt	1,8										0
	1,6								0	0	0
	1,4						0	0	3	0	0
	1,2				6	2	3	0			
	1			21	12	11	8	0			
	0,8		43	21	11	0	0				
	0,6		86	53	19	33					
	0,4		96	66	45	38					
	0,2	91	93	61	60						
	0	98	92	80	88	78					
		0	0,2	0,4	0,6	0,8	1	1,2	1,4	1,6	1,8
Feuchttemperatur											

Abbildung 5.20: Auftreten von Schneefall in Prozent an der Station „Innsbruck-Flughafen“ bei gleichzeitiger Betrachtung von Taupunkt und Feuchttemperatur (Klassengröße: 0,2 °C)

Abbildung 5.20 zeigt den Zusammenhang von Taupunkts- und Feuchttemperatur mit dem Auftreten von Schneefall an der Station Innsbruck. Als obere Grenze für Schneefall lässt sich für die Feuchttemperatur 0,8 bis 1 °C bei nicht mehr als 0 bis 0,2 °C Taupunktstemperatur angeben. Liegt sowohl die Feuchttemperatur als auch der Taupunkt zwischen 0,6 und 0,8 °C, beträgt die Wahrscheinlichkeit für Schneefall laut Auswertung noch mehr als 80%. In Anbetracht der geringeren Wahrscheinlichkeiten für festen Niederschlag bei niedrigeren Taupunkten ist allerdings davon auszugehen, dass dieser Wert bei einer größeren Stichprobe geringer ausfallen würde. Wie man bereits bei der vorherigen Auswertung sehen konnte, zeigt sich auch in Innsbruck, dass die Wahrscheinlichkeit für Schneefall bei höheren Werten der Feuchttemperatur umso größer ist, je tiefer die Taupunktstemperatur ist. So wurde z.B. bei 1,2 bis 1,4 °C Feuchttemperatur und 0,6 bis 0,8 °C Taupunkt noch in 1/3 der Fälle fester Niederschlag beobachtet. Drei Klassen des Taupunkts

darüber aber nur noch in 6% der Fälle.

Die zum Teil sehr geringe Klassenbesetzung ist in manchen Fällen etwas problematisch. Da bis zum Jahr 1982 die Temperatur im Wetterschlüssel der WMO auf ganze Grad gerundet wurde, war eine sinnvolle Berechnung nur bis zu diesem Jahr möglich was den Umfang der Stichprobe erheblich einschränkte. Behält man diesen Umstand beim Auswerten der Daten im Hinterkopf, sind die Ergebnisse leichter zu interpretieren und auszuwerten.

Abbildungsverzeichnis

3.1	<i>Momentanwerte der Radarreflektivität</i>	16
3.2	<i>Momentanwerte der Radarreflektivität 6.4. 2006 um 00:11 Uhr</i>	17
3.3	<i>Schematische Darstellung von typischen Vertikalprofilen die zu (a) gefrierendem Regen oder Graupel, (b) Graupel oder Regen, (c) Schnee oder Regen und (d) Schnee führen. PA: Positive Areas; NA: Negative Areas [3, Bourgouin, 2000: 584.]</i>	22
4.1	<i>Psychrometerdiagramm bei 1013,25 hPa, erstellt mit CYTSoft</i>	26
4.2	<i>Abweichung der berechneten Feuchttemperatur vom Tabellenwert (T_fFormel – T_fTabelle) bei 70% relativer Feuchte</i>	28
4.3	<i>Abweichung der berechneten Feuchttemperatur vom Tabellenwert (T_fFormel – T_fTabelle) bei 80% relativer Feuchte</i>	30
4.4	<i>Abweichung der berechneten Feuchttemperatur vom Tabellenwert (T_fFormel – T_fTabelle) bei 90% relativer Feuchte</i>	31
5.1	<i>Klimadiagramm der Station „Wien Hohe Warte“ für die Periode 1971-2000 Dargestellt ist die mittlere Monatssumme des Niederschlags (Rsum) und die mittlere Tagesmitteltemperatur (T) des jeweiligen Monats. Die Tagesmitteltemperatur berechnet sich wie folgt: (7 Uhr Mittel + 19 Uhr Mittel + mittl. Maximum + mittl. Minimum) / 4 Quelle: ZAMG, eigene Darstellung</i>	35
5.2	<i>Radiosondenstationen im Alpenraum [19, maps.google.at] 1 Cuneo-Levaldigi; 2 Mailand; 3 Udine; 4 Payerne; 5 Innsbruck; 6 Graz . . .</i>	36
5.3	<i>Klimadiagramm von 11120 „Innsbruck-Flughafen“ für die Periode 1971-2000 Dargestellt ist die mittlere Monatssumme des Niederschlags (Rsum) und die mittlere Tagesmitteltemperatur (T) des jeweiligen Monats. Die Tagesmitteltemperatur berechnet sich wie folgt: (7 Uhr Mittel + 19 Uhr Mittel + mittl. Maximum + mittl. Minimum) / 4 Quelle: ZAMG, eigene Darstellung</i>	37

5.4	<i>Skew-T Diagramm des Radiosondenaufstiegs vom 3.1.1997 an der Station „Wien Hohe Warte“.</i>	
	<i>Quelle: NOAA [16]</i>	40
5.5	<i>Skew-T Diagramm eines Radiosondenaufstiegs vom 14.01.2003 an der Station „Innsbruck-Flughafen“. Klar erkennbar die Frontfläche einer Warmfront unterhalb von ca. 700 hPa. Darüber, in ca. 550 hPa, eine Absinkinversion.</i>	
	<i>Quelle: NOAA [16]</i>	42
5.6	<i>Skew-T Diagramm eines Radiosondenaufstiegs mit Regen am Boden an der Station „Innsbruck-Flughafen vom“ 11.04.2006 um 02 UTC.</i>	47
5.7	<i>Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 1000 und 500 hPa je Niederschlagsart. Bei der Beschriftung der Abszisse handelt es sich jeweils um die Untergrenze des Intervalls (z.B. 1. Klasse 5050-5099 m).</i>	51
5.8	<i>Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 1000 und 700 hPa je Niederschlagsart</i>	53
5.9	<i>Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 1000 und 850 hPa je Niederschlagsart</i>	54
5.10	<i>Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 925 und 500 hPa je Niederschlagsart</i>	55
5.11	<i>Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 925 und 700 hPa je Niederschlagsart</i>	56
5.12	<i>Anteil der gemessenen Schichtdicken zwischen 850 und 700 hPa je Niederschlagsart</i>	57
5.13	<i>Abhängigkeit der Schichtdicken zwischen 1000-500 hPa und 1000-850 hPa in „Wien Hohe Warte“</i>	58
5.14	<i>Abhängigkeit der Schichtdicken zwischen 1000-500 hPa und 1000-850 hPa in „Innsbruck-Flughafen“</i>	59
5.15	<i>Auftreten unterschiedlicher Niederschlagsarten bei verschiedenen Feuchttemperaturen an der Station „Wien Hohe Warte“</i>	65
5.16	<i>Auftreten unterschiedlicher Niederschlagsarten bei verschiedenen Feuchttemperaturen an der Station „Innsbruck-Flughafen“</i>	66
5.17	<i>Prozentualer Anteil von festem bzw. flüssigem Niederschlag je 1/10 Grad Feuchttemperatur</i>	67
5.18	<i>Auftreten von Schneeregen je 1/10 Grad Feuchttemperatur. Angaben jeweils in Prozent der Grundgesamtheit.</i>	70
5.19	<i>Auftreten von Schneefall in Prozent an der Station „Wien Hohe Warte“ bei gleichzeitiger Betrachtung von Taupunkt und Feuchttemperatur (Klassen-größe: 0,2 °C)</i>	71

5.20 *Auftreten von Schneefall in Prozent an der Station „Innsbruck-Flughafen“ bei gleichzeitiger Betrachtung von Taupunkt und Feuchttemperatur (Klassengröße: 0,2 °C) 72*

Literaturverzeichnis

- [1] **Bergmann; Schaefer**, 2001²: Lehrbuch der Experimental Physik Band 7 - Erde und Planeten, *de Gruyter, Berlin-New York*, 131-426
- [2] **Bocchieri, J.**, 1980: The Objective Use of Upper Air Soundings to Specify Precipitation Type, *Monthly Weather Review*, **108**, 596-603
- [3] **Bourgouin, P.**, 2000: A Method to Determine Precipitation Types, *Weather and Forecasting*, **15**, 583-592
- [4] **DWD (Hrsg.)**, 1987: Leitfäden für die Ausbildung im deutschen Wetterdienst - Nr. 1 Allgemeine Meteorologie, *Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main*
- [5] **Clucki, I.D.**, R.J. Griffith, A. Lane, K.A. Tilford, 2000: Radar hydrometeorology using a vertically pointing radar, *Hydrology an Earth System Sciences*, **4**, 565-580
- [6] **Etling, D.**, 2002²: Theoretische Meteorologie - Eine Einführung, *Springer, Berlin*
- [7] **Formel zur Berechnung der Feuchttemperatur**,
<http://www.the-snowman.com/wetbulb.html>, Oktober 2007
- [8] **Häckel, H.**, 2005⁵: Meteorologie, *Ulmer, Stuttgart*
- [9] **Helbig, A.**, J. Baumüller, M.J. Kerschgens (Hrsg.), 1999²: Stadtklima und Luftreinhaltung, *Springer, Berlin*
- [10] **Heppner, P.**, 1992: Snow versus Rain: looking beyond the „Magic” Numbers, *Forecaster's Forum*, **7**, 683-691

- [11] **Huschke, R.E.**, 1959: Glossary of Meteorology, *American Meteorological Society, Boston*, 626
- [12] **Hohenwarter, G.**, 2008: Veränderung der Schneefallgrenze in Zusammenhang mit Starkniederschlägen im Gailtal, *Diplomarbeit an der Universität Wien*
- [13] **Kain, J.S.**, S.M. Goss, M.E. Baldwin, 2000: The Melting Effect as a Factor in Precipitation-Type Forecasting, *Weather and Forecasting*, **15**, 700-713
- [14] **Kurz, M.**, 1990²: Leitfäden für die Ausbildung im deutschen Wetterdienst - Nr. 8 Synoptische Meteorologie, *Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main*
- [15] **Meyers Lexikonredaktion**, 1989: Wie funktioniert das? - Wetter und Klima, *Meyers Lexikonverlag, Mannheim*
- [16] **Radiosonden Archiv** des National Climatic Data Center (NCDC), <http://raob.fsl.noaa.gov>
- [17] **Smith, C.**, 1986: The Reduction of Errors Caused by Bright Bands in Quantitative Rainfall Measurements Made Using Radar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **3**, 129-141
- [18] **Steinacker, R.**, 1983: Diagnose und Prognose der Schneefallgrenze, *Wetter und Leben*, **35**, 81-90
- [19] **Topographische Karte**, <http://maps.google.at/>, Dezember 2007
- [20] **World Meteorological Organization**, 2006⁷: Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, *WMO-No.8*, I-4
- [21] **Yuter, S.E.**, D.E. Kingsmill, L.B. Nance, M. Löffler-Mang, 2004: Observations of precipitation characteristics near and within the melting layer, *Journal of Atmospheric Sciences - IMPROVE Special Issue*, 1-20
- [22] **ZAMG**, Klimadaten von Österreich, http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00/klima2000/klimadaten_oesterreich_1971_frame1.htm, Oktober 2007
- [23] **ZAMG**, persönliches Gespräch mit Frau Dr. Zwatz-Meise

Danksagung

Zu aller erst möchte ich mich bei meinem Betreuer, Professor Reinhold Steinacker, bedanken. Bereits während der Studienzeit war es seine Leidenschaft für die Meteorologie, die mich immer wieder motivierte und meine Begeisterung für dieses Studium aufrecht hielt. Ich möchte mich für die wertvollen Anregungen bedanken, die mir bei der Themensuche eine große Hilfe waren, und mich schließlich zu dieser sehr interessanten Arbeit führten. Die Vorschläge ließen aber immer die Freiheit das Thema nach meinen Vorstellungen zu behandeln.

Ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mir dieses Studium ermöglichten, mich darin voll unterstützen und immer an mich glaubten. Ich danke meinem Vater, der mir als Kind die Augen für die Schönheit und Einzigartigkeit der Natur geöffnet hat und so die Grundlage für meinen naturwissenschaftlichen Werdegang gelegt hat.

Für die schöne Studentenzeit möchte ich mich bei meinen Schwestern, Theresa und Maria, aber ganz besonders bei meinem langjährigen WG-Kollegen, dem Berni, bedanken. Gerne denke ich an die vielen Diskurse über Gott und die Welt, die mir - nicht nur in physikalischen und mathematischen Dingen - neue Sichtweisen eröffneten.

Lebenslauf

Persönlich Daten:

Name: Josef Bernhard Rohregger

geboren am: 02.04.1983

wohnhaft in: Theklaweg 5, 4048 Puchenuau

Werdegang:

Jänner 2004: Erster Studienabschnitt abgeschlossen

seit Okt. 2002: Studium der Meteorologie an der Universität Wien

09/01 – 05/02: Präsenzdienst

09/93 – 06/01: Humanist.-Bischöfl. Gymnasium Kollegium Petrinum in Linz (Matura)

Bisherige Berufserfahrung:

02/2008 – dato: Meteorologe bei der Österreichischen Hagelversicherung VVaG

06/2007 – 08/2007: wissenschaftlicher Mitarbeiter am Inst. für Meteorologie der Universität Wien

06/2006 – 06/2007: Wettertechniker an der ZAMG

Sommersemester 2007: Tutor für die Lehrveranstaltung „Messpraktikum“

Wintersemester 2006/07: Tutor für die Lehrveranstaltung „Wetterbesprechung“

August 2006: Praktikum in der Wetterredaktion des ORF-Hörfunk

Sommersemester 2006: Tutor für die Lehrveranstaltung „Instrumentenpraktikum“

Juli 2005: Praktikum beim Flugwetterdienst der Austro Control am Flughafen Linz-Hörsching

Juli 2003 und Juli 2004: Ferialarbeit bei Firma “Ruto Seile-Ketten”

05/2002 – 07/2002: Ferialarbeit bei Maximarkt Warenhandel Linz

Besondere Kenntnisse und Fähigkeiten:

Englisch fließend in Wort und Schrift

EDV-Kenntnisse: MS Windows und Office (Word, Excel), Surfer 8.0, SQL, GeoMedia 5.2

Führerschein Klasse B