

# Klimatologische Analyse von orographisch beeinflussten Niederschlagsstrukturen im Alpenraum

DISSERTATION DER FAKULTÄT FÜR PHYSIK DER  
LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT MÜNCHEN

zur Erlangung des Titels

DOKTOR DER NATURWISSENSCHAFTEN

vorgelegt von

CLEMENS WASTL

aus Innsbruck

SEPTEMBER 2008



1. Gutachter: Dr. Günther Zängl

2. Gutachter: em. Prof. Dr. Joseph Egger

Tag der mündlichen Prüfung: 15. Dezember 2008



# Inhaltsverzeichnis

<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>i</b>
<b>Zusammenfassung</b>	<b>v</b>
<b>Abstract</b>	<b>ix</b>
<b>1 Einführung</b>	<b>1</b>
1.1 Motivation . . . . .	1
1.2 Zielsetzung . . . . .	2
1.3 Zur Gliederung der Arbeit . . . . .	3
<b>2 Grundlagen</b>	<b>5</b>
2.1 Der Niederschlag . . . . .	5
2.1.1 Niederschlagsdefinition und Niederschlagsentstehung . . . . .	5
2.1.2 Niederschlagsarten . . . . .	6
2.2 Niederschlagsmessung . . . . .	8
2.2.1 Geräte zur Niederschlagsmessung . . . . .	9
2.2.2 Fehler bei der Niederschlagsmessung . . . . .	11
2.3 Einfluss der Orographie auf den Niederschlag . . . . .	12
2.3.1 Steigungsregen . . . . .	13
2.3.2 Seeder-Feeder-Effekt . . . . .	20
2.3.3 Orographisch bedingte Konvektion . . . . .	23
2.4 Niederschlagsmuster im Alpenraum . . . . .	28
<b>3 Datenüberblick</b>	<b>35</b>
3.1 Beobachtungsdaten . . . . .	35
3.1.1 Datengrundlage . . . . .	35
3.1.2 Datenumwandlung . . . . .	37
3.2 Daten aus der MM5-Klimamodus-Simulation . . . . .	40
3.3 Klassifizierung von Niederschlagsintervallen . . . . .	41
<b>4 Klimatologische Analyse von Niederschlagsdifferenzen in den Alpen</b>	<b>45</b>
4.1 Niederschlagsgradient zwischen dem Alpenvorland und den Nordalpen . . . .	46
4.1.1 Auswahl der Regionen . . . . .	46

4.1.2	Niederschlagsklimatologie der Regionen N2 (Garmisch) und V2 (München) . . . . .	47
4.1.3	Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N2 (Garmisch) und V2 (München) . . . . .	52
4.1.4	Niederschlagsklimatologie der Regionen N1 (Oberstdorf) und V1 (Memmingen) . . . . .	58
4.1.5	Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N1 (Oberstdorf) und V1 (Memmingen) . . . . .	63
4.1.6	Niederschlagsklimatologie der Regionen N3 (Kössen) und V3 (Mühl- dorf) . . . . .	65
4.1.7	Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N3 (Kössen) und V3 (Mühl- dorf) . . . . .	69
4.2	Niederschlagsgradient zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Regionen	71
4.2.1	Auswahl der Regionen . . . . .	71
4.2.2	Niederschlagsklimatologie der Regionen N4 (Reutte) und I1 (Landeck)	73
4.2.3	Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N4 (Reutte) und I1 (Landeck) . . . . .	78
4.2.4	Niederschlagsklimatologie der Regionen N5 (Inzell) und I2 (Zell am See) . . . . .	82
4.2.5	Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N5 (Inzell) und I2 (Zell am See) . . . . .	86
4.2.6	Niederschlagsklimatologie der Regionen N6 (Fuschl) und I3 (Radstadt)	90
4.2.7	Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N6 (Fuschl) und I3 (Radstadt) . . . . .	94
4.3	Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in den Alpen . . . . .	98
4.3.1	Auswahl der Stationen . . . . .	98
4.3.2	Niederschlagsklimatologie der Berg- und Talstationen . . . . .	101
4.3.3	Abhängigkeit der orographischen Niederschlagsverstärkung von me- teorologischen Umgebungsparametern . . . . .	120
<b>5</b>	<b>Hochaufgelöste Modellsimulationen zu Berg-Tal-Niederschlags- differenzen in den Nordalpen</b>	<b>133</b>
5.1	Modellkonfiguration . . . . .	134
5.2	Beobachtungsdaten und Verifikationsmaße . . . . .	137
5.3	Synoptische Ausgangslage . . . . .	139
5.4	Modellergebnisse und Diskussion . . . . .	144
5.4.1	Fälle mit starker orographischer Niederschlagsverstärkung . . . . .	144
5.4.2	Fälle mit schwacher orographischer Niederschlagsverstärkung . . . . .	151
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung der Ergebnisse</b>	<b>161</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>167</b>

<b>Dank</b>	<b>173</b>
<b>Lebenslauf</b>	<b>175</b>





# Zusammenfassung

Diese Dissertation widmet sich der klimatologischen Untersuchung orographisch beeinflusster Niederschlagsmuster in den Alpen. Die Grundlage für diese Arbeit besteht aus Beobachtungsdaten von über 1000 Stationen in Bayern und in den österreichischen Bundesländern Vorarlberg, Tirol und Salzburg für den Zeitraum zwischen 1991 und 2000 und aus den Ergebnissen einer mit ERA-40-Daten angetriebenen Klimamodus-Simulation mit dem numerischen Modell MM5, die zur Bestimmung der meteorologischen Umgebungsparameter verwendet werden. Nach einem kurzen Überblick über die verschiedenen Möglichkeiten der orographischen Niederschlagsverstärkung und über einfache lineare Modelle dazu erfolgt eine Umrechnung der unterschiedlichen Stationsdaten auf ein einheitliches Zeitintervall von 6 Stunden. Mit Hilfe der Felder der wichtigsten meteorologischen Parameter aus der MM5-Klimamodus-Simulation werden die 6h-Niederschlagsintervalle anschließend in die vier Klassen Kaltfront, Warmfront, konvektiver Niederschlag und Rest eingeteilt. Die Klasse Rest beinhaltet vor allem frontrückseitige Stauniederschläge und quasi-stationäre Fronten. Konvektiver Niederschlag in Verbindung mit Fronten wird dabei zur jeweiligen frontalen Klasse gezählt.

In einem ersten Schritt erfolgt eine Analyse des Niederschlagsgradienten zwischen dem Alpenvorland und den Nordalpen. In mehreren Regionen wird die klimatologische Relevanz der 4 Niederschlagstypen in Abhängigkeit von der Windrichtung in 700 hPa untersucht. Dabei zeigen sich im Wesentlichen zwei Effekte für die Niederschlagszunahme zu den Alpen hin verantwortlich. Zum einen sind konvektive Niederschläge im Sommer in Verbindung mit südwestlicher Anströmung am Alpenrand intensiver als im Alpenvorland. Auf der anderen Seite führt die orographisch bedingte Hebung bei nördlicher bis nordwestlicher Anströmung zu einer Verstärkung von frontalen Niederschlägen in den Alpen. Durch den Wolkenstau an den Alpen nach Abzug einer Front ist auch bei der Gruppe Rest ein positiver Niederschlagsgradient zu beobachten. Im Gegensatz dazu erhält das Alpenvorland bei exakt westlicher Anströmung von  $270^\circ$  mehr Niederschlag. In diesen Fällen weht der Wind parallel zu den Alpen und Leeeffekte durch stromaufwärts gelegene Berge reduzieren den Niederschlag in den Alpen. Je weiter man in den Nordalpen nach Osten geht, desto mehr verschiebt sich das klimatologische Niederschlagsmaximum von westlichen hin zu nördlichen Windrichtungen.

Der zweite Teil dieser Arbeit umfasst die Untersuchung der Niederschlagsabnahme vom Alpenrand in Richtung inneralpine Täler. An Hand von Niederschlagsdifferenzen zwischen 3 Regionen am Alpeinnordrand und 3 Regionen in den Zentralalpen ergibt sich

vor allem bei Kaltfronten aus Nordwesten bis Norden und in der Restklasse ein großes Niederschlagsplus in den Nordalpen. Bei konvektiven Niederschlägen kommt es bei westlichen bis leicht südwestlichen Anströmungen zu starken Niederschlägen in den inneralpinen Tälern. Bei südwestlicher Höhenströmung werden die in den Zentralalpen gebildeten Schauer und Gewitter in Richtung Nordalpen advehiert, wo sie durch eine Konvergenz mit der aus dem Alpenvorland einströmenden Luft teilweise noch verstärkt werden. In den Zentralalpen herrscht ein starker West-Ost-Gradient des Niederschlags. Durch die abnehmende Kammhöhe der Nordalpen von Westen nach Osten und durch die abnehmende Nord-Süd-Ersteckung der Alpen, sowie durch die Struktur der Täler, wird das Übergreifen von Niederschlägen in die inneralpinen Regionen im Osten erleichtert und die jährlichen Niederschlagsmengen nehmen deutlich zu. Zusätzlich wird auch noch eine Analyse der Abhängigkeit des Niederschlagsgradienten vom Temperaturniveau durchgeführt. Die Unterteilung der Niederschläge in 3 Klassen (Schneefallgrenze  $> 2500$  m,  $2500$  m -  $1000$  m,  $< 1000$  m) ergibt allerdings keine eindeutige Aussage.

Im nächsten Abschnitt werden die klimatologischen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen an 4 Stationspaaren untersucht. Die Niederschlagsverteilung zeigt, dass die Bergstationen üblicherweise mehr Niederschlag erhalten als die Talstationen. Es gibt jedoch sehr große regionale Unterschiede, die teilweise auf lokale topographische Effekte zurückzuführen sind. Bei Stationspaaren mit positiver Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz ist dabei die Differenz bei einer Nordwest- bzw. Nordanströmung in 700 hPa am höchsten. Zudem zeigt sich, dass die orographische Niederschlagsverstärkung bei niedrigen Temperaturen (Schneefallgrenze  $< 1000$  m) viel ausgeprägter ist als bei hohen Temperaturen. Für nichtkonvektive Niederschlagsereignisse wurde eine nähere Analyse des Einflusses einiger meteorologischer Umgebungsparameter auf den Höhengradienten des Niederschlags durchgeführt. Es ergibt sich zum einen eine deutliche Zunahme der orographischen Niederschlagsverstärkung mit der 700-hPa-Windgeschwindigkeit, zum anderen erhöhen sich die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen auch mit der Mächtigkeit der gesättigten Schicht in der anströmenden Luftmasse.

Für 4 klimatologisch repräsentative Niederschlagsereignisse werden im Anschluss hochaufgelöste Simulationen mit dem MM5-Modell durchgeführt. Dadurch soll einerseits die Fähigkeit dieses numerischen Modells zur Reproduktion von kleinskaligen Niederschlagsstrukturen getestet werden, andererseits sollen auch die dynamischen und mikrophysikalischen Gründe für die unterschiedlichen Niederschlagsmuster im Zugspitzgebiet herausgefunden werden. Die ausgewählten Fälle umfassen zwei Ereignisse im Winter mit einer sehr starken beobachteten Niederschlagszunahme mit der Höhe sowie einem Winter- und einem Sommerfall mit kaum vorhandenem Höhengradienten des Niederschlags. Die Validierungsergebnisse sind für die Winterfälle generell sehr zufriedenstellend, während die Niederschlagsstruktur beim Sommerfall, auf Grund von eingebetteten konvektiven Zellen, im Modell nicht gut wiedergegeben wird. Die genaue Analyse bringt bei den ersten beiden Fällen mit großer Berg-Tal Niederschlagsdifferenz den klassischen Seeder-Feeder Effekt als dominierenden Verstärkungsfaktor hervor. Durch nördliche Anströmungen kommt es in beiden Fällen zur Bildung von Hebungswolken, in denen sich der synoptischskalige

Niederschlag verstärkt. Im dritten Fall sind die Windgeschwindigkeiten für eine nennenswerte orographische Niederschlagsverstärkung zu niedrig. Im Sommerfall kommt es auf der Zugspitze, in Verbindung mit einer Schneefallgrenze in Höhe des Gipfels, zur Ausbildung eines lokalen Niederschlagsminimums durch eine Divergenz von Hydrometeortrajektorien. Auf Grund der unterschiedlichen Fallgeschwindigkeiten von Schnee/Graupel und Regen und durch die damit verbundene unterschiedliche Verdriftung der Niederschlagsteilchen fällt am Gipfel weniger Niederschlag als im Lee.



# Abstract

This dissertation deals with a climatological investigation of different orographic precipitation enhancement processes in the Alps. On the one hand, the database consists of observations of more than 1000 weather stations in Bavaria and western Austria for the time period of 1991 - 2000. On the other hand, a MM5-climate-mode-simulation driven with ERA-40 reanalysis data provides information about the environmental meteorological conditions. After a short introduction into the basics of orographic precipitation enhancement and into some simple linear models, the different station data are converted into a uniform temporal resolution of 6 hours. To estimate the relative contribution of different precipitation types, we distinguish between cold fronts, warm fronts, convection and a class carrying unclassified events. Convective precipitation in connection with fronts is attributed to the respective frontal class. Unclassified events predominantly consist of postfrontal upslope precipitation and quasi-stationary fronts. In addition, the wind direction at Alpine crest level (700 hPa) is considered.

In a first step, the precipitation differences between the Alpine foreland and the northern Alps are analyzed. The investigation of the climatological importance of the 4 precipitation types in various regions shows that summertime convection and orographic lifting make the largest contribution to the precipitation gradient towards the Alps. Convective precipitation occurs predominantly in association with southwesterly flow and is more abundant in the Alps than in the adjacent forelands because convection is primarily triggered over the Alps. Orographic lifting is most active in case of northwesterly and northerly winds and intensifies both frontal and postfrontal precipitation. The climatological importance of orographic lifting is much larger in winter than in summer. A reversed precipitation gradient with systematically more precipitation in the foreland than in the Alps is found for fronts associated with a wind direction of exactly  $270^\circ$ . Under these circumstances, the wind blows parallel to the mountain range and lee effects related to upstream topography reduce the precipitation intensity in the Alps. The climatological precipitation maximum is shifted from westerly towards northerly winds when moving from west to east in the northern Alps.

The second part of this work comprises an investigation of the climatological precipitation decrease from the northern Alps to the inner-Alpine valleys. The comparison between the precipitation distribution of 3 regions in the northern Alps and 3 regions in the central Alps shows that especially for cold fronts and unclassified events in connection with northwesterly or northerly flow, a distinctive precipitation surplus can be found in the

northern Alps. For convective precipitation and southwesterly or westerly winds the inner-Alpine regions show high convective activity. For southerly wind directions the showers formed over the central Alps are advected towards the northern Alps, where they sometimes even intensify due to a convergence with the inflow from the Alpine foreland. There is a strong west-east precipitation gradient in the central Alps. The decreasing crest level of the northern Alps and the decreasing north-south-extension of the Alps together with the topographical structure of the valleys are the main reasons for the higher precipitation amounts in the eastern parts of the central Alps than in the western parts. Additionally, an investigation of the precipitation gradient in dependence on the temperature level is made. However, a classification of the precipitation events into 3 classes (snow line  $> 2500$  m,  $2500$  m -  $1000$  m,  $< 1000$  m) does not show any clear results.

The next part investigates altitudinal precipitation differences in the Alps. The analysis is performed for four station pairs, consisting of a mountain station and a nearby valley station each. The climatological precipitation distribution shows that the mountain stations usually receive substantially more precipitation than the valley stations, especially for northwesterly and northerly ambient flow in 700 hPa. However, the differences are regionally variable and indicate a strong influence of the local topography. Moreover, precipitation enhancement over mountains tends to be substantially more effective for low temperatures than for high temperatures. A more detailed investigation of some parameters affecting orographic precipitation enhancement is conducted for stratiform precipitation events. The magnitude of orographic precipitation enhancement markedly increases with the wind speed at 700 hPa. Moreover, precipitation enhancement increases with the depth of the moist layer in the approaching flow.

High resolution simulations with the MM5 model are conducted for four climatologically representative precipitation events in the Zugspitze area. The first two wintertime cases are characterized by a strong northwesterly or northerly flow, associated with large precipitation differences between the mountain and the valley stations. For these cases the model validation shows good agreement with the observed precipitation patterns. The model results indicate a dominance of the classical seeder-feeder mechanism, with strong orographic lifting generating dense orographic clouds over the mountain ridges. The third precipitation event is also associated with a northerly flow, but in this case the low wind speeds do not cause enough orographical lifting so that the mountain-valley precipitation differences are rather small. The last case represents summertime precipitation events with northerly flow, a high snow line and almost no precipitation difference between the Zugspitze and the surrounding valley stations. The correlation between the model and the observations is not as good, because embedded convective cells are not reproduced in a deterministic sense in the MM5. The dynamical and microphysical fields show that the snow line around the peak causes a local precipitation minimum at the Zugspitze. Because of different fall speeds of snow/graupel and rain there is a divergence of the hydrometeorological trajectories near the peak and therefore the precipitation maximum is shifted towards the lee.

# Kapitel 1

## Einführung

### 1.1 Motivation

Niederschlag war eine der ersten meteorologischen Größen, die von den Menschen beobachtet und analysiert wurden. Der Grund für das sehr lange zurückreichende Interesse am Medium Niederschlag liegt nicht nur an der relativ einfachen Messung dieser Größe, sondern hauptsächlich an der sehr großen Bedeutung des Niederschlags für die Menschheit. Wasser in Form von Niederschlag bildet im Wesentlichen die Grundlage allen Lebens auf der Erde. Auf der anderen Seite ist der Niederschlag aber auch die Ursache für eine ganze Reihe von Naturkatastrophen wie z.B. Überschwemmungen, Erdbeben, Lawinen oder Hagelschäden. Um solche Katastrophen zu vermeiden oder zumindest rechtzeitig vorherzusagen, ist es von fundamentaler Bedeutung, die physikalischen Prozesse, die hinter der Niederschlagsentstehung stecken, genau zu untersuchen. Aus diesem Grund wird in Zeiten des alltäglich diskutierten Klimawandels vor allem der Verbesserung der Niederschlagsvorhersage eine immer größere gesellschaftliche Bedeutung beigemessen.

Besonders hoch ist das Interesse am Niederschlag natürlich in den gebirgigen Regionen, leben doch Millionen von Menschen vom Trinkwasser aus den Bergen. Die Beobachtung und Analyse von klimatologischen Niederschlagsmengen ist dabei sehr wichtig und hat einen starken Einfluss auf viele Gebiete des täglichen Lebens, wie z.B. die Landwirtschaft, das Transportwesen, usw. Von großer Bedeutung sind Niederschlagsklimatologien auch für die Energiewirtschaft, kommt doch der Nutzung der ökologisch sauberen Wasserkraft eine immer größere Bedeutung zu. Auch im Tourismus nimmt das Interesse an der Beobachtung und der Vorhersage von Niederschlägen stetig zu, wird doch auf Grund der sich ändernden klimatologischen Verhältnisse ein Großteil der Skipisten im Alpenraum bereits künstlich beschneit, was wiederum einen großen Einfluss auf den Wasserhaushalt hat. Niederschlag in fester Form hat auch einen wesentlichen Anteil am Klima in den Alpen, was vor allem in den letzten Jahren mit der starken Gletscherschmelze immer mehr verdeutlicht wurde.

Die klimatologische Analyse von Niederschlägen hat also in vieler Hinsicht einen großen Einfluss auf das Leben im Gebirge. Doch die Niederschlagsstrukturen im Gebirge sind durch die zahlreichen orographischen Niederschlagsmechanismen sehr viel komple-

xer als im Flachland. Erste Untersuchungen zur räumlichen Struktur des Niederschlags wurden bereits Anfang des vorigen Jahrhunderts durchgeführt (z.B. KNOCH und REICHEL, 1930). Sie zeigen, dass die ansteigende Topographie vom Alpenvorland in Richtung Alpen zu einer massiven Erhöhung des klimatologischen Jahresniederschlags führt. Im Gegenzug kommt es im Lee der großen Gebirgszüge durch Absinkbewegungen zu einer Abtrocknung der Luft und zur Bildung der inneralpinen Trockengebiete. Neuere Niederschlagsklimatologien (z.B. FLIRI, 1975; KUBAT, 1972) zeigen aber auch, dass es in den tief eingeschnittenen Alpentäler häufig zu starken Gewittern kommt, die verheerende Schäden anrichten können. Auch die Höhenabhängigkeit des Niederschlags wurde schon in zahlreichen Studien untersucht (BLUMER, 1994; LANG, 1985).

Um die komplexen kleinräumigen Niederschlagsstrukturen im Alpenraum und die physikalischen Prozesse dahinter genauer zu verstehen, ist es sehr wichtig die Niederschlagsmodelle stetig zu verbessern. Die numerische Simulation von Niederschlägen ist aber in gebirgigen Regionen extrem schwierig, umfassen doch die orographischen Niederschlagsmechanismen ein breites Spektrum von großräumiger Hebung bis hin zur Auslösung von einzelnen kleinskaligen Konvektionszellen. Des weiteren haben kleine Änderungen in den Umgebungsbedingungen wie z.B. im Feuchteprofil, in der Luftschichtung oder in den Windverhältnissen eine potentiell große Auswirkung auf die Niederschlagsmuster im Gebirge. In den letzten Jahren hat sich die Qualität und auch die räumliche Auflösung von numerischen Modellsimulationen stark verbessert. Dies führte dazu, dass die Reproduzierbarkeit von komplexen kleinräumigen Niederschlagsstrukturen im Modell mittlerweile zufriedenstellende Ergebnisse liefert. Ein Problem dabei ist aber, dass die Ergebnisse der Modellläufe oft nicht vollständig validiert werden können, da die Stationsdichte in den Alpen nicht ausreichend hoch ist. Besonders groß ist der Mangel an Daten von Bergstationen, da diese oft nur sehr schwer erreichbar sind. Dadurch ist besonders die Analyse eines etwaigen vorhandenen Höhengradienten des Niederschlags und die Untersuchung der dafür verantwortlichen meteorologischen Faktoren nur mit der Hilfe von Beobachtungsdaten kaum durchzuführen. Deshalb werden in diesem Bereich vermehrt hochauflösende numerische Modelle eingesetzt, die eine lückenlose Niederschlagsanalyse ermöglichen. In den letzten Jahren wurden auch viele Prozesstudien (z.B. BUZZI et al., 1998; SENESI et al., 1996) durchgeführt, in denen extreme Niederschlagsereignisse mit Hilfe von numerischen Modellen analysiert wurden. In der Verbindung von solchen Prozesstudien mit bestehenden klimatologischen Studien liegt die Motivation für die vorliegende Arbeit.

## 1.2 Zielsetzung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit soll nicht eine Beschreibung der klimatologischen Niederschlagsverhältnisse im Alpenraum sein, welche bereits aus zahlreichen anderen Studien bekannt sind, sondern eine genaue Untersuchung der klimatologischen Bedeutung verschiedener orographisch bedingter Niederschlagsverstärkungsmechanismen. Dies soll mit Hilfe eines umfangreichen Datensatzes erfolgen, der den Alpenraum zwischen dem Bodensee und dem Salzkammergut sowie das nördliche Alpenvorland umfasst und auf den Zeitraum



zwischen 1991 und 2000 beschränkt ist. Zum einen wird durch eine Klassifizierung der Niederschläge in verschiedene Typen (Kaltfront, Warmfront, konvektiver Niederschlag, Rest) und eine Unterteilung der Anströmungsrichtung in  $10^\circ$ -Windsektoren versucht, die klimatologische Zunahme des Niederschlags vom Alpenrand in Richtung Alpennordrand, aber auch die anschließende Abnahme in Richtung Alpenhauptkamm genauer zu erklären. Hierbei wird auch auf die saisonalen Unterschiede des horizontalen Niederschlagsgradienten zum Alpenrand hin Bezug genommen. Weiterführend soll durch die Betrachtung von kleinräumigen Niederschlagsstrukturen auch die Höhenabhängigkeit des Niederschlags in Bezug auf die unterschiedlichen orographischen Niederschlagsverstärkungsmechanismen genauer erklärt werden. Zur Verbesserung des Verständnisses von konkret auftretenden Niederschlagsdifferenzen zwischen Berg- und Talregionen wird der Einfluss von verschiedenen meteorologischen Größen wie z.B. Windrichtung und -stärke, Feuchteprofil und Temperatur auf die Niederschlagsverstärkungsmechanismen analysiert.

Ein weiterer wichtiger Punkt dieser Arbeit ist der Einsatz von hochaufgelösten numerischen Simulationen zur Erklärung von kleinräumigen Niederschlagsstrukturen im Nordalpengebiet. Dazu werden ausgewählte Niederschlagsereignisse aus dem Analysezeitraum mit Hilfe des MM5-Modells simuliert. Nach einer eingehenden Validierung der Simulationsergebnisse an Hand der Beobachtungsdaten sollen die verschiedenen physikalischen Prozesse der orographischen Niederschlagsverstärkung genau analysiert werden. Die vorliegende Arbeit versucht also die Lücke zwischen bestehenden klimatologischen Studien und einzelnen Prozessstudien ein Stück weit zu schließen.

### 1.3 Zur Gliederung der Arbeit

Diese Dissertation gliedert sich in 6 Kapitel. Im ersten allgemeinen Teil (Kapitel 2) wird auf den Prozess der Niederschlagsbildung, die verschiedenen Niederschlagsformen, sowie auf den Einfluss der Orographie auf die Niederschlagsverteilung eingegangen. Ein Unterkapitel beschäftigt sich kurz mit der Niederschlagsmessung und den dabei auftretenden Fehlern. Es wird auch ein kurzer Überblick über die Niederschlagsmuster in den Alpen und die Literatur dazu gegeben. Im folgenden Abschnitt (Kapitel 3) wird der Datensatz, dem diese Arbeit zu Grunde liegt, näher beschrieben. Des weiteren werden die verwendeten Methoden der Datenverarbeitung und die Umrechnung der Daten in ein einheitliches Zeitintervall erklärt. In einem weiteren Teil dieses Kapitels werden die Daten der mit ERA-40-Daten angetriebenen Klimamodus-Simulation des MM5 und deren Bedeutung für die Einteilung der Niederschläge in die verschiedenen Typen beschrieben. Das folgende Kapitel 4 beschäftigt sich mit der Analyse der klimatologischen Niederschlagsstrukturen im beobachteten Gebiet zwischen dem Bodensee und dem Salzkammergut. In Abschnitt 4.1 wird dabei der Niederschlagsgradient zwischen dem Alpenvorland und dem Alpennordrand, in Kapitel 4.2 die klimatologische Niederschlagsabnahme vom Alpenrand in Richtung inneralpine Regionen untersucht. Der folgende Abschnitt (Kapitel 4.3) beschreibt und analysiert klimatologisch auftretende Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in den Nordalpen. In Kapitel 5 werden nach einer Beschreibung der Modelleinstellungen die

Ergebnisse von hochaufgelösten Simulationen von einzelnen klimatologisch repräsentativen Niederschlagsereignissen dargestellt. Die Arbeit wird abgerundet durch eine allgemeine Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

# Kapitel 2

## Grundlagen

In diesem Kapitel wird eine kurze Einführung in die Grundbegriffe der Thematik Niederschlag, auf denen die gesamte Arbeit aufbaut, gegeben. Zuerst werden kurz die physikalischen Prozesse der Niederschlagsentstehung besprochen, um dann die verschiedenen Niederschlagsarten durchzugehen. Da die Basis für diese Untersuchung Niederschlagsmessungen von Wetterstationen sind, folgt ein kurzer Überblick über die verschiedenen Messmethoden und die damit verbundenen Fehler. Anschließend wird auf den wesentlichen Teil der vorliegenden Arbeit, den Einfluss der Orographie auf die räumliche Verteilung des Niederschlags, eingegangen. Das Kapitel wird abgeschlossen mit einer Übersicht über die klimatologischen Verhältnisse im Alpenraum und die wissenschaftlichen Arbeiten dazu.

### 2.1 Der Niederschlag

#### 2.1.1 Niederschlagsdefinition und Niederschlagsentstehung

Die Definition der WMO (World Meteorological Organisation) für den Begriff Niederschlag lautet: Wasser, das in flüssiger oder fester Form aus Wolken fällt, bzw. sich direkt aus der Luft am Erdboden ablagert (WMO, 1992).

Zur Bildung von Niederschlag müssen mehrere Voraussetzungen erfüllt sein. Zuerst einmal muss es zu einer Sättigung der Luft kommen. Dieser Zustand wird meistens durch eine Abkühlung der Luftmasse hervorgerufen, kann jedoch auch durch die Zufuhr von Feuchtigkeit bzw. durch die Mischung von zwei verschiedenen temperierten Luftmassen erreicht werden (z.B. Mischungsnebel). Der Vorgang der Abkühlung bis zum Taupunkt der Luft kann entweder durch eine negative Strahlungsbilanz des Bodens (nächtliche Ausstrahlung) oder durch eine erzwungene Hebung einer Luftmasse und der damit verbundenen Expansion erfolgen. Ursachen für so eine erzwungene Hebung können z.B. synoptischskaliges Aufsteigen in einem Tiefdruckgebiet, Hebung durch strahlungsbedingte Konvektion oder die Überströmung eines Gebirges sein. Ist die Sättigung der Luft erreicht, müssen in einem zweiten Schritt Kondensationskeime (z. B. Staub - oder Rußpartikel) vorhanden sein, an denen sich der Wasserdampf anlagern kann. Haben sich kleine Wassertröpfchen gebildet, gibt es mehrere Mechanismen, die zu einem Wachstum der Tröpfchen führen. Eine

wichtige Rolle hierbei spielen der Krümmungs- und der Lösungseffekt. Der Krümmungseffekt besagt, dass der Sättigungsdampfdruck über einem Tropfen proportional zum Kehrwert des Radius ist. Durch den entstehenden Dampfdruckgradienten beim Vorhandensein verschieden großer Tropfen wachsen die großen Tropfen auf Kosten der kleinen. Gegen diesen Prozess wirkt der Lösungseffekt. Dieser beschreibt, dass der Sättigungsdampfdruck über Lösungen niedriger ist als über reinem Wasser. Da in kleinen Tropfen die Konzentration der gelösten Partikel meistens höher ist, kommt es zu einem Dampfdruckgradienten hin zu kleinen Tropfen. Die Verbindung dieser zwei gegenteiligen Effekte liefert einen kritischen Radius, ab dem das Tropfenwachstum beginnt. Da die Fallgeschwindigkeit der Tropfen natürlich von der Größe der Tropfen abhängig ist, kann es auch zu Kollisionen und einem folgenden Zusammenwachsen der Tropfen kommen (Koaleszenz). Den wichtigsten Anteil am Tröpfchenwachstum in unseren Breiten haben jedoch in der Wolke vorhandene Eisteilchen. Durch den niedrigeren Sättigungsdampfdruck über Eis kommt es zu einer Kondensation des in der Luft enthaltenen Wasserdampfs an den Eispartikeln auf Kosten der in der Umgebung befindlichen Wassertröpfchen (BERGERON, 1935). Dies führt zu einem raschen Wachstum der Teilchen und folglich zu einem Ausfallen des Niederschlags aus der Wolke. Zu Beginn eines Niederschlagsereignisses kann es passieren, dass Tropfen aus den Wolken fallen, den Boden jedoch nie erreichen, weil sie zuvor verdunsten. Dies kommt vor allem bei sehr schwachen Niederschlägen (kleine Tropfen) und bei sehr trockener Luft unterhalb der Wolke vor.

### 2.1.2 Niederschlagsarten

Wie sich bereits aus der Niederschlagsdefinition der WMO ableiten lässt, unterscheidet man verschiedene Typen von Niederschlag (BAUMGARTNER und LIEBSCHER, 1996). Den größten Anteil an der Gesamtniederschlagsmenge haben die fallenden Niederschläge. Zu ihnen zählen die hinlänglich bekannten Niederschlagsformen Regen, Schnee, Graupel und Hagel. Des weiteren unterscheidet man noch zwischen dem sogenannten abgesetzten Niederschlag, der sich durch direkte Kondensations- bzw. Sublimationsausfällungen des Wasserdampfes aus der Luft an Gegenständen bildet (z.B. Tau, Reif) und dem abgefangenen Niederschlag (aus Nebel). Alle drei Typen des Niederschlags (fallend, abgesetzt, abgefangen) kann man noch auf Grund des Aggregatzustandes in fest oder flüssig unterteilen. In Tabelle 2.1 sind alle möglichen Arten des Niederschlags inklusive der Größe der Niederschlagsteilchen und deren typischen Fallgeschwindigkeiten dargestellt.

Beim fallenden Niederschlag gibt es in der flüssigen Phase die zwei Arten Niesel (oder Sprühregen) und Regen, welche sich nur durch die Tropfengröße und folglich auch durch die Fallgeschwindigkeit unterscheiden. Gemäß KLINGER (1986) wird jeder flüssige Niederschlag als Regen bezeichnet, der aus den Wolken auf die Erde fällt und mindestens einen Durchmesser von 0,5 mm hat. Die Schwellwerte für die Unterteilung in die verschiedenen Arten sind jedoch nicht einheitlich definiert und werden in der Literatur oft verschieden dargestellt (KLINGER 1986, LILJEQUIST and CEHAK 1984). Größer als 5 mm können jedoch Regentropfen generell nicht werden, da sie sonst auf Grund der zu geringen

Typ	Form	Niederschlagsart	Durchmesser in mm	Fallgeschw. in m/s
fallend	flüssig	Sprühregen	0,1 - 0,5	0,25 - 2,0
		Regen	0,5 - 5,0	2,0 - 9,0
	fest	Eisnadeln	1,5	0,5
		Schnee	10 - 30	1,0 - 2,0
		Griesel	< 1,0	0,5 - 1,0
		Reifgraupel	2,0 - 5,0	1,0 - 3,0
		Frostgraupel	1,0 - 5,0	1,5 - 3,0
		Hagel	10 - 30	> 5,0
		Eiskörner	< 5,0	2,0 - 5,0
abgesetzt	flüssig	Tau		
	fest	Reif		
abgefangen	flüssig	Nebel		
	fest	Rauhreif		

**Tabelle 2.1:** Niederschlagsarten unterteilt nach Typ und Aggregatzustand nach BAUMGARTNER und LIEBSCHER (1996).

Oberflächenspannung während des Fallens auseinanderbrechen würden.

Bei festem, fallenden Niederschlag gibt es wegen der zahlreichen Möglichkeiten des Wachstums von Eispartikeln eine größere Vielfalt als beim flüssigen Niederschlag. Die häufigste feste Niederschlagsform, die auf die Erde fällt, ist Schnee. Er besteht aus einzelnen oder aneinanderhaftenden Eiskristallen (Schneeflocken), die eine Größe von bis zu 3 cm erreichen können. Besonders große Schneeflocken treten bei Temperaturen um den Gefrierpunkt auf, wenn die Spitzen der Kristalle schmelzen und folglich viele Eiskristalle aneinanderhaften. Die Form der Eiskristalle hängt sehr stark von der Temperatur ab und reicht von Nadeln über Platten bis hin zu Prismen. Einzelne Eisnadeln treten hingegen nur bei sehr tiefen Temperaturen ( $< -15^{\circ}\text{C}$ ) auf und bilden sich meistens aus stratiformen Wolken. Beim Graupel gibt es zwei verschiedene Formen, die jedoch sehr ähnlich sind. Zum einen den Reifgraupel, der aus weißen, spröden, undurchsichtigen, rundlichen Körnern besteht und zum anderen den Frostgraupel, der sich aus einem trüben Kern und einem glasigen Überzug zusammensetzt. Beide Formen werden durch Eiskristalle gebildet, an denen sich in einer Wolke unterkühltes Wasser anlagert und anschließend gefriert. Auch die Niederschlagsart der Eiskörner ist ihnen im Aussehen sehr ähnlich, besteht aber aus gefrorenen Regentropfen. Beim Schneegriesel handelt es sich um kleine, weiße Körner von schneeähnlicher Struktur, die meist nur kurzzeitig auftreten und sehr langsam fallen. Weitaus höhere Fallgeschwindigkeiten werden beim Hagel erreicht. Diese Eiskugeln mit einem Durchmesser von mindestens 1 cm treten bei sehr hochreichenden Gewitterwolken auf. Diese großen und gefährlichen Hydrometeore bilden sich durch massive Anlagerung von unterkühlten Wassertropfen an Eiskristallen und durch ständige Auf- und Abbewe-

gungen in der Wolke. Der genaue Prozess der Hagelbildung ist jedoch noch nicht zur Gänze erforscht. Ein Hagelkorn besteht meistens aus verschiedenen durchsichtigen und undurchsichtigen Schichten, welche auf Lufteinschlüsse zurückzuführen sind.

Beim abgesetzten Niederschlag unterscheidet man zwischen Tau (flüssig) und Reif (fest). Meist entstehen diese Formen in klaren Nächten, wenn die Luft sich bodennah sehr stark abkühlt. Beim Erreichen des Taupunkts der Luft lagern sich kleine Wassertröpfchen am Boden an und bilden den Tau. Erfolgt dies bei Temperaturen unterhalb des Gefrierpunkts, lagert sich der Wasserdampf in der Luft durch Sublimation direkt in fester Form am Boden an und es bildet sich Reif.

Die letzte Gruppe stellen die sogenannten abgefangenen Niederschläge dar. Sie sind in der Form her den abgesetzten Niederschlägen sehr ähnlich, entstehen jedoch aus einer bereits gesättigten Luftmasse (Nebel) und lagern sich an Gegenständen bzw. dem Boden an. Häufig findet man Rauhref (fest) und Nebelniederschlag (flüssig) in der Nähe von Gewässern, wo sich durch die zusätzliche Feuchtequelle in kalter Luft häufig Nebel bildet.

Auf Grund ihrer Häufigkeit und dem wesentlichen Anteil am Jahresniederschlag sind die wichtigsten Niederschlagsformen in unseren Breiten Regen und Schnee. Ob den Erdboden Schneeflocken oder Regentropfen erreichen, hängt jedoch nicht nur von der Wolkentemperatur, sondern natürlich auch von der Temperatur der darunterliegenden Luftmasse ab. Auch die Feuchtigkeit der Luftschichten, durch die eine Schneeflocke fällt, hat einen wesentlichen Einfluss auf den Schmelzvorgang. Bei sehr trockenen Verhältnissen kann es durch den Entzug von Verdunstungswärme vorkommen, dass es bis zu Temperaturen von  $+ 10^{\circ}\text{C}$  schneit. Durch die Berücksichtigung der Luftfeuchtigkeit eignet sich deshalb die Feuchttemperatur sehr gut zur Bestimmung ob Regen oder Schnee fällt. STEINACKER (1983) hat herausgefunden, dass ab einer Feuchttemperatur von ca.  $+ 1^{\circ}\text{C}$  die Schneeflocken zu schmelzen beginnen und der feste Niederschlag in Regen übergeht. Ohne Luftmassenaustausch durch Wind beginnt die Schneefallgrenze jedoch mit zunehmender Niederschlagsdauer zu sinken. Dafür verantwortlich ist das Entziehen der Schmelzwärme beim Übergang von Schnee in Regen. Für die Vorhersage der Schneefallgrenze im Alpenbereich ist es sehr wichtig, nicht nur die Temperatur der großräumigen Luftmasse, sondern auch die Daten der Wetterstationen in den Tälern zu betrachten. Durch das verringerte Luftvolumen in einem Tal, verglichen zum Flachland, ist der Effekt des Schmelzwärmeentzuges im Tal natürlich wesentlich höher. Zum anderen kann auf Grund eventuell vorhandener Kaltluftseen der Niederschlag bis ins Tal in fester Form fallen, obwohl der großräumigen Luftmasse zu Folge die Schneefallgrenze viel höher liegen müsste.

## 2.2 Niederschlagsmessung

Die Grundlage dieser Arbeit bilden Niederschlagsmessungen von über 1000 Stationen aus Bayern und dem österreichischen Alpenraum zwischen Vorarlberg und Salzburg. In diesem Kapitel werden zuerst die verschiedenen Methoden zur Messung des Niederschlags angeführt. Danach folgt eine kurze Übersicht über die bei Niederschlagsmessungen auftretenden Messfehler.

### 2.2.1 Geräte zur Niederschlagsmessung

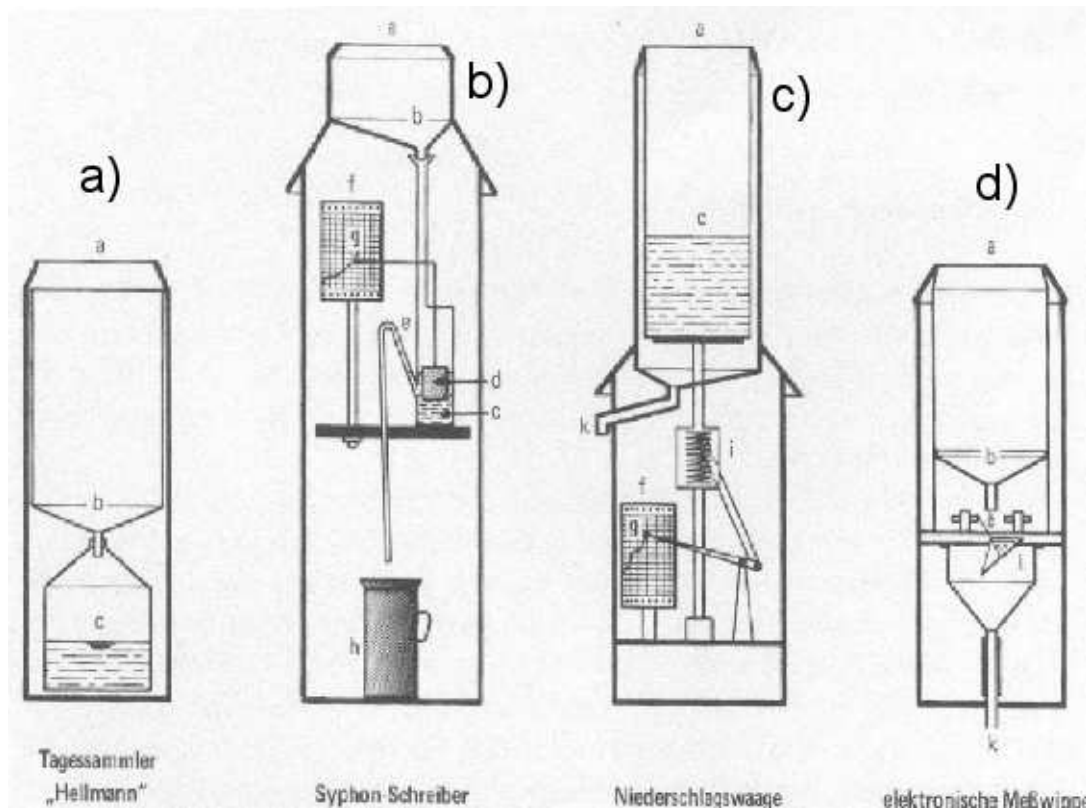
Der Alpenraum ist mit einem sehr dichten Netz aus Niederschlagsmessstationen ausgestattet, welches aus mehr als 6000 Stationen besteht (FREI und SCHÄR, 1998). Dabei kommen allerdings sehr unterschiedliche Messgeräte zum Einsatz, die auf verschiedensten Messprinzipien basieren. Die einfachste Methode Niederschlag zu messen ist, einen offenen Behälter über dem Boden zu positionieren. Dieses Prinzip wird im Wesentlichen auch heute noch bei Niederschlagsstationen, welche täglich von einem Beobachter abgelesen werden, angewendet. Dabei gibt es zahlreiche Ausführungsvariationen die in Mitteleuropa jedoch alle eine standardisierte Auffangfläche von  $200 \text{ cm}^2$  haben. Die im Alpenraum am meisten vertretene Form der Niederschlagsmessung ist der Regenschirm nach Hellmann (siehe Abb. 2.1a). Zur Messung des festen Niederschlags muss hier die gesammelte Schneemenge geschmolzen und daraus das Wasseräquivalent bestimmt werden. In automatischen Stationen werden solche Niederschlagsgefäße mit einem Schwimmer und einem Gestänge zur Registrierung ausgestattet (siehe Abb. 2.1b). Zur Messung des festen Niederschlags muss in diesem Fall eine elektrische Heizung eingebaut werden. Bei einem sehr großen Teil (ca. 90 %) der in dieser Arbeit verwendeten Stationen wird dieses sehr einfache Prinzip der Niederschlagsmessung angewendet.

Sehr ähnlich ist die Messung des Niederschlags in den hochgelegenen Regionen der Alpen, wo ein Großteil der Niederschläge in fester Form auftritt. Bei einem sogenannten Totalisator handelt es sich um einen Behälter mit  $200 \text{ cm}^2$  Auffangfläche, der wegen der großen Schneeakkumulation in diesen Gebieten in 3 - 4 m Höhe angebracht wird. Die Ablesung erfolgt normalerweise einmal im Jahr zum Stichtag 30. September, also am Ende des hydrologischen Jahres. Ein Totalisator ist mit einer Flüssigkeit aus Wasser und Chlorcalcium gefüllt, wodurch das Einfrieren verhindert und die Messung festen Niederschlags ermöglicht wird. Zur Reduktion der Verdunstung wird etwas Öl in den Niederschlagsmesser gegeben. Diese Art der Niederschlagsmessung dient nur zur Messung des Jahresniederschlags, da keinerlei Registriermöglichkeit gegeben ist und die Erreichbarkeit der Stationen oft sehr schwierig ist.

Eine weitere Möglichkeit, den Niederschlag als Funktion der Zeit zu erfassen, ist in Abb. 2.1c dargestellt. Bei Niederschlagswaagen wird der Niederschlag einfach in einem Gefäß gesammelt, das über ein Gestänge mit einer Waage verbunden ist. Die Registrierung erfolgt hierbei kontinuierlich mit Hilfe eines Schreibstreifens oder elektronisch mit einem Datenlogger. Der große Vorteil bei diesem Messprinzip liegt in der Tatsache, dass der feste Niederschlag nicht geschmolzen werden muss. Nachteile ergeben sich durch die erforderliche hohe Präzision der Waagen, die bei großen Windgeschwindigkeiten zu Fehlmessungen führen kann.

Bei automatischen Wetterstationen, die eine sehr hohe zeitliche Auflösung haben (z.B. deutsches SYNOP-Netz und österreichisches TAWES-Netz), wird meistens eine beheizte Wippe zur Niederschlagsmessung verwendet (Abb. 2.1d). Dabei wird der Niederschlag über einen Trichter auf eine Kippwaage geführt, die bei jedem Wippvorgang einen Kontakt auslöst, der aufgezeichnet wird. Solche Niederschlagsmesser erweisen sich wegen der

einfachen Technik als sehr zuverlässig, zeigen aber Schwächen bei sehr hohen Intensitäten, wo sich die Wippe „verschlucken“ kann.



**Abbildung 2.1:** Verschiedene Arten für die Messung von Niederschlagsmengen (nach GEIGER et al., 1991).

Neuere Typen von Niederschlagsmessern zählen die Anzahl der Tropfen, die durch einen gewissen Querschnitt fallen. Dies kann z.B. mit Hilfe eines Trichters erfolgen, der immer dieselbe Menge an Niederschlag in Form eines Tropfens durch eine Lichtschranke fallen lässt. Durch die Anzahl der registrierten Tropfen kann dann auf die Niederschlagsmenge zurückgeschlossen werden. Ein ähnliches Verfahren wird auch bei der Niederschlagsmessung mit Hilfe von Ultraschall angewendet. Innerhalb eines Querschnitts aus Ultraschallsensoren werden alle Niederschlagsteilchen die diese Schranke passieren, registriert. Durch Berechnung der Anzahl der Teilchen und deren Größe kann die Niederschlagsmenge sehr exakt bestimmt werden. Durch diese Form der Messung können auch feste Niederschlagsteilchen registriert werden, wodurch Verdunstungseffekte beim Schmelzen entfallen.

Zur flächendeckenden Messung von Niederschlag eignet sich das Niederschlagsradar. Hierbei werden von einer Antenne sehr kurze Impulse von Radarwellen ausgestrahlt, welche an Niederschlagsteilchen reflektiert werden. Durch die empfangene Signalstärke kann auf die Niederschlagsstärke rückgeschlossen werden. Das Niederschlagsradar wird vor allem bei der Beobachtung von Niederschlag, aber auch für die kurzfristige Vorhersage von Niederschlagsereignissen (z.B. Gewitter) verwendet. Bei der Quantifizierung von Nieder-



schlagsmengen sind die Ergebnisse jedoch auf Grund der zahlreichen Fehlerquellen noch nicht sehr zufriedenstellend. Das größte Problem im Alpenraum ist die Abschattung der Radarstrahlen durch die Berge. Dadurch muss der Radarstrahl sehr steil in den Himmel zeigen, was wiederum eine Abschätzung der Niederschlagsmenge am Boden sehr schwierig macht.

### 2.2.2 Fehler bei der Niederschlagsmessung

Im folgenden werden nun sehr kurz die bei der Messung von Niederschlägen auftretenden Fehler angeführt.

Grundsätzlich unterscheidet man bei Messungen zwischen systematischen und zufälligen Fehlern. Systematische Fehler treten dabei regelmäßig auf und sind dadurch leichter zu korrigieren. Zu den systematischen Messfehlern zählt zum Beispiel eine falsche Kalibrierung eines Messgerätes oder ein falscher Aufstellungsort. Zufällige Fehler treten hingegen nur sporadisch auf und sind quantitativ kaum erfassbar (z.B. Beobachtungsfehler).

Zu den größten Fehlern, die man bei der Messung des Niederschlags mit einem Behältnis macht, gehört der windbedingte Niederschlagsfehler. Ein aufgestellter Niederschlagsmesser stellt für die Luftströmung ein Hindernis dar und folglich kommt es zur Umströmung und zu Turbulenzen. Aus diesem Grund wird der gefallene Niederschlag durch ein Messgerät generell unterschätzt. Der Messfehler ist dabei umso größer, je höher die Windgeschwindigkeit ist. Störungen in der Luftströmung können nicht nur durch das Messgerät selbst, sondern auch von Hindernissen im Umfeld ausgelöst werden (z.B. Bäume, Gebäude). Deshalb ist es wichtig, dass ein Niederschlagsmesser auf einem freien Feld mit genügend Abstand zu den nächsten Hindernissen aufgestellt wird (WMO, 1992). Besonders hoch ist der windbedingte Messfehler bei Schneefall wegen der größeren Verdriftung von Schneeflocken. Bei den Totalisatoren im Hochgebirge, wo die Windgeschwindigkeiten noch um einiges höher sind, kommen Windringe zum Einsatz, die die Turbulenzen um das Sammelgefäß minimieren. Ein weiterer Effekt, der durch den Wind hervorgerufen wird, ist der sogenannte Einfalleffekt. Bei Hangstationen wird das Messgerät immer so positioniert, dass die Auffangfläche waagrecht steht. Da bei Wind die Niederschlagsteilchen nicht senkrecht vom Himmel fallen, sondern mit einem gewissen Winkel auf das Auffanggefäß auftreffen, ist die effektive Auffangfläche des Niederschlagsmessers geringer als die entsprechende Fläche am Boden. Bei starkem Wind kann es auch vorkommen, dass der Niederschlag am Luvhang „aufwärts“ geweht (bzgl. einer waagrechten Fläche) wird und somit nicht in den Auffangbehälter gelangt. Durch die Wahl von geeigneten Standorten kann der Messfehler durch Windeinfluss reduziert werden.

Ein Effekt der hauptsächlich bei sehr großen Niederschlagstropfen mit einer hohen Fallgeschwindigkeit auftritt (siehe Tabelle 2.1), ist der Spritzwasserfehler. Hierbei spritzt ein Teil des Niederschlags, der in den Messtrichter fällt, wieder hinaus und wird dadurch nicht registriert. Die Größe dieses Messfehlers hängt auch von der Aufstellungshöhe des Niederschlagsmessgeräts ab. Bei einer zu niedrigen Positionierung des Geräts kann es dabei auch zu einem Messüberschuss kommen, wenn Spritzwasser vom Boden in den Auffang-

trichter gelangt. Typischerweise werden Niederschlagsmesser in einer Höhe von ca. 1 Meter über dem Boden angebracht.

Ein weiterer systematisch auftretender Messfehler ist der sogenannte Haftwasserverlust. Durch Adhäsionskräfte bleibt eine kleine Wassermenge immer am Auffanggefäß (Trichter) hängen und verdunstet dort. Dieser Effekt fällt natürlich bei sehr geringen Niederschlägen mengenmäßig viel stärker ins Gewicht als bei ergiebigen Niederschlägen. Durch die Verwendung von speziellen Materialien ist der Haftwasserverlust jedoch sehr gering (ca. 0,1 mm pro Niederschlagsereignis) und kann nahezu vernachlässigt werden.

Wesentlich größer sind hingegen Verdunstungsverluste bei Niederschlagssammlern. Bei den meisten Niederschlagssammlern kommt es durch das Ablesen nur einmal am Tag zu einem gerätespezifischen Verdunstungsverlust. Dieser Verlust hängt sehr stark von den meteorologischen Größen wie Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit ab und ist deshalb nur sehr schwer zu korrigieren. Durch die Bauart der Geräte (großer Trichter, kleines Sammelgefäß) wird von der Instrumentenseite her natürlich versucht, den Fehler möglichst klein zu halten. Dieser Effekt ist bei den nur einmal pro Jahr abgelesenen Totalisatoren am größten. Hierbei wird jedoch der Messfehler durch die Verwendung eines Öls, das im Sammelgefäß schwimmt, in Grenzen gehalten. Bei den automatisch registrierenden Messgeräten kommt es zu keinerlei Verlust durch Verdunstung, da hier die Niederschlagsmenge kontinuierlich gemessen wird.

Eine etwas andere Art des Verdunstungsfehlers tritt hingegen bei manchen Niederschlagsmessgeräten in Verbindung mit festem Niederschlag auf. Bei allen beheizten Messgeräten (z.B. Wippen, Hellmann) fällt der Schnee in das Auffanggefäß und wird dort mittels einer elektrischen Heizung geschmolzen. Durch diesen Schmelzvorgang treten natürlich gewisse Verdunstungseffekte auf, die sich leider nicht vermeiden lassen. Wichtig dabei ist, dass die Heizleistung sehr gering gehalten wird (geringere Verdunstung). Besonders ins Gewicht fällt dieser Fehler bei sehr tiefen Temperaturen, wo generell eine hohe Heizleistung erforderlich ist und auch die Verdunstung wegen des geringen Dampfdrucks der Luft relativ hoch ist.

Zuletzt seien noch die zahlreichen instrumentenspezifischen Messfehler erwähnt. Dazu zählen unter anderem das Verschlucken der Niederschlagswippen bei sehr hohen Niederschlagsintensitäten (Gewitter) oder der Verlust der Niederschlagsmenge, die bei einem Entleerungsvorgang in den Trichter fällt (Schwimmerprinzip).

## 2.3 Einfluss der Orographie auf den Niederschlag

Zur Entstehung von Niederschlag ist, wie bereits in Kapitel 2.1 erwähnt, eine gesättigte Luftmasse erforderlich. Beim fallenden Niederschlag wird dies fast immer durch Abkühlung in Verbindung mit einer Hebung der vorhandenen Luftmasse erreicht. Eine Hebung der Luft kann durch Aufsteigen in einem Tiefdruckgebiet, auf Grund von thermischer Erwärmung (Strahlung) oder durch eine Überströmung eines Hindernisses erfolgen. In diesem Kapitel wird hauptsächlich auf die letztgenannte Möglichkeit der Abkühlung Bezug genommen. Nach HOUZE (1993) gibt es verschiedene Möglichkeiten, wie die Orographie

die Niederschlagsbildung beeinflussen kann. Grundsätzlich unterscheidet man zwischen drei Arten der orographischen Niederschlagsverstärkung, welche in diesem Kapitel nun kurz erläutert werden. Dies sind:

1. Steigungsregen
2. Seeder-Feeder-Mechanismus
3. Orographisch bedingte Konvektion

Die verschiedenen Mechanismen sind auch in Abbildung 2.2 dargestellt, wobei die Abbildungen 2.2c-g noch eine Unterteilung der orographisch bedingten Konvektion beinhalten. Zum besseren Verständnis der verschiedenen orographischen Niederschlagsmechanismen werden in diesem Kapitel auch sehr einfache lineare Modelle beschrieben.

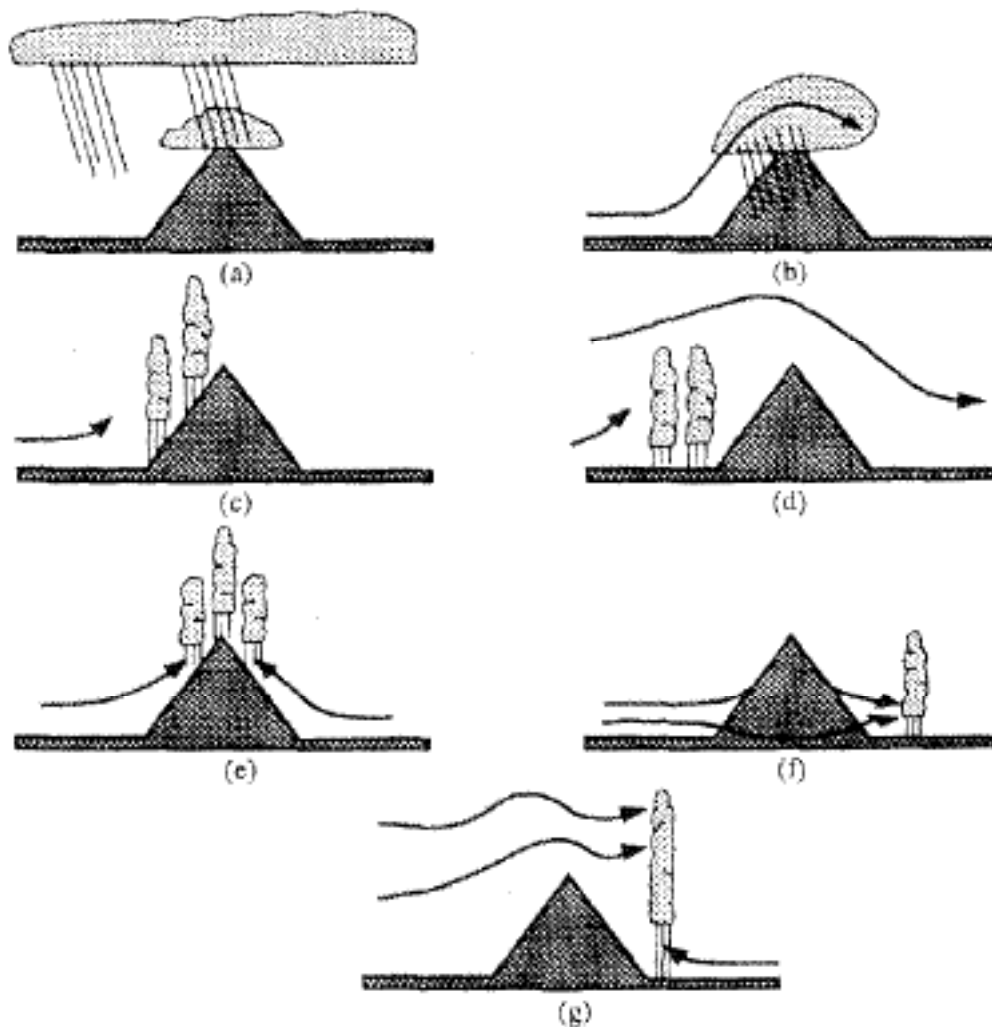
### 2.3.1 Steigungsregen

Strömt eine stabil geschichtete Luftmasse an ein genügend mächtiges Hindernis, wird sie zur Hebung gezwungen, vorausgesetzt die Anströmung ist stark genug und die Stabilität der Luftmasse ist nicht zu hoch. Bei der Hebung sinkt durch die Erniedrigung des Luftdrucks und der damit verbundenen Expansion des Luftpakets die Temperatur mit dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten von  $-1 \text{ K}/100 \text{ m}$ . Ist die Abkühlung groß genug und der Taupunkt der Luft wird erreicht, bilden sich Wolken (Abb. 2.2b). Ab diesem Niveau (HKN = Hebungskondensationsniveau) beträgt die Abkühlung wegen der freiwerdenden Kondensationswärme im Mittel nur noch  $-0,65 \text{ K}/100 \text{ m}$  (feuchtadiabatischer Gradient). Durch die Phasenänderung des Wasserdampfs und der damit verbundenen Freisetzung der latenten Wärme (Kondensationswärme) ändert sich auch die statische Stabilität der gesättigten Luft. Diese wird durch die feuchte Brunt-Väisälä-Frequenz  $N_m$  beschrieben. Die exakte Formulierung für die Brunt-Väisälä-Frequenz wurde aus EMANUEL (1994) übernommen und lautet:

$$N_m^2 = \frac{1}{1 + q_w} \left\{ \Gamma_m \frac{d}{dz} [(c_p + c_l q_w) \ln \theta_e] - [c_l \Gamma_m \ln(T) + g] \frac{dq_w}{dz} \right\} \quad (2.1)$$

Hierbei stehen  $q_w$  für das Mischungsverhältnis,  $\Gamma_m$  für den feuchtadiabatischen Temperaturgradienten,  $c_p$  und  $c_l$  für die spezifischen Wärmekapazitäten von trockener Luft und Wasser. Die äquivalentpotentielle Temperatur wird mit  $\theta_e$  bezeichnet und  $g$  ist die Gravitationsbeschleunigung. Werte von  $N_m^2 > 0$  beschreiben eine stabile Schichtung der gesättigten Luft.

Die Bildung von Niederschlag aus einer Wolke durch verschiedene mikrophysikalische Umwandlungsprozesse benötigt eine gewisse Zeit (SMITH and BARSTAD, 2004). Deshalb muss die Hebung der Luft genügend lange andauern, um wirklich Niederschlagsteilchen zu produzieren. Die Niederschlagsrate bei dieser Art der orographischen Niederschlagsverstärkung hängt sehr stark von den äußeren Bedingungen ab (Form des Berges, Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Feuchteangebot). Entscheidend für ergiebige Niederschläge ist das Vorhandensein von Eispartikeln in der Wolke. Ist die Wolke mächtig genug und



**Abbildung 2.2:** Mechanismen für orographisch bedingten Niederschlag. (a) Seeder-Feeder-Effekt, (b) Steigungsregen, (c) Auslösen von Konvektion durch Hebung, (d) Destabilisierung durch Hebung, (e) thermische Auslösung von Konvektion, (f) Konvektion durch leeseitige Konvergenz, (g) Konvektion durch Leewellen (nach HOUZE, 1993).

besteht zu einem Teil aus Eisparkeln, kommt es durch den Bergeron-Findeisen-Prozess zu einem starken Tröpfchenwachstum. Auf der Leeseite des Berges sinkt die Luft wiederum ab und erwärmt sich, was zu einer Auflösung der Wolken führt.

Es gibt zahlreiche lineare Modelle, die den Steigungsregen beschreiben. Das einfachste lineare Modell ist das *upslope model* (UM), das von SMITH (1979) entwickelt wurde und die grundlegenden Mechanismen der orographischen Niederschlagsbildung recht gut beschreibt. Es geht von der Annahme aus, dass die Kondensationsrate in einem gesättigten Luftvolumen gleich der Verringerung der Sättigungs-Wasserdampfdichte (= absolute Feuchtigkeit bei Sättigung) der durch dieses Volumen hindurchgeführten Luft ist. Dabei wird vorausgesetzt, dass sich die Niederschlagsteilchen sofort aus den Wolken-Tröpfchen bilden und dann ohne Verdriftung zum Boden fallen. Dadurch ergibt sich eine sehr ver-

einfache Darstellung der Niederschlagsrate am Boden im Falle eines Steigungsregens:

$$RR\left(\frac{kg}{m^2sec}\right) = \int_0^\infty -w \frac{d\rho_{w_s}}{dz} \Big|_{ad} dz \quad (2.2)$$

Unter der Annahme, dass die Strömung immer parallel zur ansteigenden Topographie verläuft und sich mit der Höhe nicht verändert erhält man:

$$\begin{aligned} RR\left(\frac{kg}{m^2sec}\right) &= \int_0^\infty -\vec{U} \cdot \nabla h(x, y) \frac{d\rho_{w_s}}{dz} dz = \\ \vec{U} \cdot \nabla h(x, y) \rho_{w_s}(0) &= \vec{U} \cdot \nabla h(x, y) r_s(0) \rho_{air}(0) \end{aligned} \quad (2.3)$$

mit  $\rho_{w_s} \rightarrow 0$  am oberen Rand.  $\vec{U}$  ist dabei der horizontale Windvektor,  $h(x, y)$  die Topographiehöhe und  $\rho_{w_s}$  die absolute Luftfeuchtigkeit bei Sättigung.

Eine Weiterentwicklung des *upslope model (UM)* stellt das *linear upslope advection model (UAM)* von SMITH (2003) dar, worin zusätzlich die Verdriftung von Niederschlags-  
teilchen berücksichtigt wird. Als weiterer Unterschied zum UM sind in diesem Modell charakteristische Zeitskalen für den Kondensationsprozess und für das Fallen der Hydrometeore inkludiert. Des weiteren werden stationäre Advektionsgleichungen für die vertikal integrierte Wolkenwasserdichte  $Q_c(x, y)$  und die Dichte der Hydrometeore  $Q_s(x, y)$  verwendet:

$$\frac{DQ_c}{Dt} \approx U \cdot \nabla Q_c = S(x, y) - Q_c/\tau_c \quad (2.4)$$

$$\frac{DQ_s}{Dt} \approx U \cdot \nabla Q_s = Q_c/\tau_c - Q_s/\tau_f \quad (2.5)$$

$\tau_c$  beschreibt hierbei die typische Zeit, die notwendig ist, damit aus Wolkenwasser Niederschlag entsteht, und  $\tau_f$  die Fallzeit der Niederschlagsteilchen bis zum Erdboden. Bei der folgenden Integration über die Luftsäule werden repräsentative Mittelwerte von  $\tau_c$  und  $\tau_f$  verwendet. Der horizontale Windvektor  $\vec{U}$  wird wie beim UM zeitlich und räumlich konstant angenommen.  $S(x, y)$  beschreibt die Wolkenwasserquellfunktion und entspricht  $RR$  im UM:

$$S(x, y) = RR\left(\frac{kg}{m^2sec}\right) = \vec{U} \cdot \nabla h(x, y) r_s(0) \rho_{air}(0) \quad (2.6)$$

Beim Vorhandensein von Regionen mit Absinkbewegungen wird  $S$  gleich 0 gesetzt. Der letzte Term in Gleichung 2.5 steht für das Ausfallen von Hydrometeoren in Verbindung mit Niederschlag am Boden. Durch eine Fourier-Transformation der Größen  $Q_c$ ,  $Q_s$ ,  $S$  und durch zahlreiche Umformungen erhält man einen Ausdruck für die Fourier-transformierte Niederschlagsverteilung  $\hat{P}$  in Abhängigkeit der Fourier-transformierten Quellfunktion  $\hat{S}$ :

$$\hat{P}(k, l) = \frac{\hat{S}(k, l)}{(1 + i\sigma\tau_c)(1 + i\sigma\tau_f)} \quad (2.7)$$

Hierbei beschreiben  $k$  und  $l$  die Komponenten des horizontalen Wellenzahlvektors und  $\sigma = Uk + Vl$  die intrinsische Frequenz. Aus Gleichung 2.7 kann man unter Verwendung von Gleichung 2.8 die Niederschlagsverteilung  $P(x, y)$  berechnen.

$$P(x, y) = \int \int \widehat{P}(k, l) e^{i(kx+ly)} dk dl \quad (2.8)$$

Der große Vorteil des UAM ist, dass es im Vergleich zu numerischen mesoskaligen Modellen um mehrere Größenordnungen schneller läuft. Die berechneten Niederschlagsmuster sind wesentlich näher an der Realität als beim sehr einfachen UM und können unter bestimmten Voraussetzungen annähernd mit den Ergebnissen eines numerischen mesoskaligen Modells mithalten. Der größte Nachteil des UAM ist die Beschränkung auf einen stabilen feuchtadiabatischen Aufstieg entlang der Topographie. Weitere Schwächen liegen in der Annahme, dass die vertikale Windgeschwindigkeit beim Aufstieg in der gesättigten Schicht überall gleich groß ist, was vor allem bei kleinskaligen Hindernissen zu Fehlern führt. Ferner werden die Bildung von Schwerewellen bei großer feuchter statischer Stabilität, sowie auch die Absinkprozesse auf der Leeseite mit Abtrocknung und Verdunstung nicht berücksichtigt. Abschließend ist zum UAM noch zu erwähnen, dass die Ergebnisse bei einer geglätteten Topographie mit großer horizontaler Skala sehr gut sind, während bei einer steilen, komplexen Topographie der Niederschlag durch das UAM oft sehr stark überschätzt wird (SMITH and BARSTAD, 2004).

Um noch bessere Ergebnisse mit Hilfe eines linearen Modells zu erzeugen, haben SMITH und BARSTAD (2004) den Einfluss der Verdunstung auf der Leeseite eines Berges in ihrem *linear theory of orographic precipitation* (LT) Modell eingebaut. Der Aufbau des LT ist dem UAM zu Beginn sehr ähnlich, wird jedoch in 3 Punkten wesentlich fortgeführt:

1. Die Schichtung der Atmosphäre wird nicht mehr ausschließlich als feuchtadiabatisch angenommen, wodurch sich die vertikal integrierte Kondensationsrate  $S(x, y)$  (= Wolkenwasserquellfunktion) etwas verallgemeinert darstellen lässt:

$$S(x, y) = \left( \frac{C_w}{H_w} \right) \int_0^\infty w e^{-z/H_w} dz \quad (2.9)$$

Hierbei gibt  $H_w$  die Skalenhöhe der feuchten Schicht an und  $C_w$  ist definiert als  $C_w = \rho_{w_s}(0) \Gamma_m / \gamma$ . Das Verhältnis zwischen feuchtadiabatischem und tatsächlichem Temperaturgradienten  $\Gamma_m / \gamma$  ist bei statischer Stabilität positiv.

2. Basierend auf der *linear Boussinesq mountain wave theory* (SMITH, 1979) wird die vertikale Windgeschwindigkeit  $w$  in Abhängigkeit von  $z$  betrachtet. Durch Fourier-Transformation von  $w$  in einer komplexen exponentiellen Form erhält man das Verhältnis zwischen der Transformierten der Berghöhe  $h(x, y)$  und der Quellfunktion von kondensiertem Wasser  $\widehat{S}$ :

$$\widehat{S}(k, l) = \frac{C_w i \sigma \widehat{h}(k, l)}{(1 - imH_w)} \quad (2.10)$$

In dieser Gleichung beschreibt  $m$  die Größe der vertikalen Wellenzahl, welche bei  $\sigma^2 > N_m^2$  positiv imaginär ist und eine sich mit der Höhe abschwächende Aufstiegsbewegung darstellt. Daraus folgt eine reduzierte Kondensationsrate, weil der Nenner in Gleichung 2.10 reell und größer als 1 ist. Falls  $N$  groß oder  $\sigma$  klein ist, wird  $m$  reell.

In diesem Fall oszilliert die vertikale Struktur mit der Höhe und teilweise Auslöschung kann auftreten. Der Nenner ist in diesem Fall komplex und vom Betrag her größer als 1, was wiederum die Kondensation reduziert. In beiden Fällen spielt die Skalenhöhe  $H_w$  eine wesentliche Rolle. Nur wenn  $|mH_w| \ll 1$  wird die feuchte Schicht durch die vertikale Bewegung ohne Abschwächung durchdrungen. Eine steigende statische Stabilität führt zu einem Anstieg des verfügbaren Wasserdampfs, aber zu einer Reduktion der Dicke der Hebungsschicht. Kombiniert man nun Gleichung 2.9 mit Gleichung 2.10, erhält man eine Gleichung, welche die Fourier-Transformierte der Topographie  $\hat{h}(k, l)$  und die des Niederschlagfeldes  $\hat{P}(k, l)$  verbindet.

$$\hat{P}(k, l) = \frac{C_w i \sigma \hat{h}(k, l)}{(1 + i \sigma \tau_c)(1 + i \sigma \tau_f)(1 - i m H_w)}, \quad (2.11)$$

Die drei Größen in den Klammern im Nenner beschreiben die Advektion während der Umwandlung von Wolkenwasser in Niederschlagsteilchen, die Advektion von Niederschlagsteilchen während des Fallens und die Strömungsdynamik. Das komplexe  $i$  in jedem dieser Faktoren bewirkt eine Phasenänderung und eine Änderung der Amplitude in der Lösung.

3. Wie bereits erwähnt, besteht eine wesentliche Verbesserung zum UAM darin, dass leeseitiges Absinken und Verdunstung im LT Modell berücksichtigt werden. Im UAM wird die Wolkenwasserquellfunktion  $S(x, y)$  gleich 0 gesetzt, wenn negative Werte auftreten sollten (Verdunstung). Im LT wird die Verdunstung dadurch berücksichtigt, dass  $P(x, y)$  in Gebieten mit negativen  $S(x, y)$  auf 0 limitiert wird. Mit Hilfe der Funktion  $P_{trunc}$  wird also vermieden, dass negative Niederschlagswerte auftreten:

$$P_{trunc}(x, y) = \max(P, 0) \quad (2.12)$$

$P$  bezeichnet hierbei die inverse Fourier-Transformierte von 2.11 und beinhaltet sowohl den orographischen als auch den großskaligen Niederschlag  $P_\infty$ .

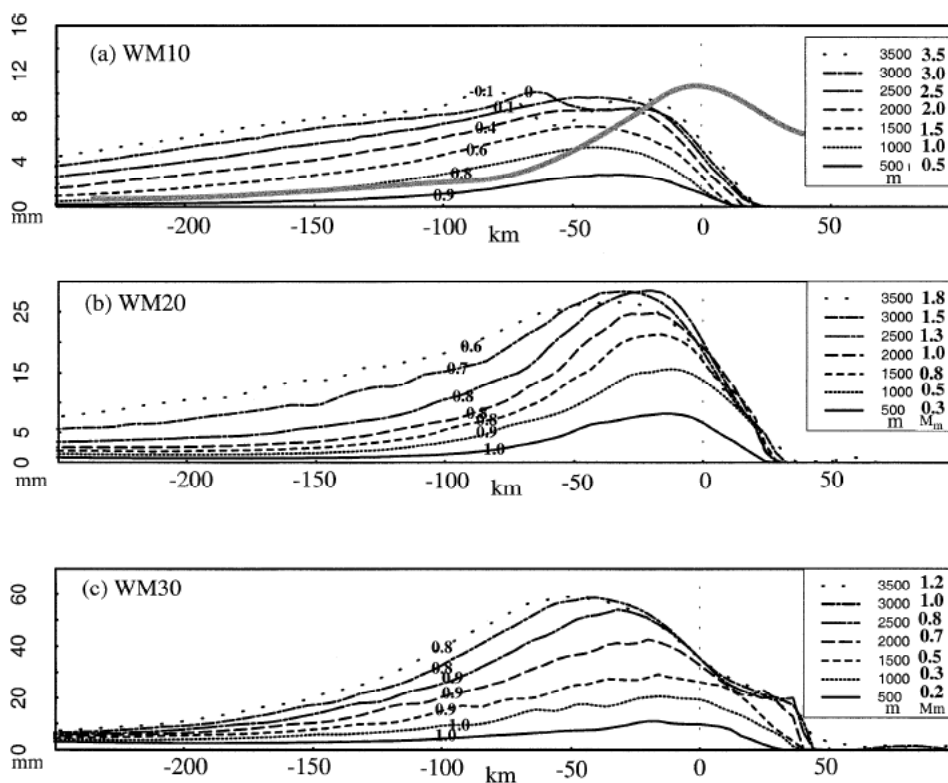
Durch die Berücksichtigung von leeseitigem Absinken, der Verdriftung der Niederschlagsteilchen und der Zeitskala der Umwandlung von Wolkenwasser in Niederschlag eignet sich das LT sehr gut zur Beschreibung von Niederschlagsmustern im Falle eines typischen Steigungsregens. Dieses Modell wurde bereits durch Vergleiche mit numerischen mesoskaligen Modellen und Beobachtungsdaten ausreichend evaluiert. SMITH et al. (2005) zum Beispiel untersuchten die Ergebnisse des LT an Hand von Niederschlagsmustern in den Bergregionen im westlichen Oregon. Bei dieser Studie wurde herausgefunden, dass die Niederschlagsmuster des LT bei einer Zeitskala der Niederschlagsbildung aus Wolkenwasser zwischen 500 und 5000 Sekunden sehr gut mit den Beobachtungen übereinstimmen. Probleme gibt es allerdings bei komplexeren Strömungskonfigurationen, da im Modell der Wind und die feuchte Stabilität unabhängig von Ort und Höhe angenommen werden. Dies

führt dazu, dass bei nichtlinearen Phänomenen, wie blockierender Strömung, einer Aufspaltung der Strömung oder der Bildung von Leewellen sich das LT Modell zur Berechnung von lokalen Niederschlagsmengen nicht eignet.

Mit linearen Modellen wie dem UAM oder dem LT ist es nun möglich, einfache idealisierte Niederschlagssimulationen zu machen, um bei einem Steigungsregen die Niederschlagsmuster in Abhängigkeit von Umgebungsparametern (Windstärke, Temperatur, Feuchteprofil, ...) zu untersuchen. SMITH und BARSTAD (2004) haben durch die Verwendung eines linearen Modells herausgefunden, dass die Position des Niederschlagsmaximums bei einem typischen orographisch verstärkten, stratiformen Niederschlag sehr stark von der Größe des Berges abhängt. Durch die Wechselwirkung zwischen Dynamik und der Zeitskala der Umwandlung von Wolkenwasser in Niederschlagsteilchen findet man das Niederschlagsmaximum bei großen Bergen auf der Luvseite. Für kleinere Berge, wo die Hebung der feuchten Luft wesentlich kürzer andauert, verschiebt sich dieses Maximum in Richtung Berggipfel oder sogar ins Lee. Dazu kommt, dass bei kleinen Bergen die orographisch induzierte vertikale Windgeschwindigkeit stark mit der Höhe abnimmt, wodurch die Niederschlagsmengen generell geringer sind als bei mächtigen Gebirgszügen. Bei schwachen Niederschlägen kommt es regelmäßig vor, dass durch die Absinkbewegung stromabwärts vom Berggipfel der Niederschlag verdunstet und den Boden gar nicht erreicht.

COLLE (2004) zeigt durch idealisierte Niederschlagssimulationen mit dem numerischen Modell MM5, dass die Windgeschwindigkeit einen bedeutenden Einfluss auf die orographische Niederschlagsverstärkung hat. Vergleicht man die Abbildungen 2.3a und 2.3c miteinander, welche sich durch eine deutlich höhere Windgeschwindigkeit in Abbildung 2.3c voneinander unterscheiden, erkennt man, dass eine Zunahme der Windgeschwindigkeit zu einer deutlichen Erhöhung der Niederschlagsverstärkung führt. Für eine Berghöhe von 3000 m und eine Windgeschwindigkeit von  $10 \text{ ms}^{-1}$  (Abb. 2.3a) ergibt sich ein 6h-Niederschlagsmaximum von 10 mm, bei  $20 \text{ ms}^{-1}$  liegt dieses bereits bei 25 mm (Abb. 2.3b) und bei einer Windgeschwindigkeit von  $30 \text{ ms}^{-1}$  (Abb. 2.3c) wird eine maximale Niederschlagsmenge von 55 mm erreicht. Daraus lässt sich ableiten, dass die Niederschlagszunahme mit der Windgeschwindigkeit stärker als linear erfolgt. Eine Erhöhung der Windgeschwindigkeit führt einerseits zu einer stärkeren Hebung und damit verbunden zu höheren Kondensationsraten. Ausserdem kommt es durch den stärkeren Wind nicht so leicht zu einer Blockierung der Strömung. Eine Blockierung der Strömung kann man in Abbildung 2.3 dadurch erkennen, dass die Zahlen neben den Kurven den Wert 0 erreichen. Bei einer Windgeschwindigkeit von  $10 \text{ ms}^{-1}$  ist dies bei einer Berghöhe von 3000 m der Fall. Hier wird der Berg nicht mehr vollständig überströmt, wodurch sich das Niederschlagsmaximum stark ins Luv verschiebt. Auf der anderen Seite führen starke Winde zu einer Verdriftung von Niederschlagsteilchen ins Lee. Generell ist auch eine Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Größe des Berges in Abbildung 2.3 erkennbar. Bei breiten Bergen (Halbwertsbreite  $> 50 \text{ km}$ ) ist die Niederschlagsverteilung stark von der vertikalen Wellenlänge der Schwerewellen abhängig. Solche Schwerewellen können sich bei hohen Windgeschwindigkeiten über der ansteigenden Topographie ausbilden und zu einer deutlichen Verstärkung der Niederschläge durch Vertikalbewegungen auf der Luvseite führen.





**Abbildung 2.3:** Untersuchung der Abhängigkeit der 6h-Niederschlagssumme von Berghöhe, Windgeschwindigkeit und Abstand vom Gebirgskamm aus idealisierten MM5-Simulationen. Die verschiedenen Kurven entsprechen unterschiedlichen Berghöhen zwischen 500 m und 3500 m, die Zahlen in den Kästchen auf der rechten Seite beschreiben die jeweilige feuchte dimensionslose Berghöhe. Die Zahlen neben den Kurven beschreiben die Position der minimalen Windgeschwindigkeit am Boden als Anteil am Umgebungswind, wobei negative Zahlen für eine entgegengesetzte Strömung stehen. Die 3 Abbildungen unterscheiden sich durch unterschiedliche Windgeschwindigkeiten von  $10 \text{ ms}^{-1}$  (a),  $20 \text{ ms}^{-1}$  (b) und  $30 \text{ ms}^{-1}$  (c) (nach COLLE, 2004).

Diese Ergebnisse wurden durch COLLE (2004) mit Hilfe des numerischen Modells MM5 erzielt, da einfache lineare Modelle bei komplizierteren Stömungsmustern auf Probleme stoßen. Mit dem *upslope model* (UM) kann zum Beispiel keine blockierende Strömung und auch keine Verdriftung der Niederschlagsteilchen berechnet werden, wodurch die Niederschlagsverteilung stark von den Ergebnissen numerischer Modelle abweichen kann. Die Verdriftung von Niederschlag wird zwar im *linear upslope advection model* (UAM) berücksichtigt, dieses lineare Modell kann jedoch die starke Niederschlagszunahme durch die Vertikalbewegung in Schwerewellen nicht erklären. Sehr ähnliche Ergebnisse wie COLLE (2004) konnten SMITH und BARSTAD (2004) mit ihrem *linear theory of orographic precipitation* (LT) Modell erzielen. Durch die Annahme einer vom Ort unabhängigen Windgeschwindigkeit können jedoch auch mit diesem linearen Modell keine blockierenden Strömungen simuliert werden.

Die Verdriftung von Niederschlagsteilchen ist wegen der geringeren Fallgeschwindig-

keit bei Schnee wesentlich größer als bei Regen. Natürlich hat auch die Stabilität der Schichtung einen entscheidenden Einfluss auf die Niederschlagsverteilung. JIANG (2003) hat herausgefunden, dass es bei hoher Stabilität oft zu einer Blockierung der Strömung kommt. Im Falle einer gesättigten Atmosphäre kommt es durch Kondensation zu einer Verringerung der statischen Stabilität in der Höhe (siehe Gleichung 2.1). ROTUNNO und FERRETTI (2001) haben gezeigt, dass diese Verringerung der Stabilität die Überströmung eines Gebirges fördert. Das Übergreifen von Niederschlag auf die Leeseite hängt auch von der Stabilität der Schichtung im Lee ab. Beim Vorhandensein von stabilen Kaltluftseen auf der windabgewandten Seite (hohe Stabilität) wird die Absinkbewegung unterdrückt und der Niederschlag greift mit nur geringer Abschwächung ins Lee über (ZÄNGL, 2005).

### 2.3.2 Seeder-Feeder-Effekt

Einer der wichtigsten Mechanismen bei der orographischen Niederschlagsverstärkung wird in BERGERON (1965) beschrieben und ist unter dem Namen Seeder-Feeder-Effekt bekannt geworden (Abb. 2.2a). BERGERON hat herausgefunden, dass vor allem bei kleineren Bergen der Mechanismus des Steigungsregens oft nicht ausreicht, um die beobachtete starke Niederschlagsverstärkung zu erklären. Beim Seeder-Feeder-Effekt handelt es sich um zwei unterschiedliche Wolkenschichten. Die obere Wolkenschicht, also die Seeder-(= säen) Wolke, steht in Verbindung mit einem synoptischskaligen Niederschlagsfeld. Die zweite, tieferliegende Wolkenschicht (Feeder-Wolke), bildet sich auf Grund von orographischer Hebung von feuchter Luft auf der Luvseite eines Gebirges. Die Niederschlagsteilchen aus der Seeder-Wolke fallen in die tieferliegende Feeder (= füttern) Wolke. Dort lagern sich die Wolkentröpfchen an die Niederschlagsteilchen an und verstärken den Niederschlag. Oft würde die Feeder-Wolke selbst keinen Niederschlag produzieren, da die Zeitskala des Überströmens des Berges geringer ist als die Zeit, die benötigt wird damit sich aus Wolkentröpfchen Niederschlagsteilchen entwickeln können. Auch in diesen Fällen wird der großskalige Niederschlag durch die Feeder-Wolke verstärkt und es kommt zur Ausbildung eines sehr ausgeprägten Niederschlagsmaximums in Gipfelnähe. Die Verstärkung des synoptischskaligen Niederschlags, der in die Feeder-Wolke fällt, ist bei festem Niederschlag (Schnee, Graupel) wesentlich höher als bei Regen (CHOULARTON and PERRY, 1986). Erstens ist die Fallgeschwindigkeit von Schneeflocken wesentlich geringer (siehe Tabelle 2.1), wodurch die Wolkentröpfchen in der Hebungswolke (Feeder-Wolke) länger Zeit haben, sich anzulagern. Zweitens ist durch den niedrigeren Sättigungsdampfdruck über Eis die Anlagerungsrate von Wasserdampf an Schneeflocken wesentlich höher als bei Regen. Drittens führt der wesentlich größere Querschnitt von Schneeflocken im Vergleich zu Regentropfen zu einer stärkeren Anlagerung der Wassertröpfchen in der Feeder-Wolke.

Die Position des Niederschlagsmaximums im Falle des Seeder-Feeder-Effekts ist ähnlich wie beim Steigungsregen von zahlreichen Faktoren abhängig. Zängl (2007a) (1986) hat eine Beziehung zwischen der Position des Niederschlagsmaximums ( $\hat{x}$ ) und den beeinflussenden Faktoren wie Windgeschwindigkeit ( $U$ ), Dicke der Feeder-Wolke  $z_m$  und der Halbwertsbreite des Berges ( $a$ ) hergestellt:

$$\hat{x} = \frac{U z_m}{a v_T} \quad (2.13)$$

$\hat{x}$  ist dabei eine dimensionslose Größe, welche mit der Halbwertsbreite des Berges ( $a$ ) skaliert ist und den Abstand zwischen dem Niederschlagsmaximum am Boden und der Position des höchsten Wolkenwassergehalts in der Feeder-Wolke beschreibt. Da die orographische Hebungswolke ihre höchste Dichte bei einer unblockierten Strömung normalerweise in der Nähe der stärksten Steigung erreicht, entspricht  $\hat{x} = 0$  einem Niederschlagsmaximum auf der Luvseite. Der Faktor  $v_T$  im Nenner steht für die massengewichtete Fallgeschwindigkeit der Niederschlagsteilchen, welche stark von der Temperatur abhängig ist. Gemäß Gleichung 2.13 verschiebt sich das Niederschlagsmaximum mit zunehmender Windgeschwindigkeit und zunehmender Dicke der Feeder-Wolke vom Gipfel in Richtung Lee. Höhere Windgeschwindigkeiten führen zu einer wesentlich stärkeren stromabwärtigen Verdriftung der Hydrometeore, was sich besonders bei einer dicken Feeder-Wolke bemerkbar macht. Eine dicke (hochreichende) Hebungswolke führt generell zu höheren Niederschlagsmengen, weil durch den relativ langen Weg durch die Feeder-Wolke sich mehr Wolkenwasser an die Niederschlagsteilchen anlagern kann. Eine Zunahme der Fallgeschwindigkeit der Niederschlagsteilchen führt hingegen zu einer Verschiebung des Niederschlagsmaximums in Richtung Luv. Dies hängt damit zusammen, dass durch eine höhere Fallgeschwindigkeit die Verdriftung durch den Wind verringert wird. Besonders niedrig ist die Fallgeschwindigkeit bei tiefen Temperaturen und festem Niederschlag (Schneeflocken), wodurch das Niederschlagsmaximum sich in diesem Fall meist im Lee befindet. Auch die Halbwertsbreite des Berges ( $a$ ) ist indirekt proportional zu  $\hat{x}$ . Im Falle von breiten Bergen findet man die höchsten Niederschlagswerte im Luv, während sich bei kleinskaligen Hindernissen das lokale Maximum der Niederschlagsmenge deutlich in Richtung Lee verschiebt. Dies erklärt sich durch das Verhältnis zwischen der mikrophysikalischen Zeitskala der Anlagerung des Wolkenwassers an die Niederschlagsteilchen und der Überströmungszeit. Bei sehr schmalen Bergen ist die Überströmungszeit klein im Verhältnis zur Zeit die es benötigt um den großskaligen Niederschlag zu verstärken, wodurch sich das Niederschlagsmaximum im Lee des Berges ausbildet. Bei breiten Bergen macht sich hingegen der niederschlagsverstärkende Effekt der Feeder-Wolke bereits auf der Luvseite bemerkbar. Bei sehr großen Bergen (Durchmesser  $> 40$  km) verliert der Seeder-Feeder-Effekt immer mehr an Bedeutung, da in diesem Fall die Hebungswolke so mächtig wird, dass sich daraus meistens selbst Niederschlag bildet (ROBICHAUD and AUSTIN, 1988).

Der Seeder-Feeder-Effekt wurde auch an Hand des sogenannten *wash out models* (WM) untersucht (BADER and ROACH, 1977). Darin wird die Kontinuitätsgleichung des Flüssigwassergehalts  $q_c$  als Differenz der Kondensationsrate ( $C$ ), die bei der Hebung der feuchten Luftmasse am Berg auftritt, und der Rate der Auswaschung ( $A$ ) des Wolkenwassers in der Feeder-Wolke durch die Niederschlagsteilchen aus der Seeder-Wolke, beschrieben.

$$\frac{dq_c}{dt} = U \frac{\partial q_c}{\partial s} = C - A \quad (2.14)$$

$U$  beschreibt die Windgeschwindigkeit entlang der Trajektorie  $s$ , welche als Funktion der Höhe über Grund normal zum Hindernis verläuft. Dabei wird angenommen, dass die direkte Deposition aus der Feeder-Wolke keine Rolle spielt und dass sich das System in einem 2-dimensionalen, stationären Zustand befindet ( $d/dt = U\partial/\partial s$ ). Der Kondensationssterm  $C$  ist gleich definiert wie im Falle eines Steigungsregens im UM, während  $A$  über die Konzentration der Wolkentropfchen  $N_r$ , die Fallgeschwindigkeit  $V_r$  und die Anlagerungseffektivität  $E_r$  bestimmt wird. Der Index  $r$  in diesen Größen bezeichnet dabei immer ein Radiusintervall zwischen  $r$  und  $r + dr$ .

$$A = \pi \int_0^\infty N_r E_r V_r r^2 q_c dr \quad (2.15)$$

Die Änderung des Radius eines einzelnen Regentropfens durch Anlagerung von Wolkenwasser als Funktion des Weges in der Wolke wird durch folgende Gleichung beschrieben:

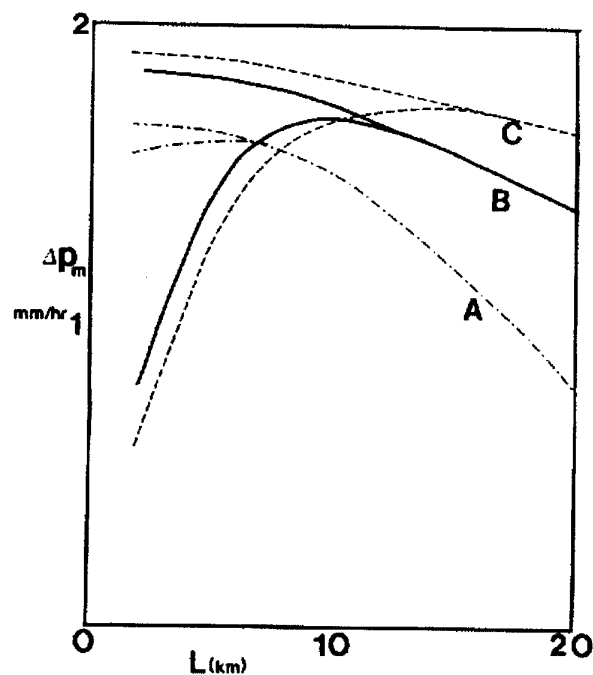
$$\frac{\partial r}{\partial z} = -\frac{E_r q_c}{\rho_r}, \quad (2.16)$$

wobei  $\rho_r$  die Dichte des Regentropfens bezeichnet. Als erster Schritt wird jetzt mit Hilfe von Gleichung 2.15  $A$  berechnet. Tropfengrößen und Konzentrationen werden dabei aus dem Niederschlag von der orographisch unbeeinflussten Seeder-Wolke bestimmt. Nun wird  $q_c$  für die oberste Reihe des Modellgitters aus der Kontinuitätsgleichung 2.14 durch Integration entlang der Trajektorie  $s$  berechnet. Darauf aufbauend erhält man jetzt die Vergrößerung des Tropfenradius  $r$  aus Gleichung 2.16. Wird dieser Prozess nun für alle Gitterpunktreihen des Modells durchgeführt, wobei der Radius der Regentropfen immer vom Ergebnis der darüberliegenden Reihe berechnet wird, erhält man die Niederschlagsrate am Boden ( $P_g$ ):

$$P_g = 4/3\pi \int_0^\infty N_r V_r r^3 \rho_r dr \quad (2.17)$$

Versuche mit dem WM zeigen, dass das Vorhandensein einer orographischen Hebungswolke den großskaligen Niederschlag entlang eines Hanges sehr stark intensivieren kann.

Eine Verbesserung des sehr einfachen WM unter Berücksichtigung der Verdriftung von Niederschlagsteilchen mit dem Wind wurde durch CARRUTHERS and CHOULARTON (1983) erzielt. In Abbildung 2.4 sieht man, dass eine Windgeschwindigkeitszunahme bei großen Bergen generell zu einer Erhöhung der Niederschlagsmenge führt. Bei schmalen Bergen (Durchmesser  $< 10$  km) kann man hingegen keine eindeutige Abhängigkeit der maximalen Niederschlagsverstärkung durch den Seeder-Feeder-Effekt von der Windgeschwindigkeit erkennen. In diesem Fall werden durch die schwach ausgeprägte Hebungswolke die Niederschlagsteilchen sofort wieder aus der Hebungswolke geweht, wodurch sich das Wolkenwasser kaum an die Niederschlagsteilchen anlagern kann (siehe Abbildung 2.4). Ohne Verdriftung der Niederschlagsteilchen durch den Wind (obere Kurven) führt eine Zunahme der Windgeschwindigkeit auch bei kleinen Bergen zu höheren Niederschlagsmengen. Beim Seeder-feeder-Effekt nimmt die orographische Niederschlagsverstärkung kontinuierlich mit



**Abbildung 2.4:** Maximale Niederschlagsverstärkung  $\Delta p_m$  als Funktion der Berglänge  $L$  und der Windgeschwindigkeit, berechnet mit dem Wash-Out-Model. Die verschiedenen Kurven stehen für unterschiedliche Windgeschwindigkeiten von  $10 \text{ m s}^{-1}$  (A),  $20 \text{ m s}^{-1}$  (B) und  $30 \text{ m s}^{-1}$  (C). Die oberen Kurven stehen dabei jeweils für den Fall ohne Verdriftung durch den Wind (nach CARRUTHERS and CHOULARTON, 1983).

der Zunahme der Berglänge ab. Der Grund dafür liegt in der stärkeren Hebungsrate bei schmalen Bergen was zu höheren Kondensationsraten führt. Ein weiteres Ergebnis dieser Studie ist, dass die Niederschlagsverstärkung durch den Seeder-Feeder-Effekt umso höher ist, je größer der synoptischskalige Niederschlag ist. Durch die Kondensationsrate in der Hebungswolke hat dieser Prozess jedoch eine Obergrenze, ab der keine zusätzliche Niederschlagsverstärkung mehr eintritt, egal wieviel Niederschlag in die Feeder-Wolke hineinfällt.

### 2.3.3 Orographisch bedingte Konvektion

Im Falle einer statisch labilen Luftschichtung, also einer Luftmasse, in der Vertikalbewegungen exponentiell wachsen können, kann man auch zwischen mehreren Arten der orographisch bedingten Niederschlagsentstehung unterscheiden, wie die Abbildungen 2.2c-g zeigen. Kennzeichnend für konvektive Niederschläge sind neben der großen räumlichen Variabilität vor allem die hohen Niederschlagsintensitäten. Auf Grund des meistens hohen Temperaturniveaus und der großen vertikalen Ausdehnung von konvektiven Zellen (Cumulonimben) ist der Wassergehalt der Wolken viel größer als bei stratiformen Niederschlägen. Da solche Gewitterwolken oft eine vertikale Ausdehnung von mehreren Kilometern haben, besteht der obere Teil der Wolken meistens aus Eisteilchen. Durch den Bergeron-Findeisen-Prozess (BERGERON, 1935) kommt es so rasch zur Bildung von sehr großen Tropfen. Des weiteren führen die starken Aufwinde in einer Gewitterwolke zu einer längeren Verweilzeit

der Tropfen in der Wolke, was sich wiederum positiv auf das Tropfenwachstum auswirkt.

Eine Luftmasse wird als bedingt labil bezeichnet, wenn ein Luftpaket ab einem gewissen Niveau (LFC = Level of free convection) von selbst aufsteigt (FUHRER and SCHÄR, 2005). Es gibt verschiedene Auslösemechanismen, die dafür sorgen, dass ein Luftpaket das LFC erreicht. Eine Möglichkeit dazu ist in Abb. 2.2c dargestellt. Hier wird eine Luftmasse durch die Anströmung an einem Gebirge bis zum LFC gehoben. Durch die labile Schichtung ab dieser Höhe erfährt das gehobene Luftpaket eine positive Auftriebskraft, wodurch es zu einer starken Aufwärtsbeschleunigung und damit verbunden zur Bildung von konvektiven Zellen über dem Luvhang kommt.

Konvektive Zellen können jedoch auch aus einer orographischen Hebungswolke entstehen. Wird eine feuchte Luftmasse durch ein Hindernis zur Hebung gebracht, bildet sich eine stratiforme Hebungswolke. Wie bereits in Kapitel 2.3.1 beschrieben wurde, wird durch die Freisetzung der latenten Wärme bei der Kondensation des Wasserdampfs die statische Stabilität der Luftmasse verringert. Die Bedingung für die Entwicklung von konvektiven Zellen aus einer Hebungswolke ist, dass das Quadrat der feuchten Brunt-Väisälä-Frequenz  $N_m$  kleiner als 0 ist. In diesem Falle wird die Luftschichtung als konvektiv instabil bezeichnet. Zur Beschreibung dieser eingebetteten konvektiven Zellen und zum besseren Verständnis von Zellenwachstum in einer statisch labilen Luftmasse haben KIRSHBAUM und DURRAN (2004) ein lineares analytisches Modell entwickelt. In diesem Modell wird eine zweischichtige Atmosphärenstruktur behandelt. Diese besteht aus einer unteren, statisch instabilen Wolkenschicht, und einer darüberliegenden stabil geschichteten Luftmasse. Ausgehend vom 2-dimensional linearisierten Boussinesq-Gleichungssystem und unter der Annahme, dass die Windgeschwindigkeit  $U_0$  unabhängig von der Höhe ist, erhält man:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U_0 \frac{\partial}{\partial x}\right)^2 \left(\frac{\partial^2 w_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w_i}{\partial z^2}\right) - \frac{\partial^2 U_0}{\partial z^2} \left(\frac{\partial}{\partial t} + U_0 \frac{\partial}{\partial x}\right) \left(\frac{\partial w_i}{\partial x}\right) + N_i^2 \frac{\partial^2 w_i}{\partial x^2} = 0 \quad (2.18)$$

Der Index  $i$  steht dabei für die jeweilige Schicht, wobei 1 die untere Schicht und 2 die obere Schicht beschreibt. Die Vertikalgeschwindigkeit in der unteren Schicht  $w_1$  ergibt sich mit Hilfe eines Wellenansatzes:

$$w_1(x, z, t) = Ae^{\omega t} \sin[k(x - U_0 t)] \sin(m_1 z) \quad (2.19)$$

Die vertikale Wellenzahl in der unteren Schicht beschreibt dabei  $m_1$ ,  $k_1$  die horizontale Wellenzahl und  $\omega$  die Wachstumsrate für instabile Störungen. Der Kehrwert von  $\omega$  entspricht der e-folding Zeit (Zeit in der die Störung um den Faktor  $e$  steigt) für das Zellenwachstum und wird mit  $\tau_{buoy}$  bezeichnet.

Dementsprechend folgt für die Vertikalgeschwindigkeit der oberen stabilen Schicht in diesem Modell:

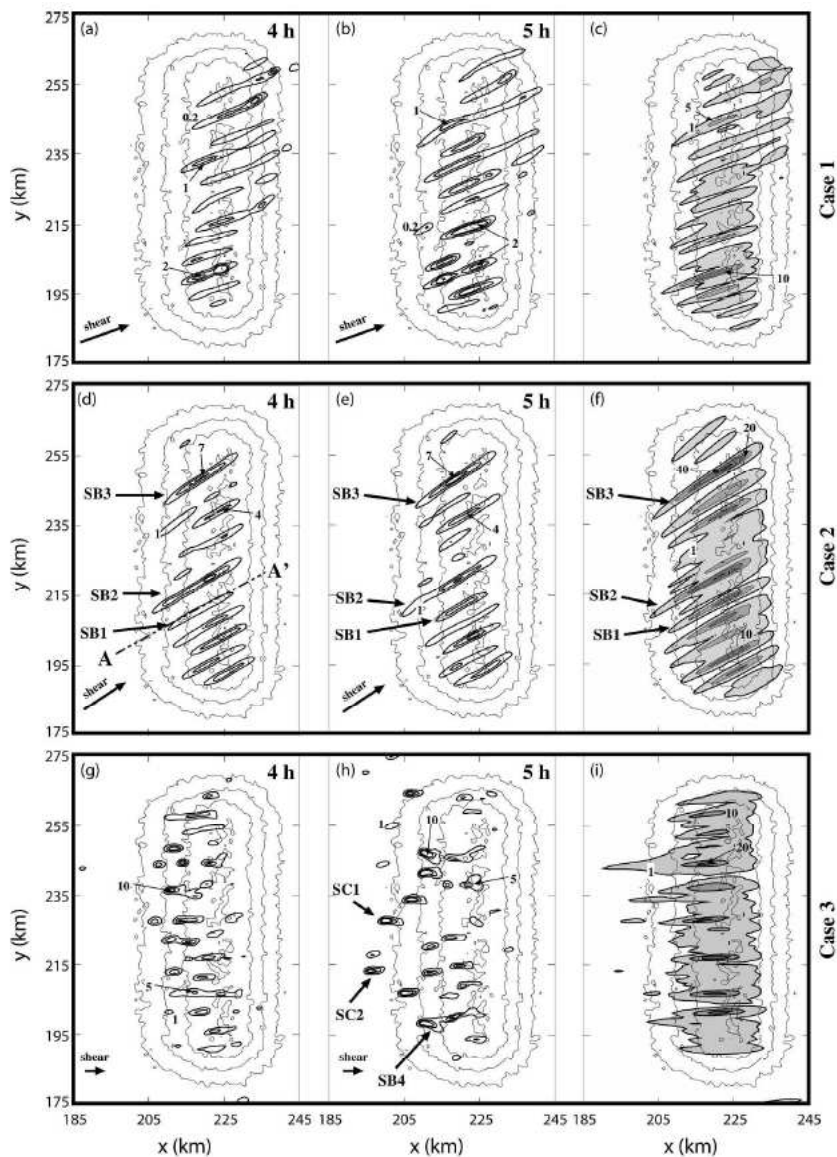
$$w_2(x, z, t) = Ce^{\omega t} \sin[k(x - U_0 t)] De^{-m_2 z} \quad (2.20)$$

Durch Gleichsetzen von  $w$  in der Höhe  $H$  genau zwischen diesen 2 Atmosphärenschichten ergibt sich folgende Gleichung:

$$\tan \left[ \frac{kH}{\omega} (N_1^2 - \omega^2)^{1/2} \right] = - \left( \frac{N_1^2 - \omega^2}{N_2^2 + \omega^2} \right)^{1/2} \quad (2.21)$$

$w$  und folglich auch die e-folding Zeitskala, können also durch vorgegebene Werte von  $k$ ,  $H$ ,  $N_1$  und  $N_2$  berechnet werden. Tests haben gezeigt, dass die Ergebnisse dieses linearen analytischen Modells sehr gut mit numerischen Simulationen übereinstimmen. Ein Resultat der Untersuchung von KIRSHBAUM und DURRAN (2004) mit ihrem theoretischen Modell beschreibt die Verweilzeit eines mit der Grundströmung durch die Hebungswolke hindurch advehierten Luftpakets. Die Verweilzeit ist im Wesentlichen abhängig von der Strömungsgeschwindigkeit  $U$  sowie der Dimension (vertikal und horizontal) der Hebungswolke und ist proportional zur advektiven Zeitskala  $\tau_{adv}$ . Ob die Verweilzeit ausreicht, um konvektive Zellen aus der Hebungswolke zu produzieren, hängt sehr stark vom Verhältnis zwischen der advektiven Zeitskala und der e-folding Zeit  $\tau_{buoy}$  ab. Ist  $\tau_{adv}$  viel größer als  $\tau_{buoy}$ , ist die Verweilzeit in der Wolke groß genug, um konvektive Störungen zu bilden. Wie bereits erwähnt, spielt auch die Größe der Hebungswolke eine entscheidende Rolle bei der Bildung von konvektiven Zellen. Die Wachstumsrate  $\omega$  ist umso höher, je größer die maximale vertikale Wellenlänge (Wellenansatz) ist. Da eine dicke Wolkenschicht eine größere maximale Wellenlänge hat, kommt es folglich bei dicken Hebungswolken zu einer stärkeren Wachstumsrate von konvektiven Zellen. Des weiteren hängt die Bildung von eingebetteten konvektiven Zellen auch von der Dimension des Berges ab. Breite Berge zeichnen sich durch größere Hebungswolken und damit durch eine längere Verweilzeit aus, was wiederum zu einer erhöhten Bildung von konvektiven Zellen führt. Durch die verringerte konvektive Aktivität ist die Menge des orographischen Niederschlags im Falle eines schmalen Berges stark reduziert.

Weiterführende Untersuchungen der 3-dimensionalen Struktur von orographisch bedingter Konvektion wurden mit Hilfe eines numerischen Modells von KIRSHBAUM und DURRAN (2005) durchgeführt. Sie haben an Hand von 3 ausgewählten Fällen mit konvektivem Niederschlag die räumliche Struktur von Niederschlagszellen im Küstengebirge von Oregon untersucht. Die simulierten Niederschlagsmuster für die 3 Fälle sind in Abbildung 2.5 dargestellt. Die Organisation der konvektiven Zellen ist dabei sowohl von der atmosphärischen Struktur, als auch vom Auslösemechanismus der Konvektion abhängig. Bereits kleinskalige topographische Strukturen können für eine bevorzugte Auslösung von konvektiven Zellen sorgen. Dies führt zur Bildung von quasistationären Regenbändern (SB), wenn es innerhalb der Hebungswolke statische Instabilität gibt und die umgebende trockene Luft stark stabil geschichtet ist (Fall 1). Kleinskalige topographische Strukturen können also zu großen räumlichen Differenzen in der Niederschlagsmenge führen wie man auch im zweiten Fall sehen kann. Auf der anderen Seite führen eingebettete thermische Störungen bei der Überströmung von Hindernissen zu zellenartiger Konvektion. Die Konvektionszellen werden mit der Strömung advehiert was ein gleichmäßigeres Niederschlagsmuster zur Folge hat (Fall 3). Ein weiterer Grund für die unterschiedlichen Niederschlagsstrukturen in den 3 Fällen in Abbildung 2.5 liegt in der vertikalen Windscherung. In den ersten beiden Fällen führt die starke vertikale Windscherung zu einer Unterdrückung der Ausbreitung der Zellen



**Abbildung 2.5:** Mit Hilfe des numerischen Modells MM5 simulierte Niederschlagsmuster über einer rauen idealisierten Topographie für 3 Niederschlagsereignisse. Die zwei linken Spalten der Abbildung zeigen das Regenwasser-Mischungsverhältnis für die Stunden 4 (a) und 5 (b) und die rechte Spalte beinhaltet die über das gesamte Ereignis akkumulierte Niederschlagsmenge für die entsprechenden Fälle (nach KIRSHBAUM and DURRAN, 2005).

quer zur Scherungsrichtung, während sich parallel zur Windscherung organisierte Bänder ausbilden. Im dritten Fall ist die vertikale Windscherung wesentlich geringer wodurch es keine bevorzugte Richtung gibt, in denen sich die Konvektionszellen ausbreiten. In dieser Studie wurde auch der Einfluss der Windgeschwindigkeit auf die orographisch bedingte Konvektion untersucht. Es hat sich gezeigt, dass hohe Windgeschwindigkeiten einerseits zu einer verringerten Verweilzeit in der Wolke führen, andererseits werden durch die größere vertikale Windkomponente auch dickere Hebungswolken mit höherem Wolkenwassergehalt



erzeugt.

Weitere Untersuchungen (FUHRER und SCHÄR, 2005) haben gezeigt, dass beim Vorhandensein von konvektiven Zellen das Niederschlagsmaximum vom Berggipfel in Richtung Lee verschoben wird. Dies ist durch die Zeitskala der Entwicklung von konvektiven Zellen bedingt. Obwohl in konvektiven Zellen das Niederschlagswachstum beschleunigt ist, benötigt die Bildung der konvektiven Zellen durch die statische Instabilität der Luftmasse eine gewisse Zeit. In diesem Zeitraum werden die gebildeten konvektiven Zellen in Richtung Lee advehiert. Manchmal bildet sich sogar eine Struktur mit einem Niederschlagsmaximum im Luvhang (auf Grund starker orographischer Hebung) und einem im Lee (auf Grund der Verdriftung der konvektiven Zellen) aus.

Hat eine konvektive Wolke ihr Reifestadium erreicht, kommt es zu kurzzeitig starken Niederschlägen. Verdunstungseffekte führen dazu, dass sich die Luftschichten unterhalb der Wolke stark abkühlen und eine hangabwärtige Luftströmung ausbilden. Durch diese starken Abwinde von der Luvseite des Berges können sich durch Konvergenz neue konvektive Zellen stromaufwärts bilden und auch dort für Niederschläge sorgen (Abb. 2.2d).

Ein weiterer Auslösemechanismus für die Bildung konvektiver Zellen kann bei einer schwachen Anströmung lokale Erwärmung durch starke solare Einstrahlung sein. Auf Grund der höheren Heizfläche und der verringerten Luftvolumina in den Tälern kommt es zu starken Aufwärtsbewegungen im Gebirge. Daraus resultierend führt das Einströmen von Luft aus dem kühleren Vorland oft zu einer Konvergenz (LUGAUER und WINKLER, 2005), wie man in Abbildung 2.2e sehen kann. Das Niederschlagsmaximum ist dabei meistens direkt über den Berggipfeln zu finden, kann aber auch durch Vorhandensein einer großräumigen Strömung ins Lee verschoben werden. Die großräumige Strömung darf jedoch nicht zu stark sein, da ansonsten durch den Luftaustausch die Luft über den Hängen nicht so stark erhitzt werden kann. Durch den Effekt der stärkeren Aufheizung der Alpentäler ist die konvektive Aktivität über den Alpen klimatologisch gesehen wesentlich höher als in den umgebenden flachen Alpenvorländern (FLIRI, 1975).

Bei sehr isolierten Bergen und einer Anströmung mit geringer Froude-Zahl kann es vorkommen, dass sich die Grundströmung aufspaltet und ein Berg umströmt wird. Dies führt zu einer Konvergenz der umströmenden Luftmassen auf der Rückseite des Berges, die in der labilen Luftschichtung wiederum zu Konvektion führen kann (Abb. 2.2f). Solche leeseitigen Konvergenzen führen zu sehr stationären Regengebieten, welche lokal sehr hohe Niederschlagswerte zur Folge haben (COSMA et al., 2002; ANQUETIN et al., 2003). Es kann auch vorkommen, dass sich luvseitig gebildete Konvektionszellen durch eine solche Luftmassenkonvergenz im Lee und den damit verbundenen Vertikalbewegungen verstärken und weiter ins Lee ausbreiten.

Bei der Überströmung eines Gebirges können auf der windabgewandten Seite des Gebirges Leewellen entstehen. Die Vertikalbewegungen in solchen Schwerewellen können in einer stark aufgeheizten und bedingt labilen Schichtung zur Auslösung von Konvektion auf der Leeseite eines Gebirges führen, wie in Abb. 2.2g dargestellt. Dies tritt vor allem dann auf, wenn es durch die bodennah einströmende Luft von der Leeseite zu einer Konvergenz kommt.

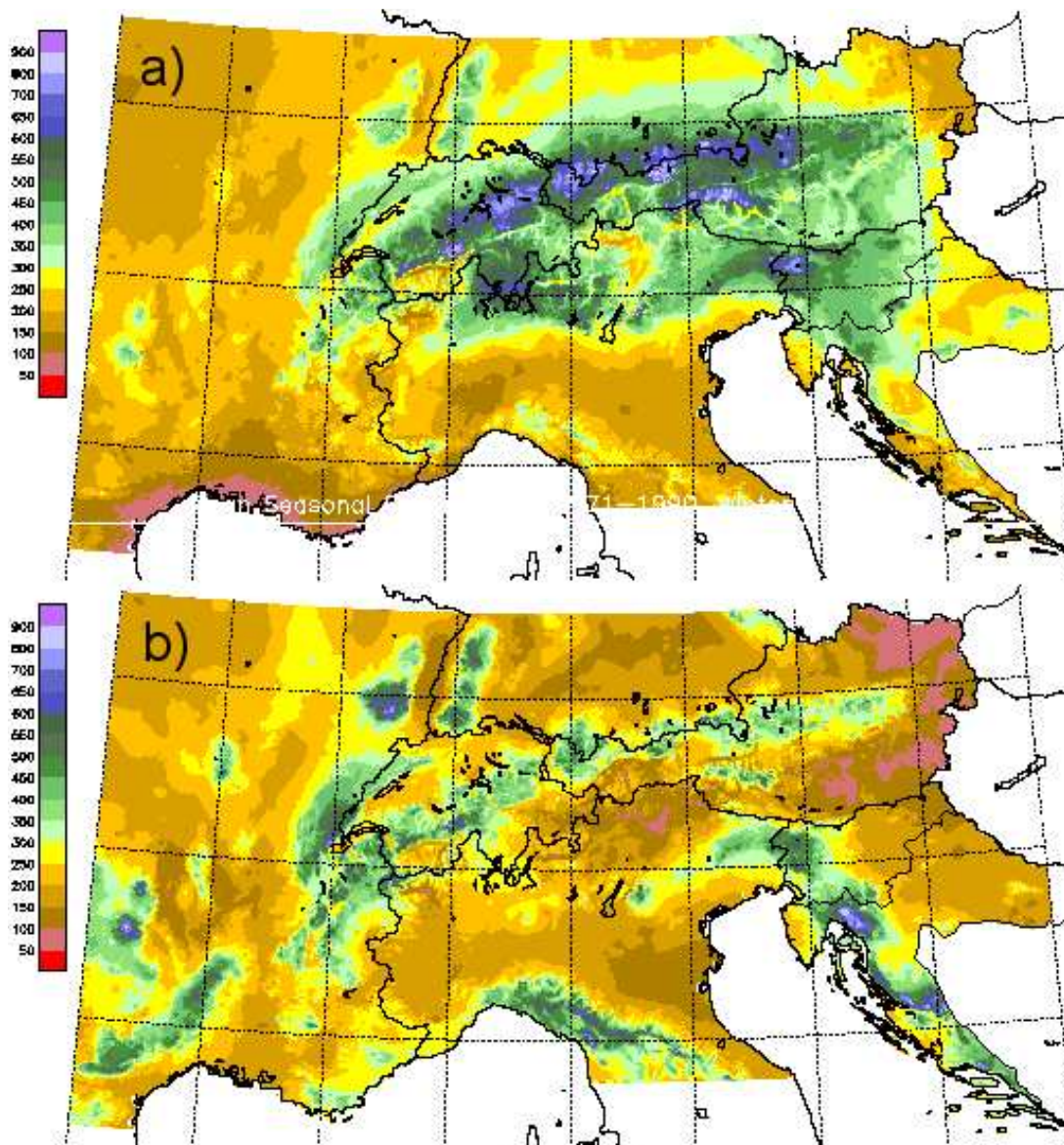
Sehr oft ist jedoch nicht nur ein einzelner Mechanismus der Auslösung von Konvektion durch Orographie verantwortlich, sondern vielmehr eine Kombination aus mehreren Prozessen. So kommt es zum Beispiel häufig vor, dass eine Vertikalbewegung, ausgelöst durch starke solare Einstrahlung, durch eine strömungsbedingte orographische Hebung noch verstärkt wird. Eine thermisch bedingte Strömung kann auch zusammen mit einer orographisch beeinflussten großräumigen Strömung zur Ausbildung von Konvektion führen (CROOK and TUCKER, 2005).

## 2.4 Niederschlagsmuster im Alpenraum

Es gibt also verschiedenste Möglichkeiten der orographisch bedingten Niederschlagsverstärkung. Dementsprechend sind auch die Niederschlagsmuster und die Position des Niederschlagsmaximums (Luv- oder Leehang) von Art zu Art stark verschieden. Dies führt zu einer sehr komplexen Niederschlagsstruktur bei einzelnen Niederschlagsereignissen, hat jedoch auch einen starken Einfluss auf den klimatologisch relevanten mittleren Jahresniederschlag.

Erste klimatologische Studien zu den Niederschlagsverhältnissen im Alpenraum gehen bereits in das 19. Jahrhundert zurück (z.B. RAULIN, 1879). Damals war natürlich die Datenbasis auf Grund der spärlich vorhandenen Messstationen noch sehr klein. Neuere Klimastudien (z.B. FLIRI, 1975; FREI und SCHÄR, 1998; SCHWARB, 2001) greifen da schon auf ein wesentlich dichteres Stationsnetz zurück, und auch die Qualität der Messdaten hat sich stetig verbessert. Durch die Extrapolation von Stationsdaten auf Flächen und durch die Verwendung von Computermodellen sind die verschiedenen Klimazonen im Alpenraum mittlerweile sehr gut erforscht. An dieser Stelle sollte jedoch erwähnt werden, dass obwohl die Alpen eines der dichtesten Stationsnetze weltweit haben, die Berechnung von Flächenmitteln, wie sie bei der Konstruktion von Niederschlagskarten (z.B. SCHWARB, 2001) zum Einsatz kommen, punktuell immer noch zu großen Fehlern führt. Die räumliche Repräsentanz von Punktmessungen ist auf Grund der sehr hohen Niederschlagsunterschiede auf kleinstem Raum gering. Ein weiteres Problem bei der Analyse von Niederschlagsdaten im Alpenraum ist, dass es auf Grund der oft schwierigen Erreichbarkeit und der extremen äußeren Bedingungen nur sehr wenige Messstationen auf Bergen gibt.

Der Alpenbogen erstreckt sich aus klimatologischer Sicht genau in dem Gebiet, wo sich die kontinentale, die maritime (atlantische) und die mediterrane Klimazone von Europa berühren. Durch die Einflüsse der unterschiedlichen Klimazonen und durch das zusätzlich sehr komplexe Relief der Alpen können die Klimaverhältnisse vor allem in Bezug auf den Niederschlag auf kleinstem Raum sehr verschieden sein. Einen Überblick über die mittleren Sommer- (Abb. 2.6a) bzw. Winterniederschläge (Abb. 2.6b) im Zeitraum zwischen 1971 - 1990 gibt eine Niederschlagskarte entnommen aus SCHWARB (2001). Sieht man sich die Niederschlagsklimatologie der Alpen in Abbildung 2.6 an, so erkennt man im Wesentlichen 2 Zonen des maximalen Niederschlags. Diese befinden sich am südlichen (Tessin, julische Alpen) und am nördlichen Alpenrand (Appenzeller Land, nördliche Kalkalpen, Salzkammergut). In diesen Gebieten werden jährliche Niederschlagssummen von teilweise

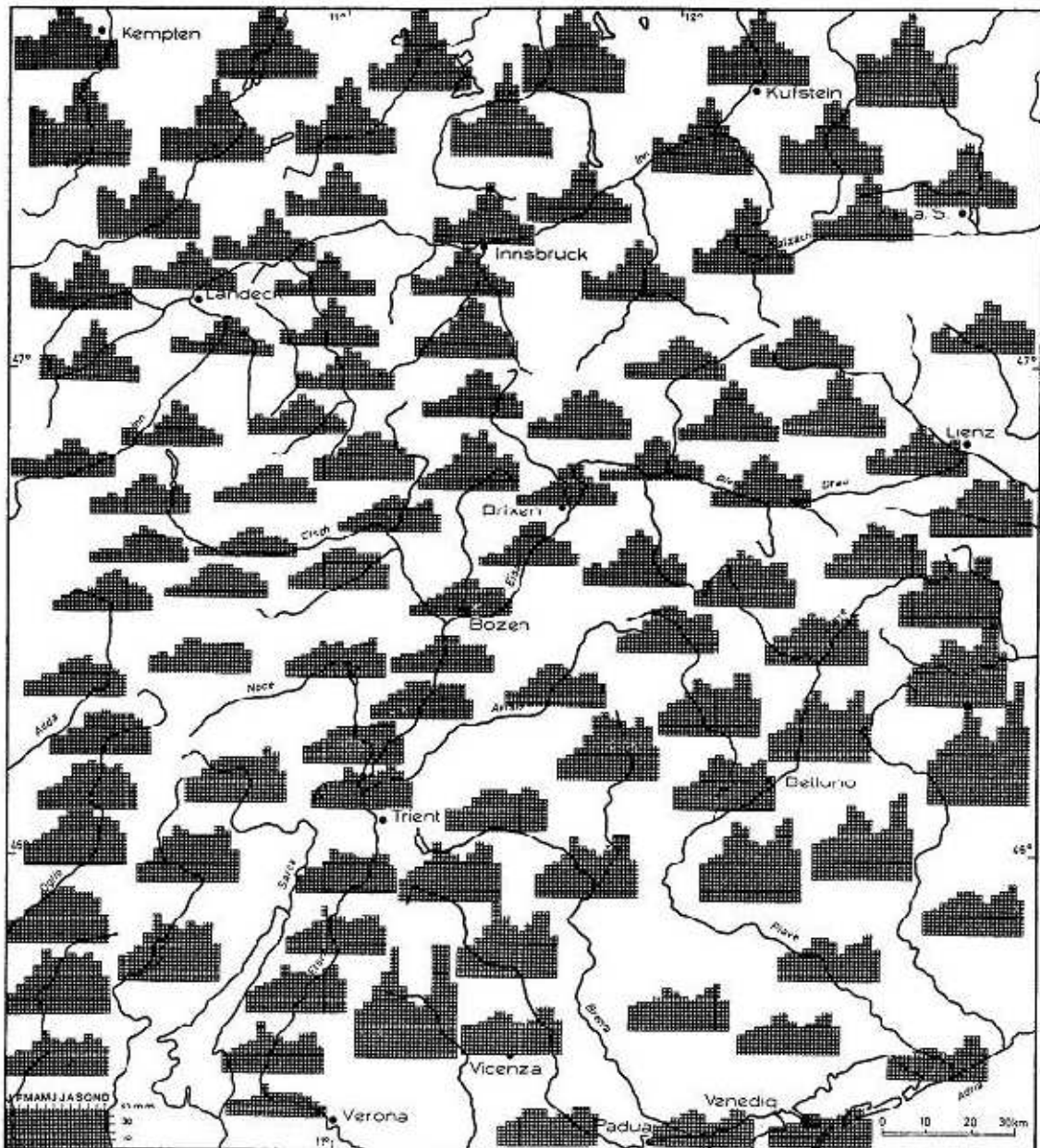


**Abbildung 2.6:** Mittlerer Niederschlag im meteorologischen Sommer (JJA,a) bzw. Winter (DJF,b) für die Periode 1971 - 1990, berechnet mit dem Modell PRISM (nach SCHWARB, 2001).

mehr als 2000 mm registriert, während es im angrenzenden Alpenvorland meist deutlich unter 1000 mm sind (München 900 mm, Verona 800 mm). Als niederschlagsreichste Station in den Alpen ist der kleine italienische Ort Musi in den Julischen Alpen bekannt, der im Jahresmittel auf über 3000 mm kommt. Der jährliche Niederschlag nimmt also vom Alpenvorland in Richtung Alpenrand mit steigender Topographie stetig zu. Geht man jedoch vom Alpenrand in Richtung der höchsten Berge am Alpenhauptkamm, erkennt man wiederum eine deutliche Abnahme der jährlichen Niederschlagsmenge. Die Zone des maximalen Niederschlags ist also nicht identisch mit den Gebieten der höchsten Topographie. Direkt am Alpenhauptkamm gibt es durch Lееffekte von stromaufwärtsliegenden Gebirgsketten und durch die große Distanz zum nördlichen bzw. südlichen Alpenrand (bis

100 km) eine ausgeprägte Zone mit einem klimatologischen Niederschlagsminimum. In den inneralpinen Tälern (z.B. Wallis, oberes Inntal u. Seitentäler, Ennstal) werden durch den Regenschatten der hohen Berge sogar jährliche Niederschlagssummen gemessen, die niedriger sind als jene im tiefer gelegenen Alpenvorland (z.B. < 500 mm im Vinschgau). Im Querprofil der Alpen zeigt sich also eine bimodale Verteilung der Jahresniederschlagssumme. Dass die mittlere jährliche Niederschlagssumme nicht unbedingt von der Seehöhe abhängig ist, lässt sich auch gut erkennen, wenn man den großen Flüssen in den Ostalpen (Inn und Etsch) entlang von Nord nach Süd die Alpen überquert. Angefangen im nördlichen Alpenvorland bei Mühldorf (400 m NN, 843 mm) steigt die mittlere Niederschlagssumme der Jahre 1931 - 1960 (aus FLIRI, 1975) bis zum Alpenrand hin in Kufstein (495 m, 1310 mm) kontinuierlich an, um danach in Richtung Alpenhauptkamm trotz ansteigender Topographie wieder abzunehmen. Demzufolge werden an der Wasserscheide zwischen Nord und Süd am Reschenpass in 1495 m nur mehr 670 mm registriert. Folgt man nun der Etsch in Richtung Süden nimmt die Niederschlagsmenge ab einem lokalen Minimum im Vinschgau (Glurns, 915 m, 442 mm) in Richtung Süden, trotz geringer werdender Seehöhe stetig zu, um in Trient (312 m NN, 963 mm) fast wieder einen Meter im mittleren Jahresniederschlag zu erreichen. Aus rein klimatologischer Sicht kann also nicht von einem eindeutigen Zusammenhang zwischen Jahresniederschlag und Meereshöhe ausgegangen werden. Viel mehr spielen Faktoren wie der Abstand vom Alpenrand oder die lokale Topographie (Lee- oder Luvhang) eine entscheidende Rolle (FREI und SCHÄR, 1998).

Neben räumlichen Strukturen gibt es aber auch erhebliche saisonale Schwankungen der Niederschlagsaktivität im Alpenraum, wie man an Hand von Abbildung 2.7 erkennen kann. Die große Variabilität im jährlichen Verlauf des Niederschlags lässt sich vor allem auf die unterschiedliche Beeinflussung der drei großen Klimazonen in Mitteleuropa (kontinental, maritim, mediterran) in den verschiedenen Regionen der Alpen zurückführen. Die größte Kontinentalität, also der größte Anteil des sommerlichen Niederschlags (FLIRI, 1975), ist in den Zentralalpen zu finden. In diesen Regionen (z.B. oberes Inntal) fallen zwischen 65 und 70 % des Jahresniederschlags im hydrologischen Sommerhalbjahr, also im Zeitraum zwischen April und September. Betrachtet man den meteorologischen Sommer (Juni, Juli, August), so werden in dieser Zeitspanne bis zu 40 % des gesamten Jahresniederschlags der inneralpinen Täler registriert. Mit 15 % ist der Anteil der Winterniederschläge (Dezember, Januar, Februar) nicht einmal halb so groß. In Richtung Alpennordrand steigt vor allem die Summe der Winterniederschläge stark an, entsprechend der Zunahme des Jahresniederschlags, während die Monatssummen im Sommer ähnlich denen in den inneralpinen Tälern sind. So ergibt sich für viele Gebiete der Nordalpen ein Verhältnis von 40:60 zwischen Winter- und Sommerhalbjahr, was auf einen zunehmenden Einfluss des maritimen Klimas schließen lässt. Der Grund für den relativ hohen Anteil des Winterniederschlags liegt in der orographischen Verstärkung der klimatologisch sehr häufigen Niederschläge bei West- und Nordwestwinden in den Nordalpen. In den höheren Regionen (z.B. Zugspitze) fällt sogar im Winterhalbjahr annähernd gleich viel Niederschlag wie im Sommer. Geht man auf die Alpensüdseite, merkt man sehr stark



**Abbildung 2.7:** Die Niederschlagsmengen und ihre Verteilung im Jahresgang in der Periode 1931 - 1960 (nach FLIRI, 1975). Die 12 Balken in den Niederschlagsverteilungen der einzelnen Stationen stehen für die Monate Januar bis Dezember.

den Einfluss des Mittelmeers. Dies macht sich dadurch bemerkbar, dass der Anteil des Winterniederschlags jenen des Sommerhalbjahres teilweise übertrifft. Betrachtet man die einzelnen Monate separat, erkennt man, dass südlich des Alpenhauptkamms der meiste Niederschlag in den Übergangsmontaten (Oktober, November, März, April) auftritt. Besonders markant ist das Niederschlagsmaximum in den Herbstmonaten, bedingt durch die verstärkte Aktivität von Tiefdruckkomplexen über dem Golf von Genua und in der Adria.

Geht man nun von der großen Skala des Alpenbogens weg zu kleineren Skalen, also

auf einzelne Bergmassive und Gebirgsketten, zeigen sich auch auf kleinstem Raum große Unterschiede in der Niederschlagsklimatologie. So beträgt z.B. der mittlere Jahresniederschlag in Innsbruck im Inntal (580 m) rund 900 mm, während im nur 30 km entfernten, jedoch am nördlichen Alpenrand gelegenen Garmisch (720 m ü. M.) mit 1450 mm durchschnittlich um ca. 60 % mehr Niederschlag gemessen wird. Geht man jetzt von Garmisch nur wenige Kilometer weiter nach Süden, auf die 2964 m hoch gelegene Zugspitze, kommt es zu einer weiteren Erhöhung des Jahresniederschlags um 40 % (2088 mm). Aber auch in der kleinen Skala führt eine Zunahme der Meereshöhe nicht immer zu einer Erhöhung der Jahresniederschlagssumme, wie man an Hand des Stationspaares Innsbruck - Patscherkofel sieht. Obwohl um fast 1700 m höher gelegen (2245 m), wird am Patscherkofel (895 m) in etwa dieselbe Jahressumme des Niederschlags registriert wie in Innsbruck. Auf die Begründung solch spezieller Höhengradienten des Niederschlags wird später in dieser Arbeit noch genauer Bezug genommen. Generell ist es jedoch in gebirgigen Regionen sehr schwierig, zwischen horizontalem und vertikalem Niederschlagsgradienten zu unterscheiden.

Aus der Literatur sind mehrere Arbeiten bekannt, in denen der Höhengradient des Niederschlags im Alpenraum untersucht wurde. HAVLIK (1969) gibt als maßgebendes Kriterium für die vertikale Zunahme des Niederschlags den durch die höhere Windgeschwindigkeit zunehmenden Wasserdampftransport, gebildet durch das Produkt aus spezifischer Feuchte und skalarer Windgeschwindigkeit, an. BAUMGARTNER et al. (1983) berechnen in ihrer Arbeit detaillierte, gebietsabhängige Höhengradienten, welche pro Jahr zwischen 40 mm/100 m in den Westalpen und 70 mm/100 m in den Zentralalpen erreichen. Ähnliche Studien wurden von LAUSCHER (1976) und LAUFFER (1977) durchgeführt und zeigen, dass in Luvlagen der Niederschlag am Hangfuß stark zunimmt, während in Leelagen bzw. in den inneralpinen Trockentälern vor allem die Gipfelbereiche hohe vertikale Niederschlagsgradienten aufweisen. Die eigentliche Höhenabhängigkeit des Niederschlags wird bei diesen Arbeiten jedoch nur unvollständig dargestellt, da meistens zusätzlich große Horizontaldistanzen zwischen den Stationen herrschen. Als weiterer kritischer Punkt bei der Betrachtung von Höhengradienten ist zu erwähnen, dass die meisten Ergebnisse praktisch nur auf Messungen von Tal- und Gipfelstationen beruhen, dazwischenliegende Hangstationen aber fehlen. BLUMER (1994) hat deshalb an Hand von 4 Messprofilen in verschiedenen Regionen der Alpen die vertikale Niederschlagsverteilung in einer Messperiode von mehr als 2 Jahren untersucht. Er konnte keine generelle Abhängigkeit der Niederschlagsmenge von der Meereshöhe finden, jedoch eine eindeutige Zunahme der Niederschlagshäufigkeit mit der Höhe.

Des weiteren kann auch die Höhe des maximalen Niederschlags nur sehr schwer abgeschätzt werden. Zwar nimmt die Windgeschwindigkeit mit der Höhe kontinuierlich zu, doch muss es auf Grund der exponentiellen Abnahme des Wasserdampfdrucks mit der Höhe irgendwo eine Zone des maximalen Niederschlags geben. In den gemäßigten Breiten wird das Niederschlagsmaximum etwas oberhalb von 3000 m NN erwartet, doch werden dazu in der Literatur sehr unterschiedliche Angaben gemacht (BLUMER, 1994; FLIRI, 1975; HAVLIK, 1969). Eine messtechnische Überprüfung dieser Zone ist allerdings kaum möglich,

da sich oberhalb von 3000 m NN praktisch keine Messstellen befinden, bzw. die Genauigkeit der Messergebnisse sehr zu wünschen übrig lässt.

Abschließend zu den Niederschlagsmustern im Alpenraum sei noch erwähnt, dass die Variabilität bei der Betrachtung einzelner Niederschlagsereignisse noch größer ist als beim Jahresniederschlag, wo durch das Auftreten unterschiedlicher Strömungslagen im Laufe eines Jahres eine gewisse Kompensation eintritt. Besonders hoch sind räumliche Niederschlagsdifferenzen bei konvektiven Ereignissen, bedingt durch die verschiedensten Möglichkeiten der orographischen Niederschlagsverstärkung (siehe Fig. 2.2). Hierbei kann es vorkommen, dass bei Gewittern die Tallagen oftmals wesentlich höhere Niederschlagsmengen aufweisen, als die umliegenden Berge (HAVLIK, 1969; REICHEL, 1962).





# Kapitel 3

## Datenüberblick

Die Datengrundlage für die vorliegende Arbeit ist auf zwei wesentliche Säulen aufgebaut. Dies ist zum einen ein Satz von Beobachtungsdaten aus einem sehr umfangreichen Netz von Wetterstationen in Bayern und Teilen von Österreich und zum anderen durch das numerische Modell MM5 downgescalete Reanalysedaten, welche die nötigen meteorologischen Informationen aus der Atmosphäre liefern. Mit Hilfe von zahlreichen meteorologischen Variablen in verschiedenen Höhengniveaus ist es möglich, die synoptische Situation in den 6h-Niederschlagsintervallen zu bestimmen. In diesem Kapitel werden zuerst die Daten der Wetterstationen und die Methoden der Umrechnung auf ein einheitliches Beobachtungsintervall von 6 Stunden beschrieben. In einem zweiten Teil werden die durch das MM5 im Klimamodus berechneten Daten besprochen und im dritten Teil werden dann die Niederschlagsintervalle auf Grund der synoptischen Bedingungen in 4 verschiedene Klassen eingeteilt.

### 3.1 Beobachtungsdaten

#### 3.1.1 Datengrundlage

Der erste große Teil der Datenbasis für diese Untersuchung besteht aus Wetterdaten des Beobachtungsnetzes des Deutschen Wetterdienstes (DWD), der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) und des Hydrographischen Dienstes Österreich (HZB). Wie bereits in der Einleitung erwähnt, befindet sich im Alpenraum eines der dichtesten Wetterstationsnetze auf der gesamten Welt. Nach FREI und SCHÄR (1998) sind im gesamten Alpenraum mehr als 6000 Wetterstationen im Einsatz.

Die hier betrachtete Region erstreckt sich vom Bodensee im Westen bis zum Salzkammergut im Osten und in Nord-Südrichtung von Unterfranken bis an den Tiroler Alpenhauptkamm. Das Gebiet wird durch die Landesgrenzen eingeschränkt und beinhaltet alle Stationen des DWD im Freistaat Bayern, sowie die Stationen der ZAMG und des HZB in den österreichischen Bundesländern Vorarlberg, Tirol und Salzburg. Die Fläche des gesamten Gebiets umfasst mehr als 90.000 km<sup>2</sup>, wobei jedoch der Schwerpunkt der Untersuchung auf die Alpen und das nördlich angrenzende Alpenvorland bis München fällt.

Auf Grund der sehr stark gegliederten Topographie reicht die Spanne der Meereshöhe der Stationen von der tiefsten Stelle des Freistaates Bayern in Kahl am Main (110 m) bis auf den 3105 m hohen Sonnblick in den Hohen Tauern.

In diesem umfangreichen Datensatz sind Wetterwerte von mehr als 1200 Stationen enthalten, die jedoch über sehr unterschiedlich lange Zeitreihen verfügen. Bei den bayrischen Stationen gehen die Datenreihen teilweise zurück bis in das Jahr 1949, sind jedoch nur in den wenigsten Fällen bis heute lückenlos. In Österreich umfasst der Datensatz hauptsächlich die Jahre ab 1990, im Falle der teilautomatischen Wetterstationen (TAWES) teilweise auch erst ab Mitte der 90er Jahre. Auf Grund der unterschiedlich langen Datenreihen und der sehr großen Datenlücken vor 1990 wird der analysierte Zeitraum auf die zehn Jahre zwischen dem 1.1.1991 und dem 31.12.2000 eingeschränkt. Dadurch entsteht ein sehr homogener Datensatz, der exakt 1003 Stationen umfasst und durch die Zeitspanne von 10 Jahren auch klimatologisch relevante Ergebnisse liefern sollte.

Ein weiteres Problem bei der Betrachtung der Datengrundlage sind die unterschiedlichen Stationstypen. Der größte Teil der Wetterstationen sind Niederschlagsstationen, welche durch einen Beobachter einmal pro Tag (07:00 Ortszeit) abgelesen werden und somit nur die 24h-Niederschlagssumme liefern. In Bayern sind 491 Stationen diesen Typs und in Österreich 259 Stationen, also insgesamt 750 Stationen oder knapp 75 % des gesamten Stationsnetzes. Ein weiterer großer Teil besteht aus Klimastationen, welche dreimal täglich abgelesen werden und neben dem Niederschlag die wichtigsten meteorologischen Parameter wie Luftdruck, Temperatur und Wind messen. Zu diesem Stationstyp zählen im betrachteten Datensatz 137 Stationen in Bayern und 61 Stationen in Österreich, zusammen also 198 Stationen oder knapp 20 % des gesamten Datenumfangs. Die Ablesungszeiten sind dabei zwischen Österreich und Deutschland verschieden. In Deutschland wurden im betrachteten Zeitraum die Werte zu den Mannheimer Stunden um 07:30, 14:30 und 21:30 MEZ (Mittleuropäische Zeit = UTC + 1h) abgelesen. Eine Umstellung auf die Synopzeiten (12, 18, 00 und 06 UTC) erfolgte erst im Jahr 2001. In Österreich wurde zum 1.1.1971 eine Umstellung der Beobachtungstermine von den Mannheimer Stunden auf 07:00, 14:00 und 19:00 MOZ (Mittlere Ortszeit) gemacht. Die fehlenden 5 % oder 55 Stationen sind Synopstationen, die stündliche bzw. 10-minütige (bei automatisierten Stationen) Werte der meisten meteorologischen Größen liefern. Der Niederschlag wird hierbei bei den automatisierten Stationen als Stundensumme und bei den Stationen mit Beobachtern als Summe über 6 Stunden (12, 18, 00 und 06 UTC) ausgegeben. Zu den österreichischen Synopstationen ist hinzuzufügen, dass im Laufe der 90er Jahre eine komplette Automatisierung der Stationen durchgeführt wurde, wodurch bei einigen Stationen nicht die gesamten 10 Jahre zur Verfügung stehen. Abschließend ist zum Datensatz noch zu erwähnen, dass die Werte bereits durch die Ämter (DWD, ZAMG, HZB) auf ihre Richtigkeit überprüft worden sind und deshalb keine ausführliche Qualitätskontrolle mehr notwendig ist. In den nachfolgend erklärten Programmen zur Datenumwandlung sind jedoch kurze Abfragen vorhanden, die Fehlwerte und etwaige Messfehler aus der Analyse herausnehmen.

### 3.1.2 Datenumwandlung

Das Hauptaugenmerk der vorliegenden Arbeit liegt in einer klimatologischen Niederschlagsanalyse, wodurch natürlich der Niederschlag als meteorologische Messgröße in den Mittelpunkt gestellt wird. Hierbei ist es wichtig, dass die Niederschlagswerte der einzelnen Stationen direkt miteinander vergleichbar sind. Wie bereits zuvor erwähnt, besteht der Datensatz jedoch aus unterschiedlichen Stationstypen mit verschiedenen Ablesungsterminen. Daher ist eine Vereinheitlichung der Niederschlagssummen auf ein 6h-Zeitintervall von Nöten. Auf Grund der Beobachtungstermine bieten sich die Zeitpunkte 12, 18, 00 und 06 UTC an. Die Niederschlagssumme des jeweiligen Wertes bezieht sich dabei immer auf die Summe des Niederschlags der vergangenen 6 Stunden. Im Falle des 12 UTC Wertes wird der akkumulierte Niederschlag also im Zeitraum zwischen 06:00 UTC und 12:00 UTC angegeben. Zur Einführung von einheitlichen Niederschlagsintervallen müssen also die Beobachtungswerte der Klima- und Niederschlagsstationen auf 6h-Summen umgerechnet werden, während die Werte der Synopstationen mehr oder weniger direkt übernommen werden können.

Im Falle der österreichischen TAWES-Stationen, welche ja Stundensummen liefern, muss noch eine 6h-Niederschlagssumme gebildet werden. Dabei muss beachtet werden, dass die Zeit im Datensatz in MOZ angegeben ist und folglich bei der Umwandlung in UTC eine Verschiebung von einer Stunde auftritt. Die Abweichungen zwischen MOZ und MEZ (bis zu 15 Minuten, je nach geographischer Länge) werden dabei vernachlässigt. Bei den deutschen Synopstationen ist keine Umrechnung nötig, da diese bereits zu den Zeitpunkten 12, 18, 00 und 06 UTC 6h-Niederschlagssummen liefern.

Bei den österreichischen Klimastationen können auf Grund der Ablesungszeiten die 12h-Summe des Morgentermins (= 06 UTC) und eine 12h-Summe des Abendtermins (= 18 UTC), welche durch eine Aufsummierung des Mittags- und des Abendniederschlagwertes berechnet wird, herangezogen werden. Im Falle der deutschen Klimastationen und bei den gesamten Niederschlagsstationen können nur die 24h-Niederschlagssummen verwendet werden. Die deutschen Klimastationen werden wegen der verschiedenen Beobachtungstermine bei der Umwandlung also genauso behandelt wie Niederschlagsstationen.

In einem ersten Schritt werden nun die 24h-Niederschlagssummen der österreichischen Niederschlagsstationen mit Hilfe aller Synopstationen und der österreichischen Klimastationen in 12h-Summen umgewandelt. Dies geschieht mit Hilfe einer Gauss'schen Abstandsgewichtung, wobei alle Stationen in der Umgebung, die bereits eine 12h-Auflösung haben, in die Berechnung miteinbezogen werden. Das Verfahren beruht also auf der Annahme, dass die zeitliche Entwicklung des Niederschlagverlaufs, welche durch die besser aufgelösten Synop- und österreichischen Klimastationen beobachtet wird, auch für die umliegenden Niederschlagsstationen gilt. Gleichung 3.1 beschreibt den Gauss'schen Gewichtungsfaktor, welcher durch den Abstand  $d_{i,j}$  zwischen den Stationen bestimmt wird. Der Index  $i$  steht dabei für eine Niederschlagsstation und der Index  $j$  für eine Synop- bzw. österreichische Klimastation,  $r$  wird auf 20 km gesetzt. Befindet sich eine Synop- bzw. österreichische Klimastation weiter als 100 Kilometer von der Niederschlagsstation entfernt, wird der

Gewichtungsfaktor  $w_{i,j}$  zwischen diesen beiden Stationen gleich 0 gesetzt.

$$w_{i,j} = \exp\left(-\left(\frac{d_{i,j}}{r}\right)^2\right) \quad (3.1)$$

Mit Hilfe dieses Gewichtungsfaktors können jetzt die jeweiligen 12h-Summen P1 und P2 (siehe Gleichung 3.2) der österreichischen Niederschlagsstationen bestimmt werden. Wird in einem speziellen Fall nur an der umzuwandelnden Station Niederschlag registriert, nicht jedoch bei den umliegenden Stationen, wird die 24h-Niederschlagssumme  $P_i$  einfach gleichmäßig auf die 12h-Intervalle aufgeteilt. Dies wird dadurch gerechtfertigt, dass dieser Fall nur äußerst selten auftritt und somit kaum Einfluss auf eine klimatologische Analyse hat.

$$P1_i = \frac{P_i}{\sum_j w_{i,j}} \sum_j w_{i,j} \frac{p1_j}{p1_j + p2_j} \quad P2_i = \frac{P_i}{\sum_j w_{i,j}} \sum_j w_{i,j} \frac{p2_j}{p1_j + p2_j} \quad (3.2)$$

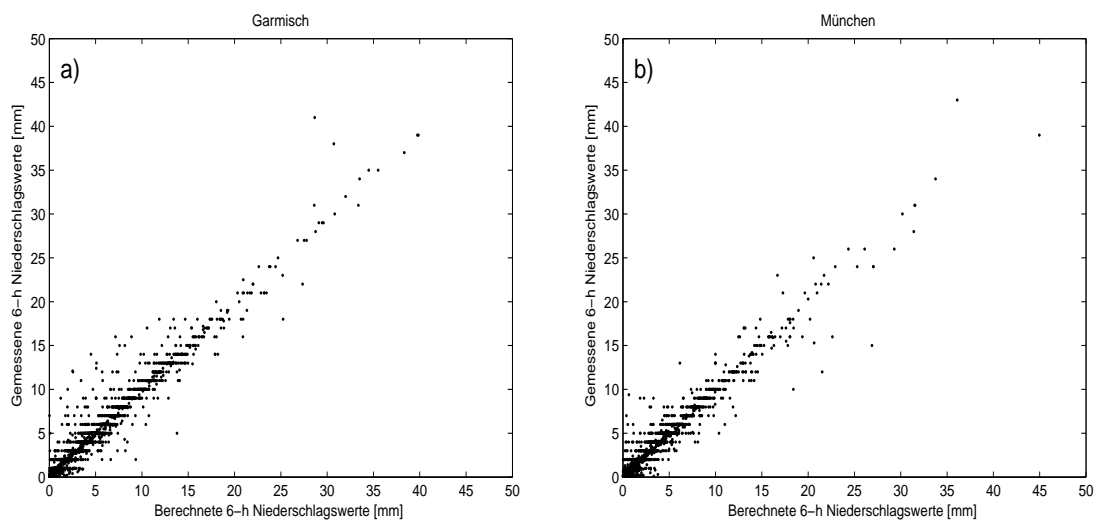
Die Werte  $p1_j$  und  $p2_j$  beschreiben dabei die 12h-Niederschlagssummen der Synop- bzw. österreichischen Klimastationen. Das Ergebnis sind also nun 12h-Summen für die österreichischen Niederschlagsstationen.

In einem nächsten Schritt wird dasselbe Verfahren für die Aufteilung der 12h-Summen in 6h-Summen angewendet. Dabei werden die Werte der österreichischen Klima- und Niederschlagsstationen mit Hilfe der bereits 6h-aufgelösten Synopstationen umgewandelt.

Bei den deutschen Klima- und Niederschlagsstationen erfolgt, wegen der verschiedenen Ablesungstermine, eine direkte Aufspaltung der 24h-Niederschlagssummen in 6h-Intervalle mit Hilfe aller Synopstationen. Das Verfahren bleibt aber im Wesentlichen dasselbe wie bei den österreichischen Stationen. Die Ungenauigkeit die durch die Nichtberücksichtigung der 12h-Summen der Klimastationen entsteht hält sich in Grenzen, da das Synopstationsnetz in Deutschland viel dichter ist als in Österreich.

Das Ergebnis dieser Aufteilung ist also, dass für jede der zur Verfügung stehenden 1003 Stationen im gesamten Zeitintervall zwischen 1991 und 2000 pro Tag vier 6h-Niederschlagssummen vorhanden sind und somit die Werte der Stationen direkt miteinander vergleichbar sind. Diese Methodik der Aufspaltung wurde eingehend getestet und die Validierungsergebnisse sind sehr zufriedenstellend. Zur Überprüfung der Ergebnisse werden zum Beispiel deutsche Synopstationen, welche bereits über die benötigten 6h-Niederschlagssummen verfügen, zu Kontrollzwecken als Niederschlagsstationen behandelt. Es wird also die Tagessumme der Synopstation verwendet, um diese dann mit Hilfe der oben erklärten Aufspaltungsprozedur in vier Teilsummen aufzuteilen. Das Ergebnis der Aufspaltung kann jetzt direkt mit den wahren Werten verglichen werden. In Abbildung 3.1 sind die Validierungsergebnisse für die Synopstationen Garmisch (a) und München (b) dargestellt. Auf der Abszisse ist dabei immer der berechnete und auf der Ordinate der gemessene Niederschlag aufgetragen. Bei ganzzahligen Niederschlagsmengen kann man eine linienartige Struktur bei den gemessenen Niederschlagsmengen erkennen, welche sich bereits in den Rohdaten der Synopstationen wiederfindet und nicht plausibel erklärt werden kann. Die Punkte in Abbildung 3.1 streuen nur sehr wenig um eine Gerade von  $45^\circ$ ,

welche eine optimale Übereinstimmung bedeuten würde. Der Korrelationskoeffizient liegt bei beiden Stationen über 90 %, hängt im Allgemeinen jedoch von der Stationsdichte in der betreffenden Region ab. Natürlich ist die Abweichung zwischen berechneten und gemessenen Werten umso größer, je weiter die nächsten Synopstationen, die zur Aufspaltung herangezogen werden, entfernt sind. Der Korrelationskoeffizient ist generell höher als 85 %, was zeigt, dass die Methode sehr zuverlässig ist und die gesplitteten Niederschlagssummen für die weitere Untersuchung ohne weiteres verwendet werden können.



**Abbildung 3.1:** Vergleich zwischen den berechneten und gemessenen 6h-Niederschlagssummen für die Synop-Stationen Garmisch (a) und München (b).

Bei den Synop- und Klimastationen wird für die weitere klimatologische Analyse zusätzlich zum Niederschlag auch noch die Temperatur benötigt. Bei dieser Messgröße wird das einheitliche Messintervall von 6 Stunden ebenfalls eingehalten. Da es jedoch sinnvoll ist, die Temperaturwerte innerhalb eines 6h-Niederschlagsintervalls zu verwenden, muss die Temperatur der Klimastationen noch umgewandelt werden. Die entsprechenden Werte werden dabei einfach aus einem arithmetischen Mittel der zur Verfügung stehenden Ablesetermine gebildet. Diese Methode ist zwar ungenau, jedoch soll die Temperatur der Stationen auch nur zur Einteilung der Niederschlagsintervalle in die 3 Klassen der Schneefallgrenze dienen, wozu die vorhandene Genauigkeit vollkommen ausreicht. Bei den Synopstationen, welche ja stündliche Temperaturwerte liefern, ist keine Umrechnung notwendig. Hier wird einfach der zentrale Wert des 6h-Intervalls (15, 21, 03, 09 UTC) zur Berechnung der Schneefallgrenze herangezogen.

Der gesamte Datensatz wird zur besseren Weiterverarbeitung noch soweit aufgeteilt, dass pro Tag eine separate Datei entsteht. Diese Datei enthält jetzt die Niederschlagswerte und die vorhandenen Temperaturen aller Stationen.

## 3.2 Daten aus der MM5-Klimamodus-Simulation

Der zweite große Teil des Datenmaterials für diese klimatologische Untersuchung besteht aus Simulationen mit einem numerischen Modell, welche von A. Pfeiffer vom Meteorologischen Institut der LMU München im Zuge des GLOWA-Projektes durchgeführt wurden. Beim verwendeten Modell handelt es sich um das Penn State-National Center for Atmospheric Research mesoscale model MM5 (GRELL et al., 1995). Dieses Modell löst die nicht-hydrostatischen Bewegungsgleichungen in einem geländefolgenden Sigma-Koordinatensystem. Die Simulation wurde im Klimamodus gerechnet und umfasst, den Beobachtungsdaten entsprechend, die Jahre von 1991 bis 2000. Der Begriff Klimamodus bezeichnet dabei eine kontinuierliche Simulation über den gesamten Zeitraum. Das Integrationsgebiet umfasst eine Fläche von  $3000 \times 3500$  km, welche über den Westalpen zentriert ist. Dabei wird nur mit einem einzigen Modellgebiet und einem Gitterpunktabstand von 45 km gerechnet. Angetrieben wird das Modell durch ERA-40 Reanalysedaten vom ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast). Bis auf ein  $1500 \times 1500$  km großes, über den Alpen zentriertes Gebiet, wird ein kontinuierliches „Analyse-Nudging“ verwendet (STAUFFER and SEAMAN, 1990). Dadurch bleibt die simulierte Entwicklung der meteorologischen Felder näher an der tatsächlichen. Des weiteren erreicht man dadurch ein moderates Downscaling des ERA-40 Datensatzes und die Beeinflussung des großskaligen Strömungsmusters durch die Topographie der Alpen wird verbessert. Dies ist auch der Hauptgrund für die nochmalige Prozessierung der ERA-40 Reanalysedaten durch das MM5. Die wichtigsten Physik-Parameterisierungen, die im Modelllauf verwendet werden, sind ein gemischtes (Eis und Wasser) Wolken-Mikrophysik-Schema (REISNER et al., 1998), ein modernes Konvektionsschema (KAIN, 2004) und ein Land-Oberflächenschema (CHEN and DUDHIA, 2001), welches mit dem ETA-PBL-Schema (JANJIC, 1990) gekoppelt ist. Des weiteren wird auf ein echt horizontales Diffusionschema (ZÄNGL, 2002b) zurückgegriffen. Dies hat einen sehr günstigen Einfluss auf die Niederschlagsfelder über den Alpen, da ein unphysikalischer Vertikaltransport von Feuchte vermieden wird. Die Simulationen wurden umfangreich optimiert und validiert und zeigen eine sehr hohe Übereinstimmung mit der tatsächlichen Klimatologie.

Der Modelloutput der numerischen Simulation beinhaltet 3h-Werte von Temperatur, Windgeschwindigkeit und -richtung, Luftdruck und Mischungsverhältnis an allen 5451 Gitterpunkten des Modellgebiets. Das Hauptaugenmerk liegt auf einem über den Alpen zentrierten Gebiet von  $5 \times 5$  Gitterpunkten mit einem Abstand zwischen den einzelnen Gitterpunkten von 45 km. Des weiteren werden die potentielle und äquivalentpotentielle Temperatur, die Vorticity sowie das über die gesamte Luftmasse integrierte CAPE (convective available potential energy) im Postprocessing diagnostisch berechnet. In der Vertikalen umfasst die Simulation 29  $\sigma$ -Flächen. Im Postprocessing wurden 3 geländefolgende Flächen in Bodennähe, sowie die Druckflächen in einer Höhe von 900, 850, 775, 700, 600, 500, 400 und 300 hPa generiert. Zusätzlich werden vom Modell noch der skalige und der konvektive Niederschlag ausgegeben.

Um von den 3h-Modelldaten auf die entsprechenden 6h-Niederschlagsintervalle der

Beobachtungsdaten zu gelangen, bedarf es noch einer Umwandlung der Modellwerte. Hierzu wird einfach ein gewichtetes Mittel von drei Zeitpunkten der Modelldaten berechnet. Zum Beispiel wird dem 12 UTC Niederschlagswert aus den Beobachtungsdaten, der ja dem Zeitintervall zwischen 06 und 12 UTC entspricht, ein Modellwert zugeordnet, der zu 25 % aus dem 06 UTC Wert, zu 50 % aus dem 09 UTC und zu 25 % aus dem 12 UTC Wert besteht. Nach dieser Umrechnung können also jedem 6h-Niederschlagswert die verschiedenen meteorologischen Größen aus der Simulation zugeordnet werden.

Zusätzlich wird noch eine räumliche Mittelung über die der jeweiligen Analyseregion (siehe Kapitel 4) am nächsten liegenden Gitterpunkte durchgeführt. Dabei wird immer über 6 Gitterpunkte gemittelt, um gelegentliche Gitterpunkteffekte von den bodennahen Modellflächen zu minimieren (z.B. beim CAPE). In der freien Atmosphäre bringt eine Mittelung über 6 Gitterpunkte kaum eine Änderung, da die Advektionsskala von synoptischen Störungen innerhalb eines 6h-Intervalls normalerweise viel größer ist als die Fläche, die 6 Gitterpunkte aufspannen. Eine räumliche Mittelung von Werten ist jedoch nicht bei allen meteorologischen Größen von Vorteil. So wird zum Beispiel bei der Windrichtung auf eine Mittelung über verschiedene Gitterpunkte verzichtet und immer nur der nächste Gitterpunkt verwendet. Der Grund hierfür liegt darin, dass bei der nachfolgenden Einteilung der Niederschlagsintervalle in verschiedene Klassen unter anderem die Änderung der Windrichtung innerhalb eines 6h-Intervalls betrachtet wird. Durch eine räumliche Mittelung könnte diese Winddrehung jedoch abgeschwächt werden. Im Fall der Feuchtigkeit wird nur über 3 Gitterpunkte im Alpenvorland gemittelt, da für die Analyse von Feuchteprofilen in der Atmosphäre eine von der alpinen Topographie unbeeinflusste Strömung betrachtet werden sollte.

### 3.3 Klassifizierung von Niederschlagsintervallen

Die durch die Aufspaltung in 6h-Intervalle berechneten Niederschlagswerte jeder beliebigen Station sollen jetzt mit Hilfe der mit dem MM5 berechneten Umgebungsparameter einem bestimmten Niederschlagstyp zugeordnet werden. Dabei werden Niederschlagsintervalle mit ähnlichen synoptischen Umgebungsbedingungen in Niederschlagsklassen zusammengefasst. Die 4 Niederschlagsklassen sind:

1. Kaltfront (inklusive konvektivem Niederschlag bei Frontdurchgang)
2. Warmfront
3. Konvektiver Niederschlag (vor allem präfrontale Konvektion und Luftmassenkonvektion)
4. sonstige Niederschlagsereignisse, Rest (hauptsächlich frontrückseitiger Stau und quasi-stationäre Fronten)

Damit ein Niederschlagsereignis als Kalt- bzw. Warmfront klassifiziert wird, müssen bestimmte Bedingungen zutreffen. Die folgenden Kriterien müssen dabei alle erfüllt sein

und gelten sowohl für die Kalt- als auch für die Warmfront, wobei bei der Temperaturänderung das Vorzeichen natürlich verschieden ist. Die Werte beziehen sich dabei immer auf das Mittel über die 6 nächstgelegenen MM5 Gitterpunkte:

1. Die Windgeschwindigkeit in 700 hPa muss größer als  $5 \text{ m s}^{-1}$  sein.
2. Der simulierte explizite Niederschlag muss im aktuellen, vorigen oder folgenden 6h-Intervall größer als 0,1 mm sein.
3. Die äquivalentpotentielle Temperatur  $\theta_e$  muss sich innerhalb von 6 Stunden um mindestens 0,5 K ändern und im selben Zeitraum muss eine zyklonale Winddrehung von mindestens  $10^\circ$  vorhanden sein.
4. Alternativ zum vorigen Kriterium (3) genügt bei einer  $\theta_e$ -Änderung von mehr als 1,0 K in 6h eine zyklonale Winddrehung von  $5^\circ$ .

Um etwaige Zeitverschiebungen zwischen dem Frontdurchgang im Modell und in der Wirklichkeit zu berücksichtigen, werden die  $\theta_e$ - und die Winddrehungskriterien zusätzlich für die benachbarten 6h-Intervalle berechnet. Die Betrachtung des vorigen bzw. nachfolgenden Intervalls kommt jedoch erst dann zum Tragen, wenn das aktuelle 6h-Niederschlagsintervall ansonsten als Rest klassifiziert werden würde.

Des weiteren wird ein Niederschlagsintervall als konvektiv bezeichnet, wenn mindestens eines der folgenden Kriterien erfüllt ist:

1. Der simulierte konvektive Modellniederschlag ist größer als der explizite.
2. Die verfügbare potentielle Energie (CAPE) ist größer als  $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  im Winter (Oktober - März) bzw.  $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  im Sommer (April - September).
3. Die normierte Standardabweichung  $\tilde{\sigma}$  der beobachteten Niederschläge der 10 nächstgelegenen Stationen ist größer als 1 und der explizite Modellniederschlag dabei kleiner als 0,5 mm/6h, sowie CAPE größer als  $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  im Sommer bzw.  $25 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  im Winter. Die normierte Standardabweichung  $\tilde{\sigma}$  ist definiert als:

$$\tilde{\sigma} = \frac{\sqrt{\frac{1}{10} \sum_{i=1}^{10} (P_i - \bar{P})^2}}{\bar{P}}, \quad (3.3)$$

wobei  $P_i$  den 6h-Niederschlagswert der Station  $i$  und  $\bar{P}$  den mittleren 6h-Niederschlagswert aller 10 umliegenden Stationen bedeutet.  $\tilde{\sigma}$  kann maximal den Wert 3 erreichen, nämlich dann, wenn nur eine der Stationen Niederschlag registriert.

Die Kriterien (2) und (3) wurden eingeführt, damit von der Simulation nicht erfasste bzw. am falschen Ort berechnete konvektive Ereignisse trotzdem als konvektiv klassifiziert werden können. Dies wird vor allem durch das Standardabweichungskriterium erreicht, da die räumliche Variabilität der Niederschlagsmengen bei konvektiven Ereignissen besonders hoch ist.



In manchen Fällen kann es vorkommen, dass ein Niederschlagsintervall sowohl die Kriterien für Kalt- bzw. Warmfront als auch jene für die Konvektionsklasse erfüllt. Dabei wird immer die frontale Klasse (Warm- bzw. Kaltfront) bevorzugt. Dadurch wird der konvektive Niederschlagstyp ausschließlich auf Luftmassengewitter und auf präfrontale Konvektion beschränkt. In Kaltfronten eingebettete konvektive Zellen werden hingegen zu den frontalen Niederschlägen gezählt. In einem Test wurden die Präferenzen geändert, womit also die konvektive Klasse bevorzugt wird. Dies hatte jedoch einen geringeren Informationsgehalt zur Folge, da sommerliche Kaltfrontdurchgänge überwiegend mit eingelagerter Konvektion verbunden sind.

Die Klasse Rest ergibt sich folglich aus allen 6h-Niederschlagsintervallen, die nicht einem der vorher genannten Typen zugeordnet werden können.

Die eben aufgezählten Kriterien wurden eingehend untersucht und getestet. So wurden zum Beispiel verschiedene Schwellwerte für die Klasseneinteilung verwendet und die Auswirkung auf die klimatologischen Anteile der einzelnen Klassen analysiert und mit der Literatur verglichen. An Hand von einzelnen Niederschlagsereignissen wurden die Ergebnisse auch mit Hilfe von Wetterkarten verifiziert. Im Fall der konvektiven Klasse wurde die Einteilung auch mit den Beobachtermeldungen der Synopstationen verglichen. Auf Grund der Verschlüsselung im Synop-Code konnten also Schauer und Gewitter erkannt und somit die Klassifizierungsergebnisse überprüft werden. So wurden zum Beispiel für die Synop-Station München ca. 85 % aller als konvektiv klassifizierten Fälle auch durch die Beobachtermeldungen als Schauer bzw. Gewitter erkannt. Auch ein Vergleich in die andere Richtung führte zu einer hohen Übereinstimmung von fast 90 %. Leider sind durch die Automatisierung der österreichischen Synopstationen die direkten Beobachtermeldungen nur für die deutschen Stationen erhältlich. Eine weitere Untersuchung hat gezeigt, dass in den meisten konvektiven Fällen mindestens 2 der geforderten Kriterien gleichzeitig erfüllt werden. So würde zum Beispiel ein Weglassen des Standardabweichungskriteriums die Anzahl der konvektiv klassifizierten Ereignisse nur um etwa 3 % senken.

In einem weiteren Schritt werden die 6h-Niederschlagsintervalle jetzt noch auf Grund der Windrichtung in 700 hPa unterteilt, um die Beziehung zwischen Windrichtung, Niederschlagstyp und Niederschlagsmenge zu untersuchen. Dabei werden 36 Windsektoren mit jeweils 10° Intervallbreite definiert, wobei zum Beispiel der 0° Windsektor alle Niederschlagsereignisse mit einer Windrichtung zwischen 355° und 5° enthält.



## Kapitel 4

# Klimatologische Analyse von Niederschlagsdifferenzen in den Alpen

Durch die im vorigen Kapitel beschriebene Bearbeitung der Datensätze und der Einteilung der Niederschläge in Klassen können nun klimatologische Unterschiede zwischen verschiedenen Stationen bzw. Regionen analysiert werden.

In einem ersten Abschnitt erfolgt die Untersuchung des klimatologischen Niederschlagsgradienten zwischen dem Alpenvorland und dem nördlichen Alpenrand. Es werden die Anteile der einzelnen Niederschlagstypen in Abhängigkeit der Windrichtung für 3 Regionen im Alpenvorland und 3 Regionen am Alpennordrand berechnet, um daraus die klimatologische Bedeutung der verschiedenen niederschlagsverstärkenden Mechanismen am Niederschlagsgradienten zu den Alpen zu untersuchen.

Im zweiten Abschnitt wird dieselbe Analyse für die klimatologischen Unterschiede zwischen dem Nordalpengebiet und den inneralpinen Regionen durchgeführt. Auch hierfür werden die Ergebnisse mehrerer Regionen miteinander verglichen, um daraus dann die Niederschlagsabnahme in Richtung Alpenhauptkamm zu untersuchen.

Im letzten Teil dieses Kapitels erfolgt eine Untersuchung, ob es einen direkten Zusammenhang zwischen Meereshöhe und Niederschlagsklimatologie gibt. Dazu werden klimatologische Niederschlagsdifferenzen zwischen Berg- und Talstationen an Hand von 4 Stationspaaren untersucht. Die Stationspaare zeichnen sich durch eine kurze horizontale Distanz, jedoch eine erhebliche Differenz in ihrer Meereshöhe aus. Durch die Auswahl der Stationen in unterschiedlichen Klimaregionen der Alpen wird auch auf regionale Besonderheiten näher eingegangen. Für das Stationspaar Zugspitze/Garmisch in den Nordalpen wird zusätzlich noch die Abhängigkeit der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen von verschiedenen meteorologischen Parametern wie Windgeschwindigkeit und -richtung, sowie der Dicke der mit Feuchtigkeit gesättigten Luftschicht in der stromaufwärtigen Atmosphäre untersucht.

## 4.1 Niederschlagsgradient zwischen dem Alpenvorland und den Nordalpen

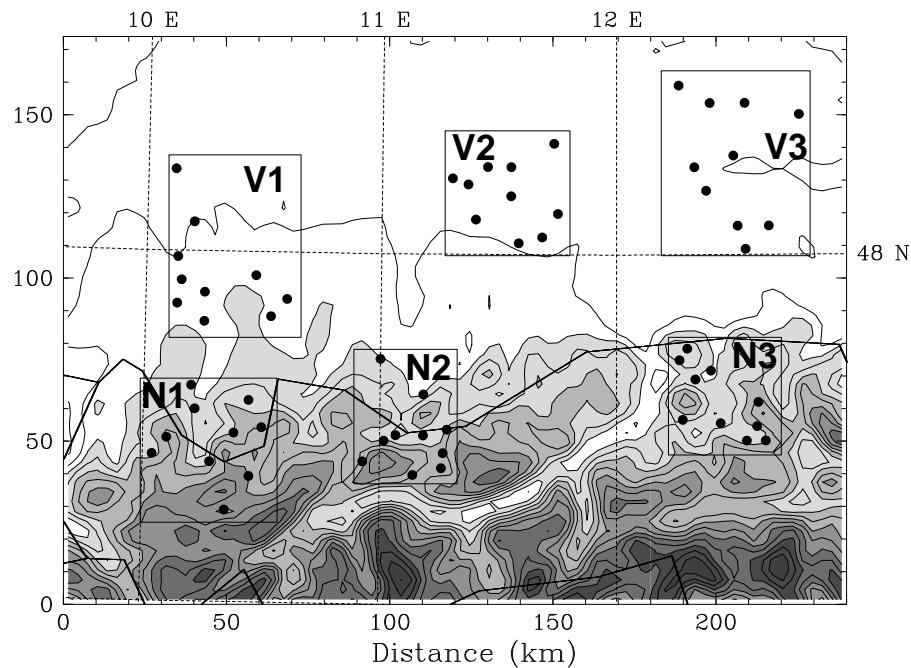
Das Hauptaugenmerk in diesem Kapitel liegt in einer Quantifizierung der klimatologischen Bedeutung der einzelnen orographischen Niederschlagsverstärkungsmechanismen für den Niederschlagsgradienten zwischen dem bayerischen Alpenvorland und dem Nordalpenraum. Zu Beginn erfolgt eine kurze Beschreibung der Auswahl der Stationen und der Berechnung von Regionenmitteln. Anschließend wird ein Überblick über die Niederschlagsklimatologie der einzelnen Regionen gegeben, um dann die Unterschiede zwischen Alpenvorland und Alpenrand zu untersuchen.

### 4.1.1 Auswahl der Regionen

Aus der Literatur (z.B. FLIRI, 1975; FREI und SCHÄR, 1998) ist allgemein bekannt, dass es zwischen dem bayerischen Alpenvorland und den Nordalpen zu einer starken Zunahme des mittleren Jahresniederschlags kommt. So wurden zum Beispiel in München (530 m) im Mittel der Jahre 1991 - 2000 950 mm Niederschlag gemessen, während im ca. 80 km südwestlich davon am nördlichen Alpenrand gelegenen Garmisch (720 m) im selben Zeitraum 1435 mm registriert wurden. Um die Gründe für diese deutliche klimatologische Niederschlagszunahme zu analysieren, werden je 3 Regionen im Alpenvorland und 3 am nördlichen Alpenrand betrachtet. Jede Region besteht dabei aus 10 nahe beieinanderliegenden Stationen mit einer ähnlichen Niederschlagsklimatologie (Jahresniederschlag, Jahresgang des Niederschlags). Durch die Mittelung über mehrere Stationen wird der Effekt von kleinkaligen topographischen Besonderheiten reduziert. Bei der Auswahl der Regionen muss auch darauf geachtet werden, dass die Regionen im Alpenvorland einen genügend großen Abstand zum nördlichen Alpenrand haben, damit die Beeinflussung durch die ansteigende Topographie nicht zu groß ist. Die 3 Analyseregionen werden dabei so gewählt, dass von Westen nach Osten der gesamte bayerische Alpenvorlandsraum mehr oder weniger abgedeckt ist. In Abbildung 4.1 sind die betrachteten Regionen (auf einer MM5 Topographie) dargestellt. Die Regionen wurden von Westen nach Osten durchnummeriert, wobei die Abkürzungen V für Alpenvorland und N für die Nordalpen stehen.

Die Alpenvorlandsregionen umfassen dabei die Zentrumsstationen Memmingen (V1), München (V2) und Mühldorf am Inn (V3). Die dazugehörigen Regionen in den Nordalpen sind um die Orte Oberstdorf (N1), Garmisch (N2) und Kössen (N3) zentriert. Der Schwerpunkt der folgenden klimatologischen Untersuchung liegt auf dem Niederschlagsgradienten zwischen den Regionen N2 und V2, also zwischen Garmisch und München.

Die Einteilung der 6h-Niederschlagsintervalle nach Niederschlagstyp und Windrichtung erfolgt, wie bereits erwähnt, mit Hilfe der meteorologischen Umgebungsparameter aus der Klimamodus-Simulation mit dem MM5. Dabei wird immer über 6 Modellgitterpunkte gemittelt. Zum Zweck der Vergleichbarkeit werden in dieser Analyse sowohl bei den Regionen am Alpenrand als auch bei den zugehörigen Regionen im Alpenvorland immer dieselben zentralen 6 Gitterpunkte verwendet. Dadurch werden die Niederschlagsin-



**Abbildung 4.1:** Die 6 für die Untersuchung ausgewählten Regionen. Jede Region besteht aus 10 Stationen, welche durch Punkte dargestellt sind. Die Topographie ist in Abständen von 200 m abgebildet. Zusätzlich gibt es alle 400 m eine Änderung der Grauskala, wobei Gebiete unterhalb von 800 m weiß gekennzeichnet sind.

tervale in den beiden Regionen jeweils gleich klassifiziert. Kleinere Abweichungen kann es höchstens bei der konvektiven Klasse geben, da das Standardabweichungskriterium durch die Stationswerte und nicht durch die Werte der MM5 Gitterpunkte bestimmt wird. Um jahreszeitliche Unterschiede feststellen zu können, wird die Untersuchung zusätzlich noch getrennt für das Winter- (Oktober - März) und Sommerhalbjahr (April - September) durchgeführt.

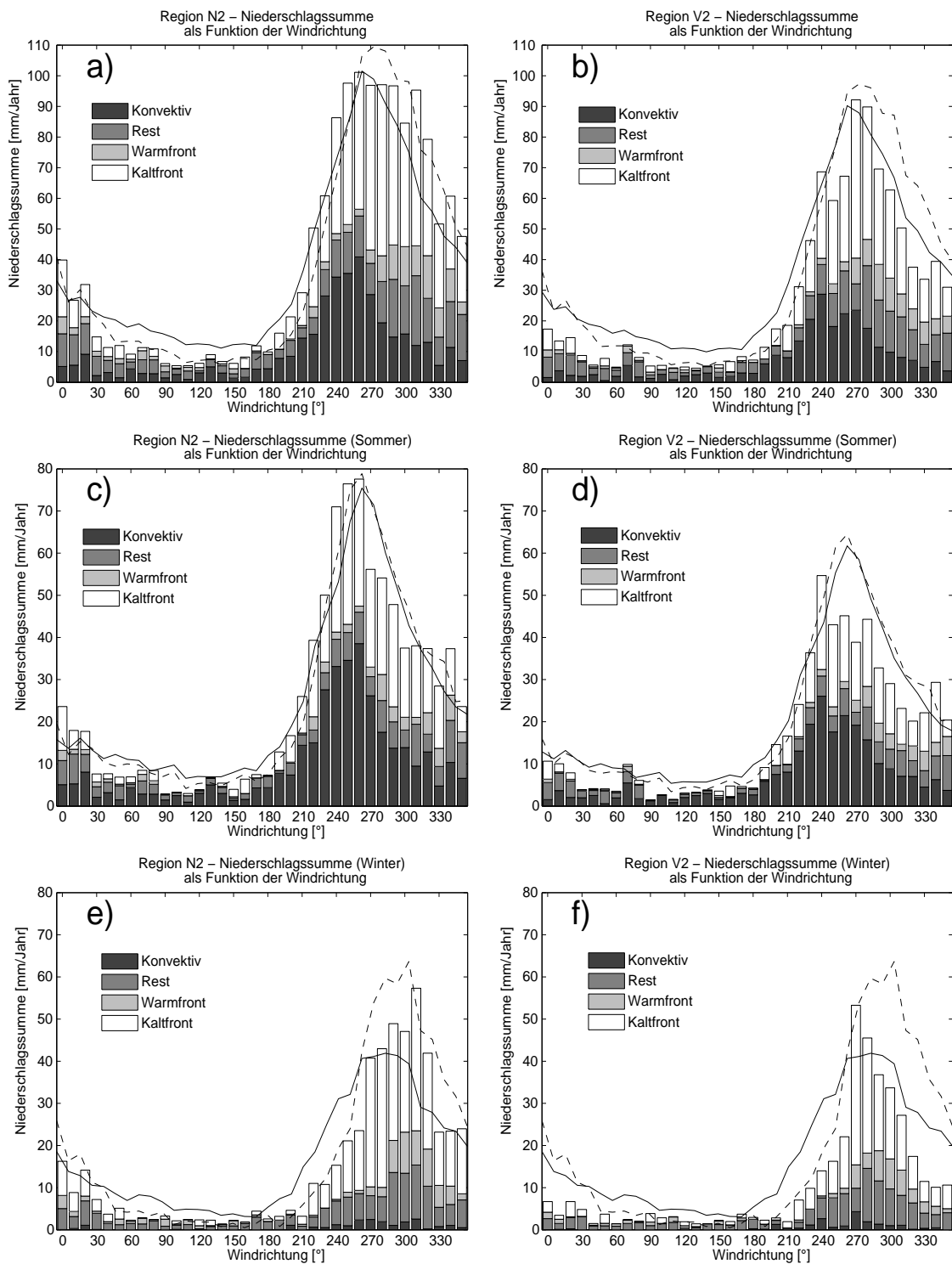
#### 4.1.2 Niederschlagsklimatologie der Regionen N2 (Garmisch) und V2 (München)

In Abbildung 4.2 ist die klimatologische Verteilung der Niederschlagssumme in Abhängigkeit vom Niederschlagstyp und von der Windrichtung in 700 hPa für die Regionen N2 (Abb. 4.2a) und V2 (Abb. 4.2b) dargestellt. Zusätzlich ist die relative klimatologische Häufigkeit der Windrichtung für alle Intervalle (durchgezogene Linie) bzw. für Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie) eingezeichnet. Diese Linien beziehen sich dabei auf die Werte eines zentralen Gitterpunkts zwischen den beiden Regionen, wodurch die Linien in Abbildung 4.2a und 4.2b vom Verlauf her natürlich identisch sind. Damit das Maximum der Häufigkeitsverteilung der Windrichtung ungefähr dem maximalen Niederschlagswert entspricht, wurde die Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.2b skaliert. Durch diese Skalierung kommt die Niederschlagseffektivität besser zur Geltung. Als Niederschlagsintervall

wird in dieser Auswertung jedes 6h-Intervall eingestuft, in dem der über die 10 Stationen gemittelte Niederschlag entweder in Region N2 oder in Region V2 größer als 0,1 mm ist. Durch diese Definition sind in etwa 45% der gesamten 6h-Intervalle als Niederschlagsintervalle klassifiziert. Diese Zahl mag sehr hoch erscheinen, ist aber durch die Definition bedingt. Es reicht zum Beispiel aus, wenn an einer der 20 Stationen mehr als 1,0 mm Niederschlag in 6h fällt. Betrachtet man die durchgezogene Linie, also die relative Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen, so erkennt man ein der geographischen Breite entsprechendes, ausgeprägtes Maximum bei Westwind. So herrscht in 700 hPa zum Beispiel mit einer Wahrscheinlichkeit von 50% eine Windrichtung zwischen  $240^\circ$  und  $310^\circ$ , wobei das Maximum bei  $260^\circ$  liegt. In Bezug auf die Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie) fällt auf, dass das Maximum im Vergleich zu den gesamten Intervallen etwas in Richtung Nordwesten verschoben ist. Vergleicht man die zwei Linien direkt miteinander, erhält man eine Aussage über die relative Niederschlagshäufigkeit. Hier erkennt man einen deutlich reduzierten Anteil der Niederschlagsintervalle bei Windrichtungen mit einer südlichen oder östlichen Komponente. Die verringerte Niederschlagshäufigkeit bei südlichen Anströmungen hängt mit Leeeffekten an den Alpen zusammen, während bei einer östlichen Anströmung der kontinentale Ursprung der Luft zu einer reduzierten Niederschlagshäufigkeit führt. Die Aufteilung der Niederschlagssummen (Balken) folgt in etwa der Häufigkeitsfunktion der Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie), was darauf schließen lässt, dass der mittlere Niederschlag pro 6h-Zeitintervall nicht sehr stark von der Windrichtung abhängig ist.

Betrachtet man die Verteilung der Niederschlagssummen in Abhängigkeit der Windrichtung für die Region N2 in Abbildung 4.2a, erkennt man auch hier ein ausgeprägtes Maximum im Bereich zwischen  $240^\circ$  und  $310^\circ$ . Die Werte in diesem Bereich erreichen teilweise über 100 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor. Ausgehend von diesem breiten Maximum nehmen die Werte zu südlichen Windrichtungen hin viel stärker ab als in Richtung Norden. Dies hängt nicht nur mit der Asymmetrie in der zuvor beschriebenen Windrichtungsverteilung zusammen, sondern auch mit einem deutlichen Einfluss der orographischen Niederschlagsverstärkung an den Alpen bei nördlicher Anströmung. Die Aufteilung des Niederschlags in die einzelnen Niederschlagstypen bringt den Kaltfrontniederschlag als bedeutendsten Niederschlagstyp hervor. In diese Klasse fallen ca. 45% des gesamten Jahresniederschlags in dieser Region. Konvektive Niederschläge (schwarze Balken) treten hauptsächlich bei südwestlicher Anströmung auf und haben ebenfalls einen sehr großen Anteil am Jahresniederschlag (ca. 35%). Die Klassen Rest und Warmfront spielen klimatologisch gesehen hingegen eine eher unbedeutende Rolle. Der Anteil der einzelnen Niederschlagstypen am Gesamtniederschlag hängt jedoch sehr stark von der Windrichtung ab. Der Anteil der konvektiven Niederschläge nimmt mit einer Änderung der Windrichtung von Süd nach Nord stetig ab, während der Anteil der unklassifizierten Fälle stark zunimmt. Dies kann durch die zunehmende Bedeutung der postfrontalen Staulagen (als Rest klassifiziert) mit einer stärker werdenden nördlichen Komponente erklärt werden. Kaltfrontniederschläge (weiße Balken) kommen sowohl bei westlichen als auch bei nördlichen Windrichtungen sehr häufig vor.

Abbildung 4.2b zeigt dieselbe Analyse für die Region V2, welche aus 10 Stationen



**Abbildung 4.2:** Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps für die Regionen N2 (a) und V2 (b) (siehe Abbildung 4.1 für die Lage der Regionen). Die mittleren und unteren Bilder zeigen dieselbe Analyse getrennt für das Sommer- (April - September) und Winterhalbjahr (Oktober - März). Die Kurven beschreiben die relative Verteilung der 700-hPa-Windrichtung bezogen auf alle 6h-Intervalle (durchgezogene Linie) und bezogen nur auf Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie).

im Umkreis der Stadt München besteht. Auf dem ersten Blick fallen die im Vergleich zu Region N2 wesentlich geringeren Niederschlagssummen über das gesamte Windrichtungsspektrum auf. Dies wird auch durch den mittleren Jahresniederschlag bestätigt, welcher in der Alpenvorlandregion V2 bei ca. 1000 mm pro Jahr liegt, während er in der Region N2 mehr als 1500 mm erreicht. Beide Werte gelten für den betrachteten Zeitraum zwischen 1991 und 2000. Neben den geringeren Werten ist die Verteilung in Abbildung 4.2b aber auch wesentlich schmaler. Das Maximum wird in dieser Region bei Windrichtungen zwischen  $270^\circ$  und  $280^\circ$  mit ca. 90 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windintervall erreicht. Verglichen mit der Region N2 ist vor allem der viel stärkere Abfall der Niederschlagssumme in Richtung Norden augenscheinlich. Dies ist auf das Fehlen des niederschlagsverstärkenden Einflusses der Alpen zurückzuführen, welcher bei einer Anströmung normal zu den Nordalpen am stärksten ist. Der Anteil des konvektiven Niederschlags ist ähnlich wie in Region N2 bei südwestlichen Richtungen am größten, wobei in Region V2 das Maximum etwas weiter in Richtung Süden verschoben ist. Auffallend ist, dass bei nördlichen Richtungen der Kaltfrontanteil wesentlich kleiner ist als in der Nordalpenregion N2, was wiederum auf die fehlende orographische Niederschlagsverstärkung zurückgeführt werden kann. Betrachtet man die Niederschlagseffizienz, also das Verhältnis zwischen den Niederschlagssummen und der Häufigkeitsverteilung der Windrichtung bei Niederschlag, fallen die sehr hohen Werte bei westlichen Richtungen auf. Sie übersteigen die Werte der umliegenden Windrichtungen deutlich. Dies ist nicht der Fall in Region N2, wo die höchste Niederschlagseffizienz bei nördlichen Windrichtungen erreicht wird.

Um jahreszeitliche Unterschiede in der Niederschlagsklimatologie zwischen dem Alpenvorland und den Nordalpen zu untersuchen, wird dieselbe Analyse nun für das Winter- und Sommerhalbjahr getrennt durchgeführt. Für das Sommerhalbjahr (April - September) ergibt sich für die Region N2 eine deutliche Verschiebung des Niederschlagmaximums in Richtung Südwesten (Abb. 4.2c). Dies ist vor allem auf den großen Anteil des konvektiven Niederschlags im Sommer zurückzuführen. Bei einer Windrichtung von  $260^\circ$  werden in dieser Region im Mittel fast 80 mm pro Jahr gemessen, wovon 50% auf nicht-frontale Konvektion fallen. Der Großteil des restlichen Niederschlags bei diesen Windrichtungen stammt von Kaltfronten. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass ca. 70% der als Kaltfront klassifizierten Niederschläge bei südwestlichen Richtungen auch die konvektiven Kriterien erfüllen. Dies zeigt die große klimatologische Bedeutung von Konvektion, ausgelöst durch das Herannahen einer Kaltfront. Für Windrichtungen zwischen West und Nordwest macht der Kaltfrontniederschlag den größten Anteil aus. Gleichzeitig sinkt auch die Prozentzahl der Kaltfrontfälle, welche auch das Konvektionskriterium erfüllen. Der Warmfrontanteil ist im Sommer nahezu vernachlässigbar, was mit einer sehr weit im Norden verlaufenden Frontalzone zusammenhängt. Auch die unklassifizierten Fälle leisten keinen großen Beitrag zum Sommerniederschlag, wobei jedoch deren Anteil mit zunehmender Nordkomponente des Windes immer größer wird.

Vergleicht man die Region N2 mit der Region V2 (Abb. 4.2d), ist der größte Unterschied bei südwestlichen und westlichen Windrichtungen erkennbar. Diese Windrichtungen werden durch Kaltfront- und konvektive Niederschläge dominiert und zeigen wesentlich



höhere Summen in der Nordalpenregion N2. Dies kann damit erklärt werden, dass sich konvektive Zellen und Gewitter primär über den Alpen bilden und dann mit der südwestlichen Höhenströmung in Richtung Alpenvorland advehiert werden. Bei dieser Bewegung von den Alpen weg schwächen sie sich tendenziell ab, was zu reduzierten Niederschlagssummen in der Vorlandregion V2 führt. Dies trifft sowohl bei präfrontaler Konvektion (schwarze Balken) als auch bei Konvektion direkt an der Kaltfront (weiße Balken) zu. Durch das verringerte Maximum bei südwestlicher Anströmung ist die Verteilung in Abbildung 4.2d auch viel flacher als in Region N2. Windrichtungen zwischen  $0^\circ$  und  $200^\circ$  sind in Region V2 im Sommer sehr selten und es fällt bei solchen Anströmungen auch kaum nennenswerter Niederschlag. Betrachtet man die relative Verteilung der Windrichtungen, zeigt sich eine schmalere Spitze als für das gesamte Jahr. Die häufigste Windrichtung im Sommer ist Südwest bis West. Auffallend ist die große Ähnlichkeit zwischen der Verteilung bei allen 6h-Intervallen (durchgezogene Linie) und jener bei Niederschlagsintervallen (strichlierte Linie). Dies bedeutet, dass der Anteil der Niederschlagsintervalle bzw. die Niederschlagswahrscheinlichkeit im Sommer bei allen Windrichtungen nahezu identisch ist. Insbesondere gibt es auch keine verminderte Niederschlagstätigkeit bei östlichen Wetterlagen wie in Abbildung 4.2a,b. Dies hängt wahrscheinlich damit zusammen, dass sich unter einem schwach zyklonalen Einfluss Konvektion auch bei östlicher Anströmung ausbilden kann. Vergleicht man die Linien mit der Verteilung der Niederschlagssummen, fällt die hohe Niederschlagseffizienz bei südwestlicher Anströmung in Region N2 auf. Der mittlere 6h-Niederschlag ist also bei südwestlicher Anströmung deutlich höher als bei nordwestlicher Anströmung. Dies hängt wieder mit der bereits zuvor erwähnten erhöhten konvektiven Aktivität des Alpengebiets bei südwestlicher Anströmung zusammen. Wegen des großen Abstands zu den Alpen ist die Niederschlagseffizienz im Alpenvorland bei solchen Wetterlagen wesentlich geringer (Abb. 4.2d).

Ein gänzlich anderes Bild erscheint, wenn man sich die Niederschlagsverhältnisse für das Winterhalbjahr in den Abbildungen 4.2e,f anschaut. In Region N2 ist das Niederschlagsmaximum eindeutig in Richtung Nordwesten verschoben. Der klimatologisch größte Anteil des Winterniederschlags fällt in dieser Region bei Windrichtungen zwischen  $270^\circ$  und  $320^\circ$ . Hier werden Werte bis über 50 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor erreicht. Dies zeigt den starken Einfluss der orographischen Niederschlagsverstärkung bei nördlichen Windrichtungen. Der Hauptteil dieses Niederschlags fällt dabei auf die Kaltfrontklasse, mit gut 50%. Aber auch die Klasse Rest, dominiert durch frontrückseitige Staulagen, ist bei solchen Windrichtungen sehr stark vertreten. Der Warmfrontanteil ist zwar relativ klein, verglichen mit dem Sommerhalbjahr aber doch bedeutend. Im Gegensatz zum Sommerhalbjahr ist im Winter der konvektive Niederschlag nahezu vernachlässigbar. Dies hängt mit der sehr schwachen solaren Einstrahlung, der Schneebedeckung und der oft stabilen Schichtung im Winter zusammen.

Betrachtet man die Niederschlagsverhältnisse in Abbildung 4.2f, welche die Abhängigkeit des Winterniederschlags von der Windrichtung in Region V2 darstellt, erkennt man deutliche Unterschiede zur Region N2. Das Maximum tritt hier bei einer exakten Westanströmung von  $270^\circ$  auf, während bei den umliegenden Windrichtungen deutlich weniger

Niederschlag fällt. Im Vergleich zum Nordalpenraum gibt es also eine Verschiebung des Maximums von Nordwesten in Richtung Westen. Den größten Anteil am Winterniederschlag macht auch im Voralpenraum der Kaltfrontniederschlag aus. Aber auch die unklassifizierten Niederschläge sind vor allem bei westlichen und nordwestlichen Anströmungen stark vertreten. Warmfronten und vor allem konvektive Niederschläge sind im Winter kaum relevant. Beim Vergleich zwischen den Abbildungen 4.2e und 4.2f fallen neben dem verschobenen Maximum auch die wesentlich geringeren Niederschlagssummen bei nördlicher Anströmung in Region V2 auf. Dies ist wiederum im Fehlen der orographischen Niederschlagsverstärkung an den Alpen begründet. Sieht man sich die Verteilung der Windrichtungen bei Niederschlägen an (strichlierte Linie), so erkennt man auch einen deutlichen Unterschied zwischen Winter- und Sommerhalbjahr. Das Maximum der Niederschlagsintervalle ist im Winter deutlich in Richtung Nordwesten verschoben. Aber auch die durchgezogene Kurve, also die Windrichtungsverteilung, zeigt eine viel breitere Verteilung als im Sommerhalbjahr. Während im Sommer hauptsächlich Westwinde auftreten, kommen im Winter Windrichtungen zwischen Südwest und Nord sehr häufig vor. Vergleicht man die zwei Linien miteinander, erhält man die Niederschlagswahrscheinlichkeit in den einzelnen Windsektoren. Während im Sommerhalbjahr die Niederschlagswahrscheinlichkeit für alle Windrichtungen nahezu gleich ist, kommt es im Winter hauptsächlich bei westlichen und nördlichen Windrichtungen zu Niederschlägen. Im Gegensatz dazu tritt bei östlichen und südlichen Winden im Winter nahezu kein Niederschlag auf. In Region N2 folgt die strichlierte Kurve im Winter mehr oder weniger den Niederschlagssummen. Dies bedeutet, dass die Niederschlagseffizienz nicht sehr stark von der Windrichtung abhängig ist. In der Voralpenregion V2 ergibt sich hingegen bei westlicher Anströmung eine viel höhere Niederschlagseffizienz als bei nördlichen Richtungen. Als Folge davon ist bei einer Anströmung von exakt  $270^\circ$  der mittlere Niederschlag pro 6h-Intervall in Region V2 deutlich höher als in Region N2. Dieser Punkt wird in der nun folgenden Analyse der Niederschlagsdifferenzen zwischen den beiden Regionen noch näher erläutert.

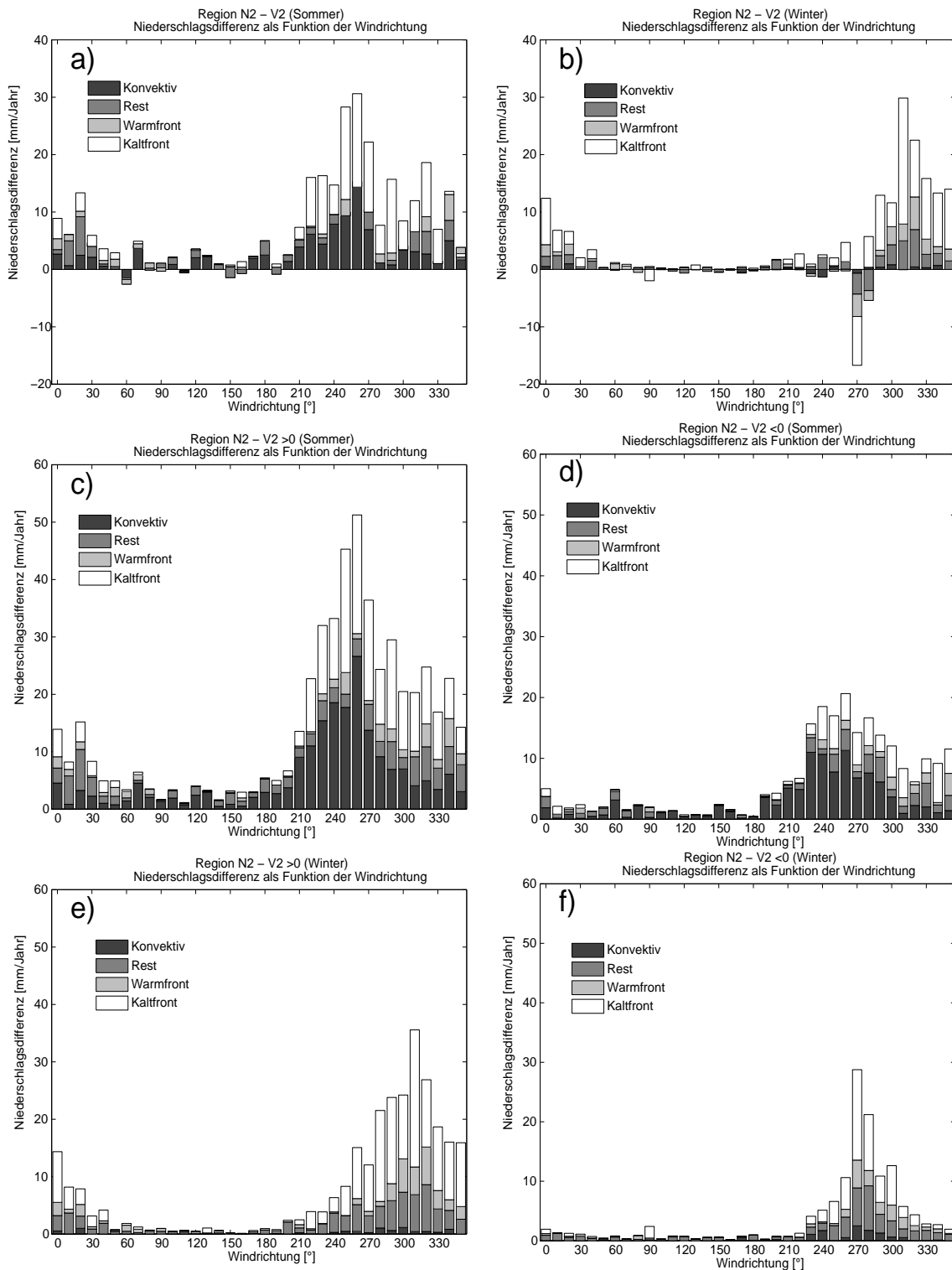
#### 4.1.3 Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N2 (Garmisch) und V2 (München)

Einige Unterschiede in der Niederschlagsklimatologie zwischen dem Alpenvorland und dem Nordalpenraum wurden bereits in der vorigen Analyse der Niederschlagsklimatologien dieser Regionen kurz angeführt. Um die klimatologischen Unterschiede näher zu untersuchen, bietet es sich an, die 6h-Niederschlagswerte der Regionen voneinander abzuziehen. Um vorwiegend positive Werte zu erreichen, werden nun alle Niederschlagswerte der Region V2 von denen der Region N2 subtrahiert. Die daraus folgenden Differenzen werden wiederum in Abhängigkeit von Windrichtung und Niederschlagstyp klassifiziert und dargestellt. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.3 dargestellt und zwar getrennt für das Sommer- (a) und Winterhalbjahr (b).

Betrachtet man die Differenzen in Abbildung 4.3a, so erkennt man fast ausschließlich positive Werte, was bedeutet, dass in der Nordalpenregion N2 im Sommer in fast allen

Windsektoren mehr Niederschlag fällt als im Alpenvorland (V2). Die größten Differenzen findet man bei südwestlicher Anströmung. Bei einer Windrichtung von  $250^\circ$  fällt im Sommerhalbjahr in Region N2 zum Beispiel um 30 mm mehr Niederschlag als in Region V2. Der größte Teil dieser Differenz fällt auf als konvektiv klassifizierte Niederschläge und auf Kaltfronten, wobei berücksichtigt werden sollte, dass 70% der bei Südwestwind als Kaltfront klassifizierten Niederschläge auch die Kriterien für die konvektive Klasse erfüllen würden. Gemäß der in Kapitel 3.3 beschriebenen Einteilung sind diese Niederschläge als frontale Konvektion zu interpretieren. Die Ursache für die starke Abnahme der konvektiven Niederschläge in Richtung Alpenvorland liegt, wie bereits erwähnt, in der hohen konvektiven Aktivität des Alpenraums. Bedingt durch die erhöhte Heizfläche der Alpen und durch das verringerte Luftvolumen in den schmalen Gebirgstälern kommt es über den Alpen zu einer verstärkten Aufheizung der Luft. Der dadurch entstehende hydrostatische Druckgradient zwischen den Alpentälern und dem Alpenvorland führt zu einer taleinwärts gerichteten Strömung. Durch diese als „Alpines-Pumpen“ (LUGAUER und WINKLER, 2005) bezeichnete Luftströmung kommt es häufig zu einer Konvergenz mit der großskaligen Anströmung aus südwestlichen Richtungen. Folglich bilden sich über den Alpen vermehrt konvektive Zellen unter der Voraussetzung, dass die Schichtung nicht zu stabil ist. Aber auch auf kleineren Skalen (einzelne Berge) kann durch die erhöhte solare Einstrahlung an den Hängen eine Zirkulation ausgelöst werden, die unter gewissen Voraussetzungen zur Bildung von konvektiven Zellen und Gewittern führt. Die günstigsten synoptischen Bedingungen für Konvektion im Alpenraum treten in Verbindung mit südwestlicher Anströmung auf. Bei dieser Wetterlage bilden sich über den Alpen vermehrt konvektive Zellen welche mit der Höhenströmung auch ins Alpenvorland advehiert werden. Dabei schwächen sie sich aber zusehends ab, da der thermische Antrieb im Alpenvorland geringer ist. In Abbildung 4.3a sieht man außerdem, dass der Nordalpenbereich auch bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung in Summe im Sommer deutlich mehr Niederschlag abbekommt als das Alpenvorland. Hierbei handelt es sich hauptsächlich um Kaltfrontniederschläge, aber auch konvektive Niederschläge spielen dabei im Sommer eine wesentliche Rolle. Warmfronten und unklassifizierte Fälle leisten insgesamt einen sehr kleinen Beitrag zum Niederschlagsüberschuss am Alpennordrand im Sommerhalbjahr. Bei östlichen und südlichen Windrichtungen ist kaum ein Unterschied zwischen den zwei Regionen auszumachen, bedingt durch die allgemein sehr geringe Niederschlagstätigkeit bei solchen Anströmungsrichtungen. In einzelnen Windrichtungssektoren (z.B.  $70^\circ$ ) treten minimale negative Niederschlagsdifferenzen auf. Diese sehr geringen Werte ( $< 5$  mm pro Jahr) beruhen höchstwahrscheinlich auf einzelnen Ereignissen welche jedoch statistisch nicht signifikant sind.

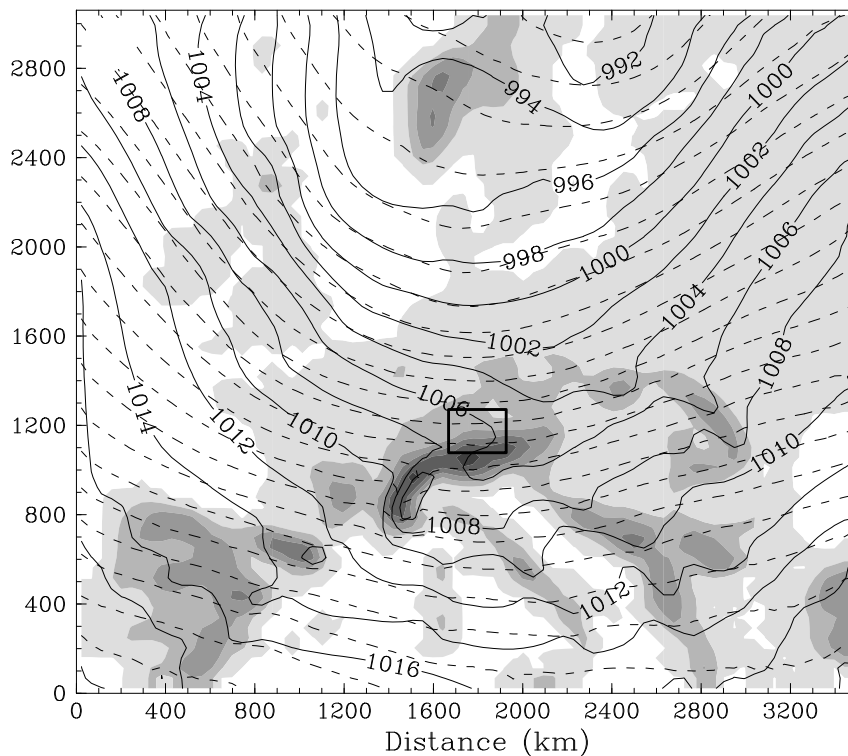
Ein völlig verschiedenes Bild zeigt sich im Winterhalbjahr, wie man in Abbildung 4.3b sehen kann. Konvektive Niederschläge sind nun vernachlässigbar, und der Hauptanteil der Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N2 und V2 fällt auf Kaltfronten und unklassifizierte Fälle. Der größte Überschuss an Niederschlag in den Nordalpen kann bei einer Anströmung zwischen  $290^\circ$  und  $20^\circ$  gefunden werden. Das Maximum tritt bei nordwestlichen Winden von  $310^\circ$  auf, wo im Mittel über das Winterhalbjahr in der Region Garmisch (N2) um 30 mm mehr Niederschlag fällt als im Raum München (V2). Dominiert wird



**Abbildung 4.3:** Akkumulierte Niederschlagsdifferenzen (mm/Jahr) zwischen den Regionen N2 und V2 als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps. Die Nettodifferenzen sind in den Bildern a und b für das Winter- und Sommerhalbjahr dargestellt. Um Kompensationseffekte sichtbar zu machen, zeigen die unteren beiden Reihen die akkumulierten Niederschlagsdifferenzen getrennt für  $N(N2) > N(V2)$  und  $N(N2) < N(V2)$  für das Winter- (c,d) und Sommerhalbjahr (e,f).

diese Differenz von Kaltfrontniederschlägen, aber auch Warmfronten und unklassifizierte Fälle haben einen wesentlichen Anteil daran. In die letztere Klasse fällt nicht nur der oft tagelang anhaltende Stau an der Alpennordseite, sondern auch quasi-stationäre Fronten zwischen einem herannahenden Hochdruckgebiet im Westen und einem Tiefdruckgebiet im Osten. Durch die langsame Verlagerungsgeschwindigkeit dieser Fronten werden sie als Rest klassifiziert, da sowohl das Temperatur- als auch das Windrichtungsänderungskriterium nicht erfüllt wird. Die größten relativen Differenzen (Vergleich zwischen Differenz und Niederschlagssumme in den Abbildungen 4.2e,f), erhält man bei einer Windrichtung zwischen  $340^\circ$  und  $20^\circ$ , also bei einer Anströmung mit starker Nordkomponente. In diesem Bereich erhält die Region N2 mehr als doppelt soviel Niederschlag wie das angrenzende Alpenvorland. Dies verdeutlicht, dass die orographisch bedingte Hebung an den Nordalpen der dominierende Prozess der Niederschlagsverstärkung für das Winterhalbjahr ist. Dieser Prozess ist erwartungsgemäß am effektivsten, wenn die Anströmung in 700 hPa nahezu normal zum Alpenkamm verläuft. Rein nördliche Anströmungen sind jedoch klimatologisch gesehen viel seltener als nordwestliche Anströmungen, wodurch das absolute Maximum der Niederschlagsdifferenz bei Nordwestwind zu finden ist. Ein weiterer interessanter Punkt ist, dass die relative Niederschlagsverstärkung im Windrichtungsbereich zwischen  $310^\circ$  und  $10^\circ$  für Kaltfrontniederschläge stärker ist als im Fall von unklassifizierten Niederschlagsereignissen. In Abbildung 4.3b sind des weiteren die stark negativen Differenzen bei Windrichtungen von  $270^\circ$  und  $280^\circ$  auffallend, während es bei allen anderen Windrichtungen ein deutliches Plus an Niederschlag im Nordalpenbereich, bzw. kaum Niederschlagsdifferenzen (südliche bis östliche Anströmung) gibt. Bei exakt westlicher Anströmung erhält die Region V2 jedoch bis zu 17 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor mehr Niederschlag als der Nordalpenbereich (Region N2). Dies gilt vor allem für Kaltfrontniederschläge. Eine mögliche Erklärung für diese Besonderheit liegt im ziemlich zonalen Verlauf der Nordalpen in Region N2.

Im Fall von Kaltfronten, welche sich parallel zu den Alpen, also in exakt westlicher Richtung bewegen, kommt es in der Region N2 zu Leeeffekten von stromaufwärts gelegenen Bergen der Nordalpen. Währenddessen erfasst das Niederschlagsgebiet das Alpenvorland rund um die Region V2 vollkommen und ohne nennenswerte Abschwächung. Mit dieser Erklärung lässt sich auch die sehr geringe Breite des negativen Niederschlagsmaximums in Abbildung 4.3b erklären. Sobald die Windrichtung eine etwas stärkere Südkomponente ( $< 260^\circ$ ) erfährt, betreffen diese Leeeffekte auch die Alpenvorlandregion V2. Dreht der Wind mehr auf Nord ( $> 290^\circ$ ), kommt wiederum die niederschlagsverstärkende Wirkung der ansteigenden Topographie in den Nordalpen zum Tragen, und die Niederschlagsdifferenz wird sofort positiv. Eine weitere Ursache für das Niederschlagsdefizit in der Region N2 bei exakt westlicher Anströmung mag auch in einer zeitlichen Verzögerung des Kaltfrontdurchgangs liegen. Bei einer sehr langsam ziehenden Frontalzone erreicht die Kaltfront die Region N2 etwas verzögert. Dies kann dazu führen, dass der Kaltfrontniederschlag in der Region N2 in ein späteres 6h-Intervall fällt als in der Region V2. Durch diese Verzögerung kann es vorkommen, dass die Windrichtung am zentralen Gitterpunkt in 700 hPa bereits weiter in Richtung Nord gedreht hat und somit der Niederschlag in Region N2



**Abbildung 4.4:** Gemittelte Felder des Bodendrucks (durchgezogene Linien, Konturintervall 2 hPa) und des 700-hPa-Geopotentials (strichlierte Linien, Konturintervall 20 gpm). Die Topographie ist durch die Schattierung mit einer Grauskalenänderung alle 400 m wiedergegeben. Die Mittelung erfolgte über die 15 bedeutendsten Fälle mit exakt westlicher Anströmung und mehr Niederschlag im Alpenvorland (V2) als in den Nordalpen (N2). Die Mittelung wurde mit Hilfe der Ergebnisse des MM5-Klimamoduslaufs berechnet, welcher in Kapitel 3.2 beschrieben wurde.

einem anderen Windrichtungssektor zugeordnet wird. Um dieses Phänomen näher zu untersuchen, werden nun die bedeutendsten Fälle im Zeitraum zwischen 1991 und 2000, welche zu einer negativen Niederschlagsdifferenz bei exakt westlicher Anströmung beitragen, analysiert. Dazu werden die wichtigsten meteorologischen Umgebungsparameter für die 15 6h-Intervalle mit der größten negativen Niederschlagsdifferenz miteinander verglichen, und anschließend wird eine gemittelte Wetterlage erstellt. Dabei stellt sich heraus, dass sowohl quasi-stationäre Fronten (zusammenhängende 6h-Intervalle mit negativer Niederschlagsdifferenz) als auch sehr langsam ziehende Fronten zum negativen Niederschlagsgradienten zu den Alpen hin beitragen. Das Ergebnis dieser zusammengesetzten Wetterlage ist in Abbildung 4.4 dargestellt. Sie zeigt das gemittelte Feld des Bodendrucks und des 700-hPa-Geopotentials, berechnet mit den Ergebnissen aus der Klimamodus-Simulation mit dem MM5. Die Wetterlage ist gekennzeichnet durch einen stark ausgeprägten breiten Trog über Nord- und Zentraleuropa, wodurch sich der Alpenraum in einer starken Strömung aus exakt westlicher Richtung befindet. Diese westliche Anströmung ist natürlich darauf zurückzuführen, dass nur Fälle mit einer exakten Westanströmung in 700 hPa in diese

Analyse einfließen. Das Bodendruckfeld zeigt aber, dass in Bodennähe eine westliche bis nordwestliche Strömung dominiert. Diese zyklonale Windscherung zwischen dem Boden und 700 hPa lässt auf Kaltluftadvektion im Alpenraum schließen. Eine Analyse des Temperaturfeldes zeigt einen dazu passenden starken meridionalen Temperaturgradienten mit einem Maximum etwas nördlich der Alpen.

Die zuvor gezeigten Abbildungen mögen zwar einen guten Eindruck über die klimatologischen Niederschlagsdifferenzen zwischen dem Alpenvorland und dem Alpennordrand geben, doch kommt es bei der Aufsummierung der Niederschlagsdifferenzen oft zu einer starken Kompensation zwischen positiven und negativen Werten. Um diesen Effekt zu verdeutlichen, sind in den Abbildungen 4.3c-f die Bruttodifferenzen zwischen den Regionen N2 und V2 dargestellt. Dabei handelt es sich einerseits um eine Darstellung aller 6h-Intervalle mit mehr Niederschlag im Alpenraum als im Alpenvorland (c,e) und andererseits um eine Aufsummierung aller Fälle mit mehr Niederschlag in Region V2 als in Region N2 (e,f). Die Differenz dieser zwei Abbildungen liefert wiederum die zuvor gezeigten Netto-Differenzen (Abb. 4.3a,b). Um den großen jahreszeitlichen Unterschieden gerecht zu werden, sind die Ergebnisse dieser Auswertung wiederum getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt.

Im Sommer (Abb. 4.3c,d) tritt ein solcher Kompensationseffekt hauptsächlich bei Windrichtungen zwischen Südwest und Nordwest auf. Dies bedeutet also, dass es bei solchen Windrichtungen sowohl Fälle gibt mit mehr Niederschlag in Region N2, aber andererseits auch Fälle mit mehr Niederschlag in der Region V2. Der Hauptanteil dieser Kompensation fällt dabei auf konvektive Niederschläge. Dies ist nicht verwunderlich, ist doch die räumliche Variabilität bei konvektiven Niederschlägen sehr hoch. Gewitter und Schauer können sich auch direkt über dem Alpenvorland bilden und müssen nicht immer aus den Alpen heranadvehiert werden. Eine lokale Auslösung von Gewittern kommt hauptsächlich vor dem Durchzug einer Kaltfront vor. Klimatologisch gesehen bilden sich jedoch wesentlich mehr konvektive Zellen über dem Nordalpenraum, weshalb auch die Netto-Differenzen in Abbildung 4.3a durchwegs positiv sind. Durch die Aufspaltung der Niederschläge in 6h-Intervalle kann es aber auch vorkommen, dass ein Gewitter, welches sich über den Alpen bildet und mit der Südwestströmung ins Alpenvorland bewegt, dort erst im darauffolgenden 6h-Intervall zu Niederschlägen führt. Die Werte von bis zu 20 mm pro Jahr und 10°-Windsektor bei südwestlicher Anströmung in Abbildung 4.3d können also auch durch eine solche zeitliche Verschiebung des Niederschlags zustande kommen. Eine ebenfalls starke Kompensation bei südwestlichen Windrichtungen tritt bei Kaltfrontniederschlägen auf. Dies kann damit erklärt werden, dass die meisten dieser als Frontalniederschläge klassifizierten Ereignisse auch die konvektiven Kriterien erfüllen und somit eine hohe räumliche Variabilität aufweisen. Aber auch bei den Kaltfronten kann es durch eine zeitliche Verschiebung des Niederschlagsbeginns zwischen den beiden Regionen zu einer Differenz bei einzelnen 6h-Intervallen kommen. Bei nördlichen Windrichtungen ist die Kompensation geringer, da es kaum Fälle gibt, in denen das Alpenvorland mehr Niederschlag abbekommt als der Nordalpenbereich.

Für das Winterhalbjahr konzentriert sich der Effekt der Kompensation hauptsächlich

auf westliche bis nordwestliche Windrichtungen. Bei einer Windrichtung von  $300^\circ$  zum Beispiel gibt es im jährlichen Durchschnitt auch zahlreiche Fälle, bei denen die Alpenvorlandregion niederschlagsmäßig bevorzugt wird. Dies kann teilweise wiederum durch eine zeitliche Verschiebung des Frontdurchgangs erklärt werden. Bei parallel zu den Alpen verlaufenden Störungen ( $270^\circ$ ) setzt sich der zuvor angesprochene negative Niederschlagsgradient einerseits zusammen aus Fällen mit mehr Niederschlag im Alpenvorland (28 mm/Jahr) aber andererseits auch aus Ereignissen mit mehr Niederschlag in den Alpen (13 mm/Jahr). Dies zeigt, dass nicht jede Kaltfront mit westlicher Strömung in 700 hPa zu einem Niederschlagsplus im Alpenvorland führen muss. Sobald die nördliche Komponente des Windvektors in 700 hPa zunimmt, verschwindet der Kompensationseffekt fast zur Gänze. In diesen Fällen kommt es im Alpenvorland meistens nur zu einzelnen Schauern, während am nördlichen Alpenrand durch die orographische Hebung und den Stau durchgehend Niederschlag fällt. Bei östlichen und südlichen Windrichtungen kommt es wegen der sehr geringen Niederschlagsmengen kaum zu Kompensationseffekten. Durch das Fehlen von konvektiven Niederschlägen im Winter betrifft der größte Anteil der Kompensation die Kaltfrontklasse. Aber auch bei unklassifizierten Fällen kann es sowohl zu positiven als auch negativen Niederschlagsdifferenzen zwischen den zwei Regionen N2 und V2 kommen. Warmfronten haben generell einen geringen Anteil am klimatologischen Niederschlag.

#### 4.1.4 Niederschlagsklimatologie der Regionen N1 (Oberstdorf) und V1 (Memmingen)

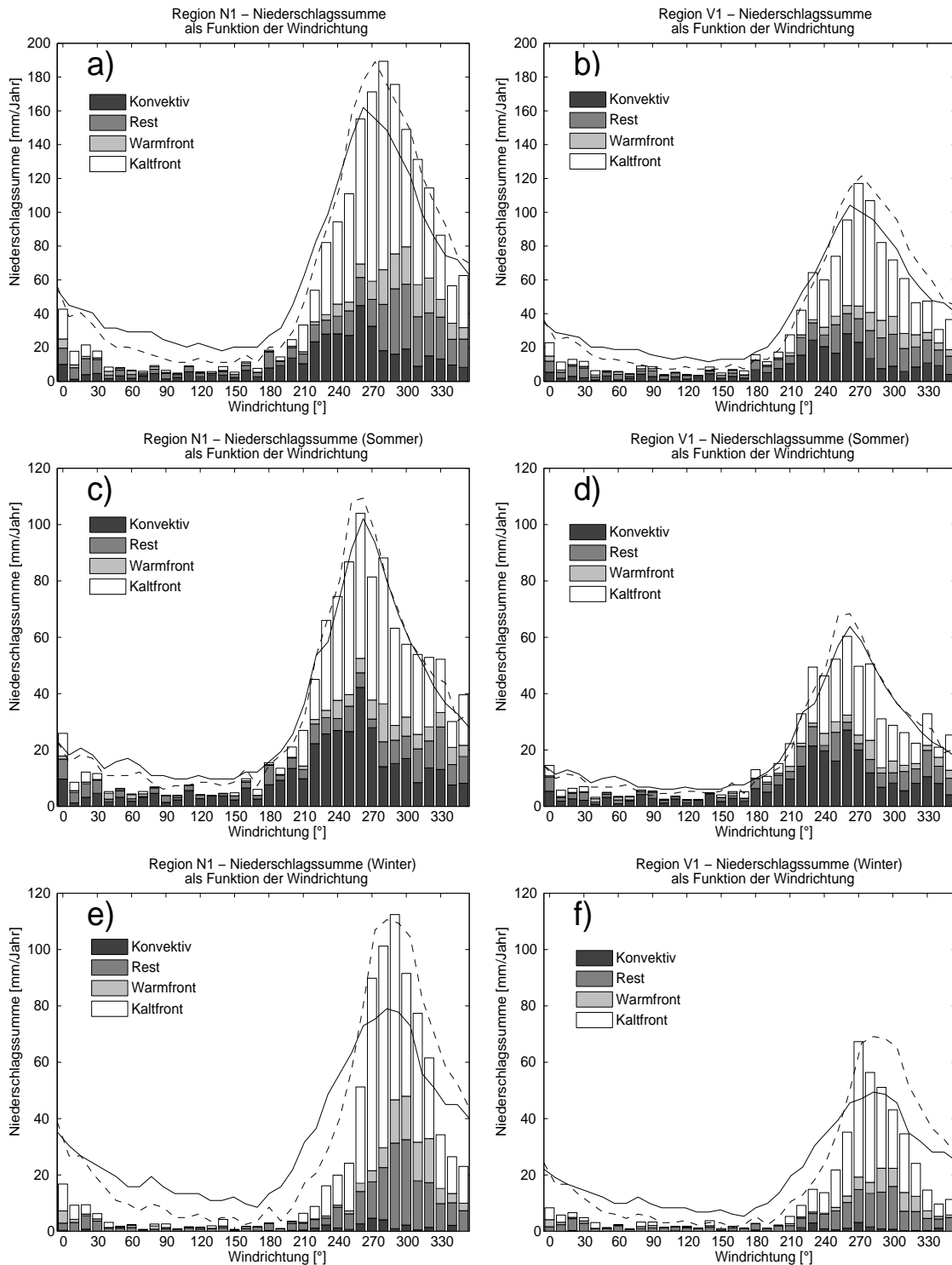
Um etwaige West-Ost-Gradienten der Niederschlagszunahme zu den Alpen hin zu untersuchen, wird nun die Niederschlagsklimatologie von zwei zusätzlichen Paaren von Regionen analysiert. In diesem Abschnitt wird dabei auf die Niederschlagsklimatologie der zwei Regionen im Westen Bayerns (V1, N1) eingegangen. Die Nordalpenregion besteht aus 10 Stationen im Oberallgäu, zentriert um Oberstdorf (814 m), während die Stationen der Voralpenregion ca. 70 km nördlich davon um Memmingen (610 m) lokalisiert sind.

In Abbildung 4.5a ist die Niederschlagsklimatologie der Jahre 1991 - 2000 für die Region N1 dargestellt. Betrachtet man die Skaleneinteilung der Ordinate, fallen die sehr hohen Werte auf, welche jene der zuvor besprochenen Nordalpenregion N2 deutlich übersteigen. Ein Blick auf den mittleren Jahresniederschlag zeigt, dass die Region N1 mit ca. 2000 mm im Jahr um 40% Prozent mehr Niederschlag erhält als die Region N2. Mit Jahresniederschlagsmengen über 2000 mm gehören die Stationen um Oberstdorf zu den niederschlagsreichsten in ganz Deutschland (z.B. Balderschwang 2548 mm). Der Grund für die deutlich höheren Niederschlagsmengen als weiter im Osten liegt an der topographischen Struktur in dieser Region. Während die Region Garmisch (N2) nach Westen hin durch zahlreiche Berge abgeschirmt ist, befindet sich die Region N1 in einem Gebiet, in dem der Alpenbogen einen deutlichen Knick vollzieht. In der Schweiz verläuft der Nordalpenrand von Südwesten nach Nordosten, während östlich der Region N1 der Nordalpenrand ziemlich genau zonal orientiert ist. Durch diese Richtungsänderung ist die Region um Oberstdorf nach Westen hin viel offener als z. B. die Region Garmisch. Folglich



erreichen die Niederschlagsmengen bei Westanströmung in Abbildung 4.5a im Windsektor von  $280^\circ$  fast 190 mm, während in Region N2 mit 90 mm im selben Windsektor nur etwa die Hälfte gemessen wird (Abb. 4.2a). Bei nördlichen Anströmungen sind die Unterschiede zwischen den zwei Nordalpenregionen nicht sehr groß, da bei diesen Windrichtungen auch in Region N2 eine hohe orographische Niederschlagsverstärkung auftritt. Ein weiteres Merkmal der Verteilung in Abbildung 4.5a ist das relativ schmale Maximum um  $280^\circ$ . Sowohl nach Norden als auch nach Süden hin nehmen die Niederschlagswerte deutlich ab. Bei östlichen und südlichen Windrichtungen ist wegen Föhnneffekten bzw. dem kontinentalen Ursprung der Luftmasse kaum Niederschlag zu erwarten. Den Grund für die Abnahme der Niederschlagsmenge vom Maximum in Richtung Norden liefert die klimatologische Verteilung der Windrichtungen in Region N1 (gestrichelte Linie). Diese wurde wiederum aus einem zentralen Gitterpunkt zwischen den Regionen N1 und V1 berechnet und zeigt ein ausgeprägtes Maximum der Niederschlagsintervalle bei  $270^\circ$ . Für westliche und nordwestliche Anströmungen ist auch die Niederschlagswahrscheinlichkeit recht hoch, was durch vergleichsweise höhere Werte der strichlierten gegenüber der durchgezogenen Linie bei solchen Windrichtungen angezeigt wird. Vergleicht man die strichlierte Linie mit den Niederschlagsmengen, erkennt man eine hohe Ähnlichkeit zwischen diesen beiden Verteilungen. Dies bedeutet wiederum, dass der mittlere 6h-Niederschlag kaum von der Windrichtung abhängig ist. Bei der Aufteilung des Gesamtniederschlags in die einzelnen Niederschlagsklassen zeigen sich keine wesentlichen Unterschiede zur besprochenen Region N2. Auch in der Region N1 ist der Großteil des Niederschlags durch Kaltfronten bedingt, wobei durch die spezielle Topographie Kaltfronten aus Westen bzw. Nordwesten klimatologisch am meisten Niederschlag bringen. Bei den konvektiven Niederschlägen befindet sich auch hier das Maximum bei Südwestanströmung von etwa  $260^\circ$ . Die Werte von teilweise über 40 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor deuten auf eine hohe konvektive Aktivität im Oberallgäu hin, welche bereits durch WEIXLEDERER (1939) sowie LUGAUER und WINKLER (2005) erkannt wurde. Die Klasse Rest, also Stauniederschläge und quasi-stationäre Fronten, leistet hauptsächlich bei nordwestlicher Anströmung einen bedeutenden Beitrag zum Gesamtniederschlag, während der Warmfrontniederschlag über alle Windrichtungen kaum ins Gewicht fällt.

In Abbildung 4.5b ist dieselbe Analyse für die Voralpenregion V1 dargestellt. Auffallend sind hier die bei allen Richtungen geringeren Niederschlagsmengen im Vergleich zur Nordalpenregion N1. Besonders bei westlichen und nordwestlichen Windrichtungen erhält die 70 km nördlich der Alpen gelegene Region N1 nur etwas mehr als die Hälfte des Niederschlags der Nordalpen. Dies hängt hauptsächlich mit der orographischen Niederschlagsverstärkung an den Alpen zusammen, die in diesem Windrichtungsbereich am stärksten ist. Insgesamt ist die Verteilung in Region V1 ziemlich breit und weist, bedingt durch den hohen konvektiven Anteil, auch bei südwestlichen Anströmungen noch relativ hohe Werte auf. Der größte Anteil des Gesamtniederschlags (fast 50%) fällt in dieser Region auf Kaltfrontniederschläge, aber auch konvektive Ereignisse sind von großer Bedeutung. Vergleicht man die Region V1 mit der weiter östlich gelegenen Region V2, erkennt man vor allem im Bereich zwischen  $260^\circ$  und  $300^\circ$  ein deutliches Niederschlagsplus in



**Abbildung 4.5:** Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps für die Regionen N1 (a) und V1 (b) (siehe Abbildung 4.1 für die Lage der Regionen). Die mittleren und unteren Bilder zeigen dieselbe Analyse für das Sommerhalbjahr (April - September) und für das Winterhalbjahr (Oktober - März). Die Kurven beschreiben die relative Verteilung der 700-hPa-Windrichtung bezogen auf alle 6h-Intervalle (durchgezogene Linie) und bezogen nur auf Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie).

Region V1. Der Grund dafür liegt in der Nähe zu den Alpen und der damit verbundenen ansteigenden Topographie des Alpenvorlandes sowohl in Richtung Süden als auch in Richtung Osten. Diese leichte orographische Hebung reicht aus, um die Niederschläge aus nordwestlicher Richtung zu verstärken. Dieser Effekt schlägt sich auch im mittleren Jahresniederschlag nieder, der in Region V1 durchschnittlich 1100 mm und in Region V2 1000 mm beträgt. Bei nördlichen und südwestlichen Windrichtungen zeigen sich kaum Unterschiede in der Niederschlagsverteilung zwischen den zwei Alpenvorlandsregionen. Die Linien der Windrichtungsverteilung in Abbildung 4.5b wurden der Niederschlagsverteilung angepasst, um die Niederschlagseffizienz besser zu erkennen. Dabei zeigt sich, dass der mittlere 6h-Niederschlag in Region V1 bei südwestlichen und westlichen Windrichtungen deutlich höher ist als bei Nordwestwind. Dies kann auf den hohen Anteil an konvektiven Niederschlägen bei südwestlicher Anströmung zurückgeführt werden, welche sich durch hohe Niederschlagsintensitäten auszeichnen.

Um jahreszeitliche Schwankungen darzustellen, sind in den folgenden Abbildungen 4.5c-f wiederum die klimatologischen Niederschlagswerte in Abhängigkeit von Windrichtung und Niederschlagsklasse getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt. Für die Nordalpenregion N1 erkennt man in Abbildung 4.5c eine Verschiebung des Maximums in Richtung Südwesten im Vergleich zum gesamten Jahr in Abbildung 4.5a. Dies hängt mit der hohen Bedeutung der konvektiven Niederschläge im Sommerhalbjahr zusammen, welche bei einer Anströmung von  $260^\circ$  am stärksten ist. Nimmt jedoch die südliche Komponente weiter zu ( $< 220^\circ$ ) führt dies zu einer deutlichen Reduzierung der Niederschlagsmengen durch Lееeffekte. Bei Nordwestwind in 700 hPa wird mit ca. 50 mm pro Jahr wesentlich weniger Niederschlag gemessen als bei reinem Westwind, was auf die verminderte klimatologische Häufigkeit von Nordwestwind zurückzuführen ist. Ein Vergleich zwischen der Windrichtungsverteilung und der Niederschlagsverteilung zeigt, dass die Niederschlagseffizienz im Sommer im Bereich zwischen  $210^\circ$  und  $0^\circ$  bis auf kleine Schwankungen beinahe überall gleich hoch ist. Die zwei Linien der Windrichtungsverteilung in Abbildung 4.5c verlaufen sehr ähnlich, was auf eine von der Windrichtung unabhängige Niederschlagswahrscheinlichkeit hindeutet. Der größte Anteil der Sommerniederschläge in Region N1 fällt auf Kaltfronten und konvektive Niederschläge. An dieser Stelle sollte wiederum betont werden, dass ein Großteil (ca. 65%) der Kaltfrontniederschläge in Verbindung mit westlichen Windrichtungen auch als konvektiv klassifiziert werden könnten.

Der Vergleich mit der Niederschlagsverteilung in Region V1 (Abb. 4.5d) zeigt wiederum die deutlich geringeren Niederschlagsmengen im Alpenvorland. Nicht nur bei nordwestlichen und westlichen Windrichtungen (fehlende orographische Niederschlagsverstärkung), sondern auch bei südwestlicher Anströmung erhält das Alpenvorland tendenziell weniger Niederschlag als der Nordalpenraum. Auch in dieser Region kann dies mit einem langsamen Abschwächen der über den Alpen gebildeten und ins Alpenvorland ziehenden Gewitterzellen erklärt werden. Der hohe konvektive Anteil und die damit verbundenen hohen Niederschlagsraten bei südwestlicher Anströmung sind auch bei Betrachtung des mittleren 6h-Niederschlags ersichtlich. Durch die nur geringe orographische Niederschlagsverstärkung und durch das Fehlen von Stauniederschlägen ist die Niederschlagseffizienz

bei Windrichtungen zwischen  $270^\circ$  und  $310^\circ$  in Region V1 deutlich niedriger als in Region N1. Vergleicht man die beiden Alpenvorlandsregionen V1 und V2 im Sommer miteinander, sieht man vor allem bei West- und Nordwestwind ein deutliches Niederschlagsplus in Region V1, bedingt durch die leicht ansteigende Topographie. Bei konvektiven Niederschlägen und Südwestwind erkennt man hingegen kaum Unterschiede zwischen diesen zwei Regionen.

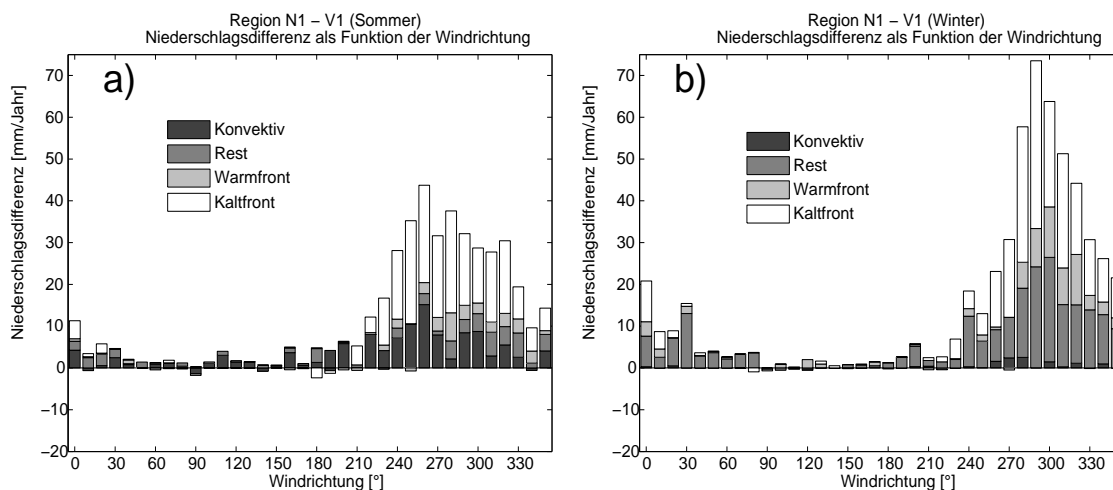
Die Niederschlagsklimatologie für das Winterhalbjahr sieht deutlich anders aus. Die Verteilung für die Region N1 (Abb. 4.5e) weist ein ausgeprägtes Maximum bei Nordwestwind mit Werten über 100 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor auf. Bei dieser Windrichtung ist der Anteil der unklassifizierten Fälle sehr hoch, was wiederum auf eine effektive Stauwirkung schließen lässt. Vom Maximum bei  $290^\circ$  nehmen die Werte in beide Richtungen stark ab und erreichen bei einer exakten Nordanströmung nur mehr 20 mm pro Winterhalbjahr. Betrachtet man die Windrichtungshäufigkeit, fallen die großen Unterschiede zwischen allen 6h-Intervallen (durchgezogene Linie) und den Niederschlagsintervallen (strichlierte Linie) auf. Beide Linien haben das Maximum bei  $280^\circ$ , jedoch verläuft die durchgezogene Linie wesentlich glatter. Vor allem bei westlichen und nordwestlichen Anströmungen ist die Niederschlagswahrscheinlichkeit sehr hoch, während bei südlichen Windrichtungen bedingt durch die vorgelagerten Alpen relativ selten Niederschlag fällt. Ein Vergleich zwischen der strichlierten Linie und den Niederschlagsbalken zeigt die ausgesprochen effektive orographische Niederschlagsverstärkung bei West- bis Nordwestwind in der Region N1. Ein Vergleich zu Region N2 (Abbildung 4.2e) fallen die viel höheren Niederschlagswerte in Region N1 bei Westanströmung auf. Während bei nördlichen Richtungen beide Regionen ungefähr dieselben Niederschlagswerte aufweisen, ist durch die vorgelagerten Gebirgsketten die Niederschlagssumme bei Westanströmung in Region N2 wesentlich geringer.

Die in Abbildung 4.5f dargestellte Niederschlagsklimatologie der Region V1 im Winter ist vom Verlauf her jener der anderen Voralpenregion V2 sehr ähnlich, wobei jedoch die Werte in Region V2 um gut 10% niedriger sind. Auch die Aufteilung in die verschiedenen Niederschlagsklassen ist in beiden Regionen mehr oder weniger gleich. So fallen etwa 55% des gesamten Winterniederschlags in diesen Regionen aus Kaltfronten. Der restliche Teil besteht hauptsächlich aus unklassifizierten Fällen und aus Warmfrontniederschlägen, während konvektive Niederschläge im Winter vernachlässigbar sind. Die Niederschlagseffizienz spiegelt sehr gut die topographischen Gegebenheiten in der Region um Memmingen wider. Bei westlicher Anströmung ist der mittlere 6h-Niederschlag höher als bei Nordanströmung, was man auch in der Nordalpenregion N1 beobachten kann. Im Vergleich mit der Region München (V2, Abb. 4.2f) sind außer den höheren Werten bei Westanströmung in Region V1 keine großen Unterschiede in der Niederschlagsverteilung im Winterhalbjahr zu erkennen.

#### 4.1.5 Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N1 (Oberstdorf) und V1 (Memmingen)

Um den Niederschlagsgradienten zwischen dem bayerischen Alpenvorland und dem Nordalpenbereich besser analysieren zu können, werden die zuvor besprochenen Niederschlagswerte der Regionen N1 und V1 voneinander abgezogen. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.6 dargestellt, wobei die Analyse wiederum für das Sommer- und Winterhalbjahr getrennt gemacht wurde. Den Jahresniederschlägen entsprechend, sind die Werte für alle Windrichtungen durchwegs positiv, was eine höhere Niederschlagsmenge in der Nordalpenregion N1 bedeutet. Im Sommerhalbjahr (Abb. 4.6a) treten die höchsten Differenzen bei westsüdwestlicher Anströmung von  $260^\circ$  mit 45 mm pro Jahr auf. Der Hauptanteil davon fällt auf konvektive Ereignisse (schwarze Balken) und auf Kaltfronten (weiße Balken). Die Differenz kann durch die höhere konvektive Aktivität des Nordalpenraums bei Südwestanströmung erklärt werden, wobei speziell das obere Allgäu auf Grund der Topographie als Region mit vielen Gewittern bekannt ist (LUGAUER und WINKLER, 2005; WEIXLEDERER, 1939). Der Grund für die hohen konvektiven Niederschlagssummen in den Bergen im oberen Allgäu liegt hauptsächlich in einer Konvergenz von Luftströmungen aus dem Bodenseeraum (Westen) und dem Lechtal (Norden). Aber auch der Bodensee als zusätzliche große Feuchtequelle im Westen mag einen gewissen Einfluss darauf haben. Generell kann im Sommer von einem starken Niederschlagsgradienten in Richtung Alpen bei einer Windrichtung zwischen  $230^\circ$  und  $330^\circ$  gesprochen werden. Bei nordwestlichen Richtungen ist dafür hauptsächlich die orographische Niederschlagsverstärkung bei Frontalniederschlägen und den unklassifizierten Fällen verantwortlich. Vergleicht man den Niederschlagsgradienten zwischen den Regionen N1 und V1 mit jenen der Regionen N2 und V2 in Kapitel 4.1.3, fallen die deutlich höheren Differenzen im Westen auf. In einem Bereich zwischen  $240^\circ$  und  $320^\circ$  werden zwischen den Regionen N1 und V1 Werte von über 30 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor gemessen. Solch hohe Werte werden weiter im Osten nur in den Windsektoren von  $250^\circ$  und  $260^\circ$  registriert (Abb. 4.3a), während in den umliegenden Sektoren die Differenzen im Sommer meist deutlich unter 20 mm/Jahr fallen. Es kann also von einem wesentlich breiterem Windrichtungsbereich gesprochen werden, in dem in Region N1 orographische Niederschlagsverstärkung auftritt als in Region N2, wo die Hauptdifferenz zum Alpenvorland im Sommer bei südwestlichen Gewitterlagen zu Stande kommt.

Betrachtet man den Niederschlagsgradienten im Winter, erkennt man im Vergleich zum Sommerhalbjahr eine deutliche Verschiebung des Maximums in Richtung Nordwesten. Da der konvektive Anteil durch die schwache solare Einstrahlung im Winter verschwindend klein geworden ist, ist die Differenz bei südwestlicher Anströmung nicht mehr der größte Anteil am Niederschlagsgradienten zu den Alpen hin. Es treten zwar auch bei Südwestwind von  $240^\circ$  noch deutliche Differenzen zwischen den Nordalpen und dem Alpenvorland auf, doch sind die Werte bei Nordwestanströmung um das 3-4fache höher. Die Differenzen bei Südwestanströmung können teilweise auch durch das Übergreifen von Niederschlag aus dem Alpenhauptkamm erklärt werden. Von diesem Übergreifen, welches



**Abbildung 4.6:** Akkumulierte Niederschlagsdifferenzen (mm/Jahr) zwischen den Regionen N1 und V1 als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps. Die Nettodifferenzen sind in den Bildern a und b getrennt für das Winter- und Sommerhalbjahr dargestellt.

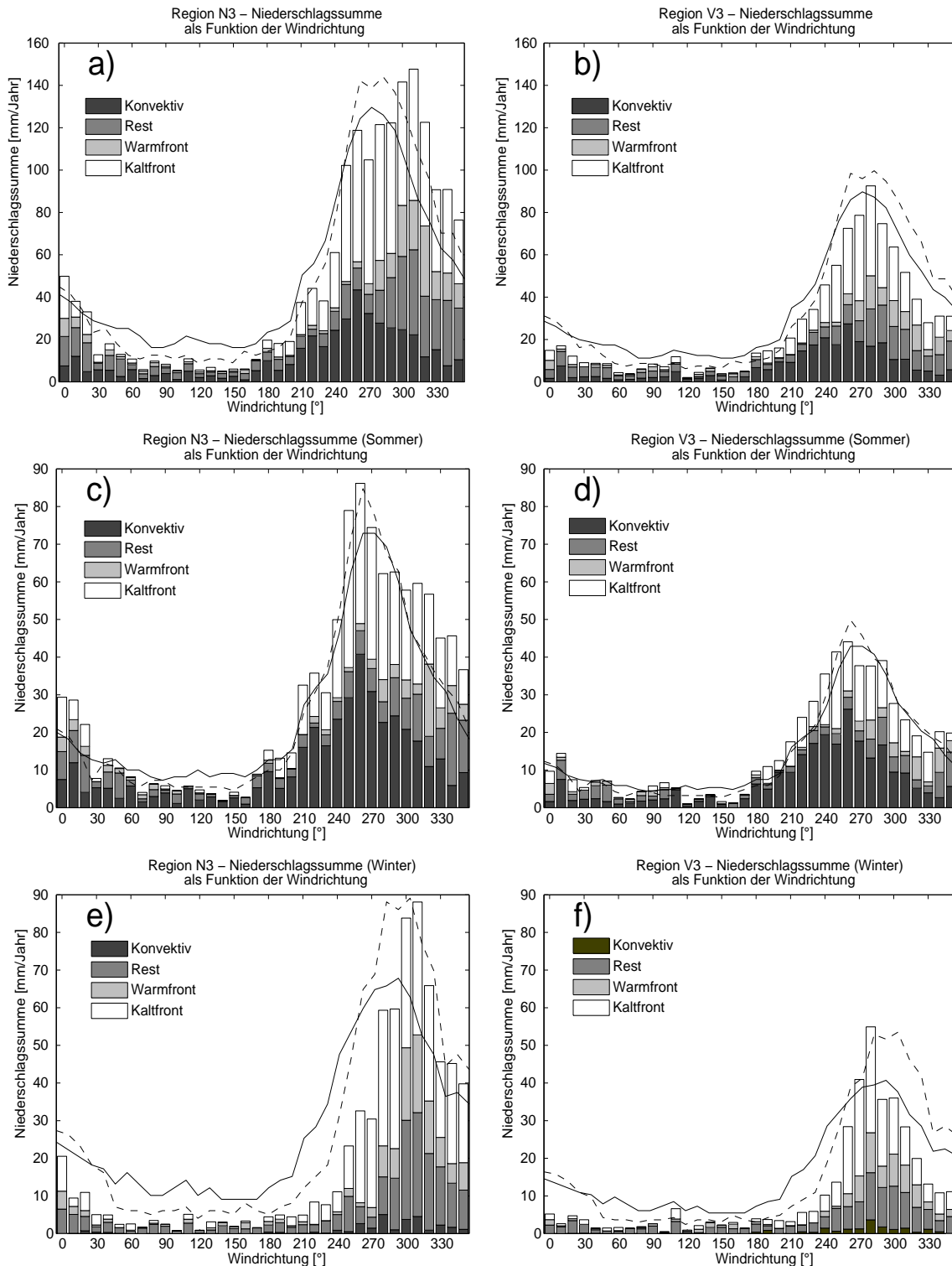
sich hauptsächlich auf die Restklasse beschränkt, sind meistens nur die alpennahen Gebiete betroffen, während die weiter nördlich gelegenen Regionen trocken bleiben. Eine starke orographische Hebung tritt hingegen bei einer Windrichtung zwischen  $270^\circ$  und  $320^\circ$  auf, wo im Winter auch die größten Niederschlagsdifferenzen mit bis zu 70 mm/Jahr zu beobachten sind. Der Hauptanteil fällt dabei auf Kaltfronten und Stauniederschläge mit einem Anteil von jeweils 40%. Aber auch Warmfrontniederschläge leisten im Gegensatz zum Sommerhalbjahr einen relevanten Beitrag. Durch die alpenparallele Windrichtung und durch den kontinentalen Ursprung der Luftmasse treten bei östlichen Windrichtungen kaum Niederschlagsdifferenzen zwischen dem Alpenvorland und dem Alpennordrand auf. Vergleicht man die Ergebnisse mit den Regionen N2 und V2 in Abbildung 4.3b, erkennt man einige Unterschiede. Bei nordwestlichen Windrichtungen kommt es in beiden Gebieten zu einer starken Niederschlagszunahme zu den Alpen hin, wobei die Differenzen zwischen den Regionen N1 und V1 auf Grund der effektiven Staulage des Oberallgäus mehr als doppelt so hoch sind. Bei nördlichen Richtungen sind die Unterschiede in den Niederschlagsgradienten der beiden Regionen nicht so groß, weil auch die Region Garmisch bei Nordanströmung eine sehr effektive Niederschlagsverstärkung aufweist. Die größten Unterschiede treten jedoch bei exakt westlicher Anströmung von  $270^\circ$  auf. Während zwischen den Regionen N2 und V2 hier ein deutlich negativer Niederschlagsgradient herrscht, ist dieses Phänomen in Abbildung 4.6b nicht erkennbar. Der Grund dafür liegt in der bereits diskutierten topographischen Struktur des Oberallgäus. Während von West nach Ost verlaufende Fronten durch die abschirmende Wirkung der stromaufwärts gelegenen Berge in Region N2 wesentlich weniger Niederschlag liefern als in Region V2, kommt es in Region N1 auch bei diesen Windrichtungen zu einer orographischen Verstärkung des Frontalniederschlags. Durch das Fehlen von abschirmenden Gebirgsketten im Westen und durch die ansteigende Topogra-

phie werden die Feuchtefelder bei Fronten aus Westen gehoben und führen im Allgäu auch bei dieser Windrichtung zu einer deutlichen Zunahme des Niederschlags vom Alpenvorland (V1) in Richtung Alpen (N1). Die orographische Niederschlagsverstärkung zwischen den Regionen N1 und V1 ist also generell stärker als weiter östlich, was sich natürlich auch im Vergleich der Jahresniederschläge zeigt.

#### 4.1.6 Niederschlagsklimatologie der Regionen N3 (Kössen) und V3 (Mühldorf)

Um die Niederschlagsverhältnisse im Osten Bayerns zu untersuchen, wurden als drittes Paar die Regionen um Kössen (N3) und Mühldorf am Inn (V3) ausgewählt. Auch hier besteht jede Region aus 10 Stationen, von denen die 6h-Niederschlagswerte gemittelt wurden. Die Niederschlagsklimatologie für die Region in den Chiemgauer Alpen (N3) ist in Abbildung 4.7a dargestellt. Der Vergleich mit den anderen Nordalpenregionen N2 und N1 zeigt, dass die Werte in dieser Region etwas geringer sind als im Allgäu (N1), jedoch deutlich höher als in Garmisch (N2). Der mittlere Jahresniederschlag für die Region in den Chiemgauer Alpen beträgt 1700 mm, gemittelt über die 10 Stationen. Im Gegensatz zu den vorhin besprochenen Nordalpenregionen N2 und N1, in denen der meiste Niederschlag bei Westwind auftritt, fällt das Maximum des klimatologischen Niederschlags mit 150 mm pro Jahr in Abbildung 4.7a bei einer Nordwestanströmung von  $310^\circ$ . Ausgehend von diesem Maximum nehmen die Werte mit stärker werdender Nordkomponente des Windes in 700 hPa wieder deutlich ab und erreichen bei exakter Nordanströmung noch 80 mm pro Jahr. Diese Abnahme hängt mit der wesentlich geringeren klimatologischen Häufigkeit von Nordwind zusammen (gestrichelte Linie). Am häufigsten kommt Niederschlag in Verbindung mit Westwind vor. Trotzdem sind die Niederschlagssummen in diesem Windsektor mit 120 mm pro Jahr geringer als bei Nordwestwind. Dies lässt auf eine höhere Niederschlagseffektivität bei Nordwestwind schließen. Generell ist der mittlere 6h-Niederschlag bei Windrichtungen zwischen  $300^\circ$  und  $0^\circ$  deutlich höher als bei Westwind, wo durch die zonal verlaufenden Nordalpen keine orographische Niederschlagsverstärkung auftritt. Die Niederschlagswahrscheinlichkeit ist in dieser Region zwischen  $260^\circ$  und  $0^\circ$  relativ hoch, was durch die höheren Werte der strichlierten als der durchgezogenen Linie in Abbildung 4.7a angedeutet wird. Betrachtet man die Aufteilung des Niederschlags in die einzelnen Niederschlagstypen, haben die konvektive Klasse und die Kaltfrontklasse den größten Anteil am Gesamtniederschlag. Wie schon in den vorher besprochenen Regionen, besitzt der konvektive Niederschlag ein ausgeprägtes Maximum bei südwestlicher Anströmung, während Kaltfronten bei Windrichtungen zwischen  $240^\circ$  und  $0^\circ$  sehr häufig vorkommen. Dabei ist zu bemerken, dass bei südwestlichen und westlichen Anströmungen vor allem im Sommer ein Großteil der als Kaltfront klassifizierten Intervalle auch die Kriterien der konvektiven Klasse erfüllen würde. Bei nördlichen Windrichtungen ist auch noch die Restklasse mit einem Anteil von ca. 30% bedeutend.

In Abbildung 4.7b ist dieselbe Analyse für die entsprechende Voralpenregion V3 dargestellt. Die Werte sind, dem geringeren Jahresniederschlag von 900 mm entsprechend,



**Abbildung 4.7:** Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps für die Regionen N3 (a) und V3 (b) (siehe Abbildung 4.1 für die Lage der Regionen). Die mittleren und unteren Bilder zeigen dieselbe Analyse getrennt für das Sommer- (April - September) und Winterhalbjahr (Oktober - März). Die Kurven beschreiben die relative Verteilung der 700-hPa-Windrichtung bezogen auf alle 6h-Intervalle (durchgezogene Linie) und bezogen nur auf Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie).

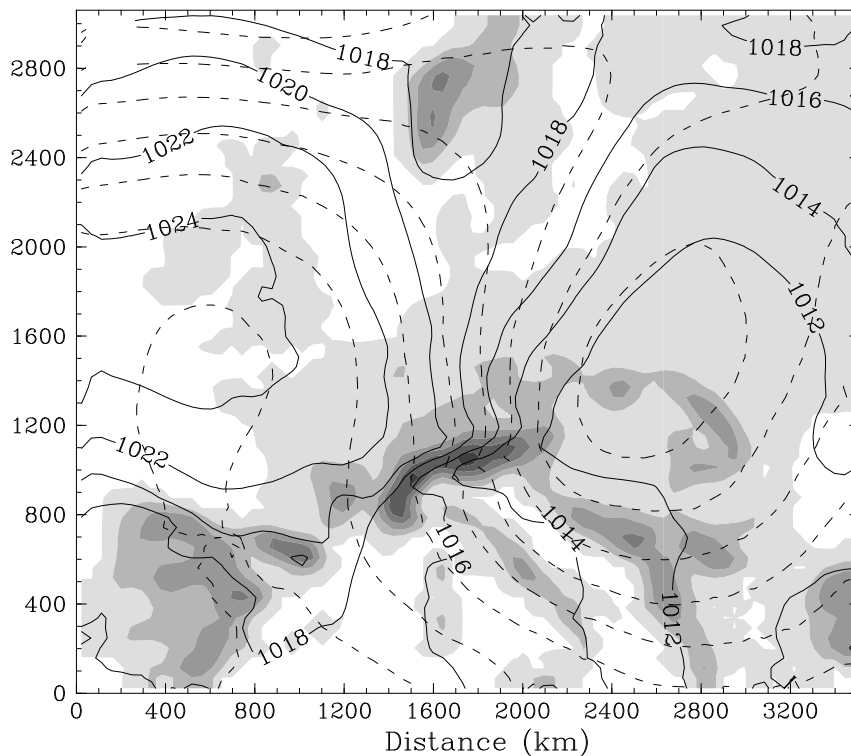


über den gesamten Windrichtungsbereich deutlich niedriger als in Region N3. Durch die fehlende orographische Niederschlagsverstärkung ist auch das Maximum des klimatologischen Niederschlags identisch mit der bei Niederschlag am häufigsten auftretenden Windrichtung von  $280^\circ$ . Die Häufigkeitsverteilung der Windrichtung bei Niederschlag ist überhaupt eng an die Niederschlagssummen gekoppelt, was auf eine von der Windrichtung weitestgehend unabhängige mittlere 6h-Niederschlagssumme schließen lässt. Lediglich bei nordwestlicher Richtung sind die Niederschlagsintensitäten etwas geringer als bei den anderen für Niederschlag relevanten Windrichtungen. Vom Niederschlagsmaximum mit 100 mm pro Jahr bei einer Windrichtung von  $280^\circ$  ausgehend, nehmen die Werte in Richtung Norden rascher ab als nach Süden. Dies hängt mit dem hohen konvektiven Anteil bei südwestlichen Windrichtungen zusammen. Insgesamt ist die Verteilung den anderen Voralpenregionen V1 und V2 sehr ähnlich.

Das Ergebnis der Aufspaltung des Niederschlags in das Sommer- und Winterhalbjahr ist in den folgenden Abbildungen 4.7c - 4.7f dargestellt. Für die Nordalpenregion N3 ergibt sich im Sommerhalbjahr ein ausgeprägtes Maximum bei südwestlicher Anströmung von  $260^\circ$  mit durchschnittlich 85 mm pro Jahr. Der größte Anteil entfällt dabei auf konvektive Ereignisse in Verbindung mit Kaltfronten, sowohl prä- (schwarze Balken) als auch postfrontal (weiße Balken). Im Vergleich zu den vorher besprochenen Nordalpenregionen N2 und N1 fällt vor allem die hohe Niederschlagseffektivität bei Nordwestanströmung auf. Hier liegt die strichlierte Linie in Region N3 deutlich unterhalb der Niederschlagssummen der entsprechenden Windsektoren. Dies weist auf eine starke orographische Hebung bei diesen Windrichtungen hin.

In Region V3 (Abb. 4.7d) liegt der Anteil der konvektiven Niederschläge am gesamten Sommerniederschlag bei über 50%. Die Niederschlagsmengen sind jedoch durch die Entfernung zu den Alpen und die kontinuierliche Abschwächung der Gewitterzellen wesentlich geringer als in Region N3. Durch die flache Topographie ist auch die Niederschlagseffizienz bei Frontalniederschlägen aus Nordwesten viel kleiner als in der Region N3. Vergleicht man die Aufteilung der Niederschläge in die einzelnen Windsektoren mit den anderen Voralpenregionen, ergeben sich keine gravierenden Unterschiede. Die breite Spitze zwischen  $240^\circ$  und  $290^\circ$  gleicht dabei mehr der Verteilung in Region V1, während der Raum München (V2) ein Maximum bei südwestlicher Anströmung von  $240^\circ$  aufweist. Die Niederschlagswerte der hier betrachteten Region V3 sind den Jahresniederschlägen entsprechend kleiner als in den anderen beiden Regionen im bayerischen Alpenvorland.

Während sich also im Sommer nur geringe Unterschiede zwischen den einzelnen Regionen ergeben, hebt sich im Winterhalbjahr die Verteilung in Abbildung 4.7e deutlich von den anderen Nordalpenregionen ab. Sie zeigt ein sehr ausgeprägtes Maximum mit Werten von über 80 mm pro Jahr bei Nordwestwind von  $300^\circ$  und  $310^\circ$ . Vor allem zu westlichen Richtungen nehmen die Werte von diesem Maximum ausgehend stark ab und erreichen bei einer exakten Westanströmung von  $270^\circ$  nicht einmal mehr 30 mm pro Jahr. Diese sehr schmale Verteilung ähnelt in ihrem Verlauf jener der Region N1, jedoch ist das Maximum dort deutlich in Richtung Westwind verschoben. Bei Nordwest- bzw. Nordwind sind die mittleren Niederschlagssummen in Region N3 um mehr als das doppelte höher



**Abbildung 4.8:** Gemittelte Felder des Bodendrucks (durchgezogene Linien, Konturintervall 2 hPa) und des 700-hPa-Geopotentials (strichlierte Linien, Konturintervall 20 gpm). Die Topographie ist durch die Schattierung mit einer Grauskalenänderung alle 400 m wiedergegeben. Die Mittelung erfolgte über die 15 bedeutendsten Fälle mit nördlicher Anströmung und deutlich mehr Niederschlag in Region N3 als in Region N1. Die Mittelung wurde mit Hilfe der Ergebnisse des MM5-Klimamoduslaufs berechnet, welcher in Kapitel 3.2 beschrieben wurde.

als in Region N1, obwohl der Jahresniederschlag im Allgäu deutlich höher ist. Die hohe Niederschlagseffektivität bei nördlicher Anströmung zeigt sich auch bei Betrachtung der strichlierten Linie in Abbildung 4.7e. Vom Maximum bei  $300^\circ$  aus nach rechts gehend ist der Verlauf der Niederschlagsbalken praktisch identisch mit der Häufigkeitsverteilung der Niederschlagsintervalle. Dies kann in keiner der beiden anderen Nordalpenregionen beobachtet werden, da dort die Niederschlagseffektivität bei Nordwind deutlich geringer ist als bei Nordwestwind. Die Aufteilung in die einzelnen Niederschlagsklassen zeigt, dass die hohen Werte in Region N3 hauptsächlich auf Kaltfrontniederschläge und unklassifizierte Fälle zurückzuführen sind. Bei einer Windrichtung von  $300^\circ$  spielen auch die Warmfrontniederschläge eine wesentliche Rolle. Die Region N3 in den Chiemgauer Alpen scheint also durch die vorhandene Topographie über eine sehr effektive orographische Niederschlagsverstärkung bei nördlicher Anströmung zu verfügen, welche sogar höher ist als jene in der ansonsten sehr niederschlagsreichen Region im oberen Allgäu (N1).

Um das Auftreten der höheren Niederschlagswerte in Region N3 näher zu untersuchen, wurde ein gemitteltes Strömungsfeld über die 15 Fälle mit dem höchsten Niederschlagsplus

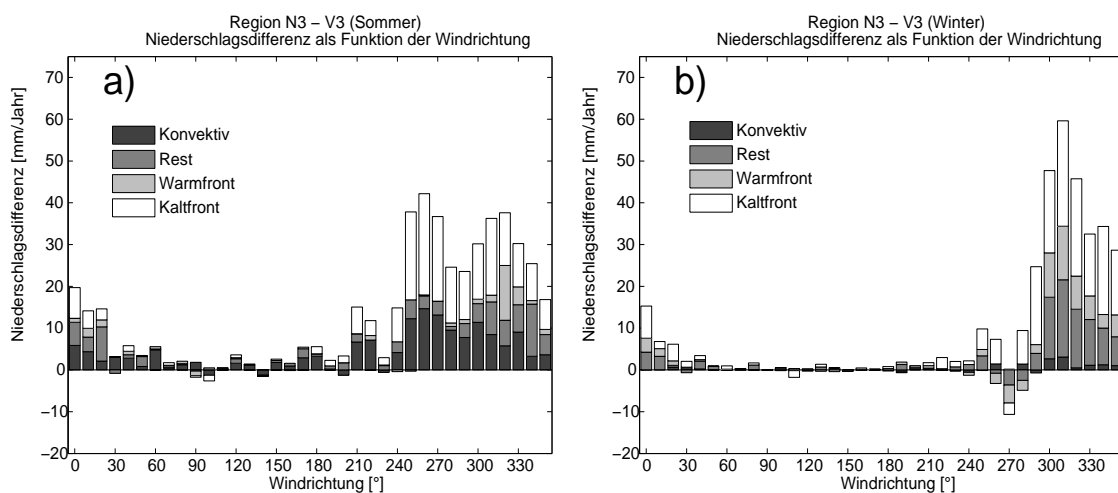
in Region N3 im Vergleich zur Region N1 erstellt. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.8 dargestellt und beinhaltet das Bodendruckfeld und das Geopotential in 700 hPa. Diese gemittelte Strömungsstruktur zeigt eine klassische Nordlage mit einem Hochdrucksystem über dem östlichen Atlantik und einem ausgeprägten Tief über dem osteuropäischen Raum. Dabei liegt der östliche Alpenraum in einem zyklonalen Einfluss, während die Westalpen bereits unter dem Einflussbereich des Hochs liegen. Durch die absinkende Bewegung in der freien Atmosphäre im westlichen Alpenraum ergibt sich auch im bodennahen Feuchtefeld ein starker West-Ost-Gradient. Während in Region N3 die sehr feuchten Luftmassen mit der Nordanströmung an die Nordalpen gedrückt werden und dort zu orographisch verstärkten Niederschlägen führen, fällt in der Region N1 deutlich weniger Niederschlag. Solche Wetterlagen mit zwei ausgeprägten Wettersystemen können über einige Tage andauern und führen zusammen mit der starken orographischen Niederschlagsverstärkung bei nördlicher Anströmung in Region N3 zu einem klimatologisch relevanten Niederschlagsplus in Region N3 im Vergleich zu Region N1.

Beim Vergleich der Winterniederschläge in den Voralpenregionen zeigen sich hingegen keine großen Unterschiede. Die Verteilung der Niederschläge in Abhängigkeit der Windrichtung und des Niederschlagstyps für die Region V3 in Abbildung 4.7f ähnelt den zuvor gezeigten sehr. Das Maximum wird in dieser Region bei einer Anströmung von  $280^\circ$  erreicht und ist hauptsächlich auf Frontalniederschläge zurückzuführen. Nach Norden und Süden hin nehmen die Niederschlagswerte auf Grund der geringeren klimatologischen Häufigkeit der Windrichtungen stark ab. Die Niederschlagseffektivität ist wegen der fehlenden orographischen Niederschlagsverstärkung bei nördlicher Anströmung sehr viel geringer als in den entsprechenden Nordalpenregionen. Bei Nordwest- bzw. Nordwind ist zwar die Niederschlagswahrscheinlichkeit relativ hoch, was ein Vergleich der beiden Kurven in Abbildung 4.7f zeigt, doch sind die resultierenden Niederschlagsmengen eher bescheiden.

#### **4.1.7 Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N3 (Kössen) und V3 (Mühldorf)**

In den Abbildungen 4.9a und 4.9b sind die Niederschlagsdifferenzen zwischen der Nordalpenregion N3 und der Region V3 im Alpenvorland getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt. Im Sommerhalbjahr (Abb. 4.9a) zeigt sich über den gesamten Windrichtungsbereich eine positive Differenz, was einem Niederschlagsplus in der Region N3 entspricht. Für die Verteilung der Niederschlagsdifferenzen ergeben sich dabei zwei lokale Maxima. Das erste tritt bei einer Windrichtung zwischen  $250^\circ$  und  $270^\circ$  auf und ist hauptsächlich auf konvektive Ereignisse und Kaltfronten beschränkt. Diese Spitze tritt bei allen drei analysierten Regionenpaaren auf und ist, wie bereits mehrfach erwähnt, auf die höhere konvektive Aktivität der Alpen bei Südwestanströmung zurückzuführen. Der Anteil der als konvektiv klassifizierten Niederschlagsereignisse am Niederschlagsgradienten zu den Alpen hin ist hier vergleichbar mit den Regionen N1 und V1 und somit etwas geringer als bei der Differenz zwischen den Regionen N2 und V2. Die Werte in Abbildung 4.9a erreichen bis zu 40 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor und sind somit vergleichbar

mit jenen zwischen den Regionen N1 und V1 und etwas höher als zwischen den Regionen N2 und V2. Bei einer stärkeren südlichen Komponente wird wegen des Lееffektes an den Alpen der Niederschlagsgradient sehr klein. Ein zweites Maximum der Niederschlagsdifferenz tritt in Abbildung 4.9a bei  $320^\circ$  auf. Dieses sekundäre Maximum ist nur bei der Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N3 und V3 zu finden und erreicht ähnlich hohe Werte wie das erste zwischen  $250^\circ$  und  $270^\circ$ , wobei der Großteil der Differenz hier auf Frontalniederschläge zurückzuführen ist. Die Ursache für das Auftreten eines zweiten Maximums in Abbildung 4.9b bei Nordwestwind liegt hauptsächlich am zuvor angesprochenen West-Ost-Gradienten des Niederschlags in Verbindung mit einer nordwestlichen bzw. nördlichen Anströmung und der sehr starken orographischen Niederschlagsverstärkung in Region N3.



**Abbildung 4.9:** Akkumulierte Niederschlagsdifferenzen (mm/Jahr) zwischen den Regionen N3 und V3 als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps. Die Nettodifferenzen sind in den Bildern a und b getrennt für das Winter- und Sommerhalbjahr dargestellt.

Der Verlauf der Niederschlagsdifferenzen zwischen den Regionen N3 und V3 im Winter ähnelt von der Struktur her sehr stark den zu Beginn besprochenen Niederschlagsdifferenzen zwischen Garmisch (N2) und München (V2). Einer ausgeprägten positiven Differenz zwischen  $290^\circ$  und  $0^\circ$  steht eine schwach negative Differenz bei exakt westlicher Anströmung gegenüber. Das Niederschlagsplus in den Nordalpen ist durch die orographische Niederschlagsverstärkung begründet und tritt hauptsächlich bei Frontalniederschlägen und Stauniederschlägen hinter der Front (Rest) auf. Die Werte in Abbildung 4.9b erreichen dabei ein Maximum von 60 mm/Jahr bei  $310^\circ$  und sind damit deutlich höher als zwischen den Regionen N2 und V2, aber etwas geringer als zwischen den Regionen N1 und V1. Bei Nordwind in 700 hPa sind die Differenzen mit bis zu 30 mm pro Jahr in Abbildung 4.9b deutlich höher als in den anderen beiden Fällen. Dies hängt wiederum mit der effektiven orographischen Niederschlagsverstärkung in der Region N3 zusammen. Im Gegensatz dazu kommt es bei einer exakten Westanströmung zu einem negativen Niederschlagsgradienten

zu den Alpen hin, ähnlich wie in Region N2. Im Osten Bayerns verlaufen die Nordalpen sehr zonal, was zu einer Abschirmung der Niederschläge bei Westwind durch vorgelagerte Berge führt. Dreht der Wind etwas auf Norden, wird die Differenz auf Grund der Niederschlagsverstärkung an den Alpen sofort positiv. Bei einer Winddrehung in Richtung Südwesten kommt es durch das Übergreifen von Niederschlägen aus dem Alpenhauptkamm ebenfalls zu einer leicht positiven Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N3 und V3.

Zusammenfassend zu diesem Kapitel ist zu erwähnen, dass bis auf kleine Differenzen die Niederschlagsverhältnisse im Alpenvorland in allen 3 Regionen sehr ähnlich sind. Große Unterschiede gibt es hingegen in den Nordalpenregionen, wodurch auch der Niederschlagsgradient zu den Alpen hin in allen 3 Fällen verschieden ist. Im Sommer kommt es im gesamten untersuchten Gebiet zu einem Niederschlagsplus im Nordalpenraum bei Südwestanströmung und konvektiven Ereignissen. Im Winter hingegen führen Winde aus Nordwest bis Nord und die damit verbundene orographische Hebung zu einer Zunahme des Niederschlags vom Alpenvorland in Richtung Alpennordrand. Bedingt durch die topographischen Besonderheiten verschiebt sich der stärkste Niederschlagsgradient von westlichen Windrichtungen im Allgäu hin zu nördlichen Richtungen im Osten von Bayern. Bei exakter Westanströmung kommt es in den untersuchten Gebieten 2 und 3 auf Grund von Lееffekten sogar zu einem negativen Niederschlagsgradienten zu den Alpen hin.

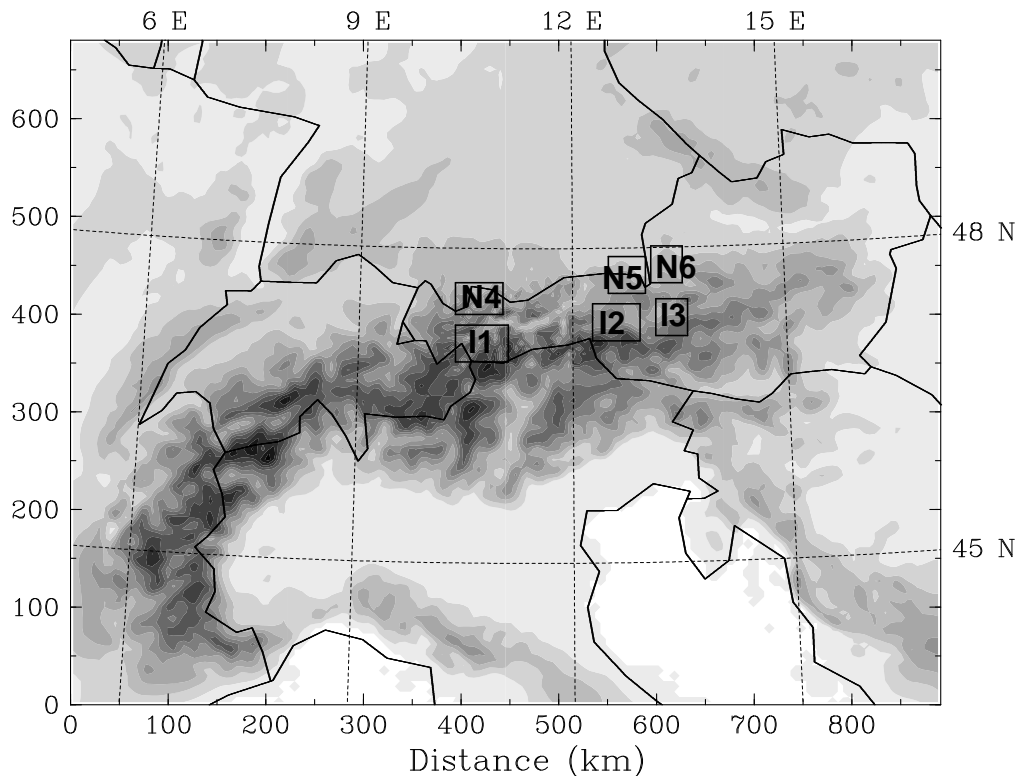
## 4.2 Niederschlagsgradient zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Regionen

In diesem Kapitel erfolgt eine klimatologische Analyse des Niederschlagsgradienten zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Regionen der Zentralalpen. Mit Hilfe der meteorologischen Umgebungsparameter aus der mit ERA-40 Daten angetriebenen Klimamodus-Simulation mit dem MM5 wird das Übergreifen von Niederschlägen in die inneralpinen Täler an Hand von 3 Regionen genauer untersucht. Zusätzlich zur Unterteilung der Niederschlagsdifferenzen in die verschiedenen Niederschlagsklassen erfolgt auch eine Quantifizierung in Abhängigkeit des Temperaturniveaus.

### 4.2.1 Auswahl der Regionen

Wie bereits im Einführungskapitel erwähnt, gibt es in den Alpen zwei Maximalzonen des mittleren Jahresniederschlags, welche sich am nördlichen bzw. südlichen Alpenrand befinden. Dazwischen kommt es durch Lееffekte der Alpenrandberge zur Bildung von ausgeprägten Trockengebieten mit Jahresniederschlägen von deutlich unter einem Meter. Zur Untersuchung der Faktoren, die den Niederschlagsgradienten zwischen dem Alpenrand und den inneralpinen Regionen bestimmen, werden die Niederschlagsklimatologien von 3 Regionen im Nordalpengebiet und 3 Regionen in den Zentralalpen miteinander verglichen. Auf Grund der relativ geringen Stationsdichte in den Tälern des Alpenhauptkamms umfasst jede Region in dieser Analyse nur 5 Stationen. Die Auswahl der Stationen erfolgt auf

Basis der Jahresniederschläge, aber auch der Jahresgang des Niederschlags und die geographische Lage werden berücksichtigt. Bei der Auswahl der Regionen wurde auch darauf geachtet, dass die Regionen von Vorarlberg bis ins Salzkammergut gleichmäßig vertreten sind, um etwaige West-Ost-Niederschlagsdifferenzen zu erkennen. Die 6 Regionen für die Untersuchung sind in Abbildung 4.10 dargestellt.



**Abbildung 4.10:** Die 6 für die Untersuchung ausgewählten Regionen in den Nordalpen (N) und in den inneralpinen Regionen (I). Jede Region besteht aus 5 Stationen aus denen die Niederschlagswerte gemittelt werden. Die Topographie ist mit einer Änderung der Grauskala in Abständen von 300 m abgebildet, wobei Gebiete unterhalb von 300 m hellgrau gekennzeichnet sind.

Um die Differenz in der geographischen Länge zwischen Nordalpenregionen und inneralpinen Regionen nicht zu groß werden zu lassen und damit möglicherweise auftretende West-Ost-Niederschlagsdifferenzen zu trennen, wurden in den Nordalpen bewusst andere Regionen verwendet als in Kapitel 4.1. Die Regionen in den Nordalpen sind um die Stationen Reutte (N4), Inzell (N5) und Fuschl (N6) zentriert. Die entsprechenden Regionen in den Tälern der Zentralalpen befinden sich in der Nähe von Landeck (I1), Zell am See (I2) und Radstadt (I3). Erwähnenswert ist dabei die Nähe der Regionen zueinander. So liegt zum Beispiel die Region I1 nur um etwas mehr als 30 km und einen Gebirgszug südlich von Region N4. Auch bei den anderen beiden Stationspaaren sind die Abstände zwischen den Stationen in den Nordalpen und den entsprechenden inneralpinen Stationen viel geringer als beim zuvor besprochenen Niederschlagsgradienten zwischen dem Alpenvorland und den Nordalpen. Dies zeigt die starke Änderung der klimatischen Bedingungen innerhalb der

Alpen auf kürzester Distanz. Die Regionenmittel werden durch arithmetische Mittelung über die 6h-Summen der 5 Stationen in der Region ermittelt. Die 6h-Werte der wichtigsten meteorologischen Parameter werden aus der Klimamodus-Simulation mit dem MM5 übernommen, wobei immer über die 6 Gitterpunkte gemittelt wird, die dem entsprechenden Regionenpaar am nächsten liegen. Lediglich bei der Windrichtung wird ein zentraler Gitterpunkt verwendet, da bei der Mittelung über 6 Gitterpunkte die Information über die zeitliche Änderung der Windrichtung innerhalb eines 6h-Intervalls (fließt auch in das Klassifikationsschema ein) eventuell verloren gehen könnte.

#### 4.2.2 Niederschlagsklimatologie der Regionen N4 (Reutte) und I1 (Landeck)

In Abbildung 4.11a ist die Niederschlagsklimatologie der 5 Stationen im Tiroler Außerfern (Region N4), sowie die relative Verteilung der Windrichtungen für alle 6h-Intervalle (durchgezogene Linie) und nur für Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie) dargestellt. Die Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen in Abhängigkeit von der Windrichtung ist jener in Abbildung 4.5a, welche dieselbe Analyse für die Region N1 beinhaltet, sehr ähnlich. Dies ist durch die geographische Nähe (ca. 30 km) und durch die ähnliche Lage am Nordrand der Alpen begründet. Die mittleren Niederschlagswerte in Region N4 sind jedoch vor allem bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung um ca. 25% geringer als in Region N1, was durch einen vorgelagerten Gebirgszug im Westen der Region N4 erklärt werden kann. Dies spiegelt sich auch im mittleren Jahresniederschlag wider, der in der Region um Reutte (N4) in den Jahren zwischen 1991 und 2000 durchschnittlich 1490 mm pro Jahr betrug, während es in Region N1 fast 2000 mm waren. Die wichtigsten Merkmale der Verteilung in Abbildung 4.11a sind neben einem Niederschlagsmaximum bei  $290^\circ$  mit 130 mm/Jahr vor allem eine erhöhte Niederschlagswahrscheinlichkeit bei West- bis Nordanströmung. Auch der mittlere 6h-Niederschlag, welcher aus einem Vergleich zwischen der strichlierten Kurve und den Niederschlagsbalken ermittelt werden kann, zeigt bei diesen Windrichtungen wesentlich höhere Werte als bei Ost- oder Südanströmung. Dies ist durch die orographische Niederschlagsverstärkung an den Nordalpen bedingt. Ein zweites Maximum dieser Größe findet man bei Südwestwind mit  $230^\circ$ . In diesem Bereich sind hauptsächlich konvektive Ereignisse im Sommer für die hohe Niederschlagseffektivität verantwortlich. Die Aufteilung der gesamten Niederschlagsmenge in die einzelnen Niederschlagsklassen zeigt den Kaltfrontniederschlag als dominierende Niederschlagsform. Am meisten Niederschlag dieser Klasse fällt bei westlichen Windrichtungen, während konvektive Ereignisse ihr Maximum bei Südwestwind haben. Unklassifizierte Fälle, also hauptsächlich Stauniederschläge, treten vor allem bei Windrichtungen zwischen  $280^\circ$  und  $0^\circ$  auf. Warmfrontniederschläge sind klimatologisch nicht sehr bedeutend.

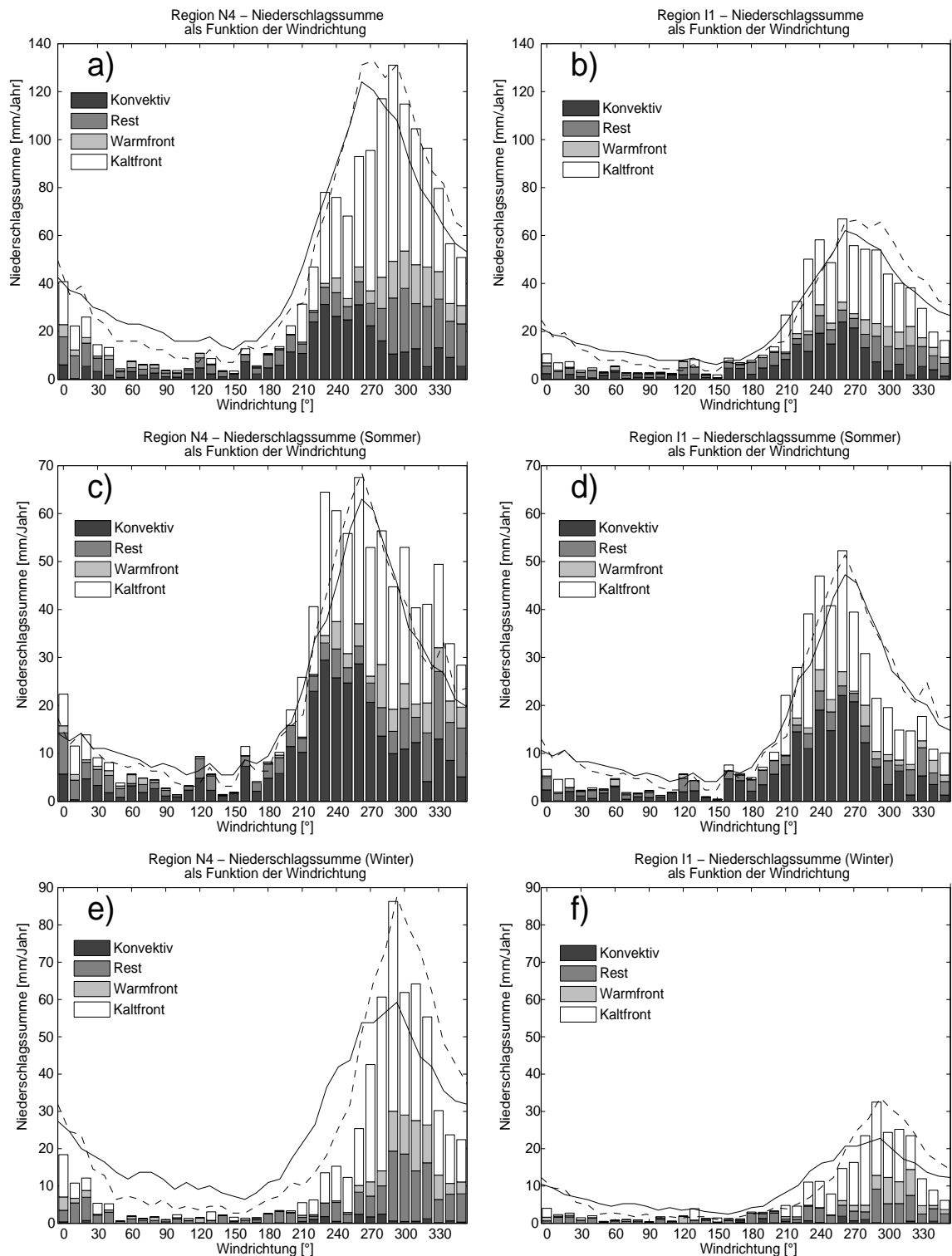
In Abbildung 4.11b ist die Niederschlagssumme in Abhängigkeit von Windrichtung und Niederschlagsklasse für die inneralpine Region I1 dargestellt. Diese Region liegt im oberen Inntal in Tirol und ist um die Station Landeck (810 m) zentriert. Durch das in diesem Bereich tief eingeschnittene Inntal und durch die starke Abschirmung sowohl nach

Norden (Lechtaler Alpen) als auch nach Süden (Öztaler Alpen) ist diese Region als sehr trocken bekannt. Der mittlere Jahresniederschlag der 5 Stationen liegt bei 760 mm im Zeitraum zwischen 1991 und 2000, obwohl die Seehöhe der Stationen teilweise über 1000 m beträgt. Damit zählt diese Region zu den trockensten Gebieten im österreichischen Alpenraum. Folglich sind auch die Niederschlagswerte in Abbildung 4.11b wesentlich niedriger als in Abbildung 4.11a. Die Verteilung der Niederschläge in dieser Region ist relativ breit und weist ein Maximum von 75 mm bei  $260^\circ$  auf, während bei nördlicher bzw. östlicher Anströmung kaum mit Niederschlag zu rechnen ist. Niederschlag in der Region I1 fällt hauptsächlich in einem Windrichtungsbereich zwischen  $230^\circ$  und  $290^\circ$ . Die relative Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen ist definitionsgemäß identisch mit Abbildung 4.11a, die Kurve wurde jedoch anders skaliert und dem Maximum der Niederschlagsbalken angepasst. Das Niederschlagsmaximum bei  $260^\circ$  fällt zusammen mit dem Maximum der strichlierten Kurve, welche die relative Häufigkeit der Niederschlagsintervalle darstellt. Im Gegensatz zur Nordalpenregion N4 ist die Niederschlagseffektivität in Region I1 bei südwestlicher Anströmung wesentlich höher als bei nordwestlicher. Dies hängt mit einem hohen konvektiven Anteil der Niederschläge aus Südwesten und mit einer starken Abschirmung nach Norden hin zusammen. Generell fällt auf, dass der Anteil der konvektiven Niederschläge (schwarze Balken) am Gesamtniederschlag in der inneralpinen Region I1 etwas höher ist als bei der Nordalpenregion N4. Neben konvektiven Ereignissen bei Südwestwind haben vor allem Kaltfrontniederschläge aus westlichen Windrichtungen großen Anteil am Jahresniederschlag.

Um auf jahreszeitliche Unterschiede in der Niederschlagsklimatologie besser eingehen zu können, sind in den Abbildungen 4.11c-f die Niederschlagswerte für die Regionen N4 und I1 getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt. Für die Nordalpenregion N4 ergibt sich im Sommer ein Maximum der Niederschläge bei  $260^\circ$  mit durchschnittlich 68 mm/Jahr. In diesem Windsektor ist auch die Wahrscheinlichkeit für Niederschlag am höchsten, was mit der strichlierten Linie angedeutet ist. Ausgehend von diesem Maximum nehmen die Werte nach rechts, also in Richtung Norden, rascher ab als nach links. Dies hängt mit einem zweiten Maximum der Niederschlagsverteilung bei  $230^\circ$  zusammen, bedingt durch die starken konvektiven Niederschläge. In diesem Windrichtungsbereich fällt nahezu der gesamte Niederschlag auf die Klassen „Kaltfront“ und „konvektiv“, wobei der Anteil der Kaltfrontniederschläge, welche auch die konvektiven Kriterien erfüllen würden, mit 70% sehr hoch ist. Die Region N4 ist ähnlich wie die Region N1 im Sommer von einer hohen konvektiven Aktivität gekennzeichnet. Dies ist auf eine Konvergenz zwischen der großräumigen Südwestanströmung und dem „Alpinen Pumpen“ zurückzuführen, welche bereits in LUGAUER und WINKLER (2005) beschrieben wurde. Der mittlere 6h-Niederschlag in Region N2 ist auch noch bei einer nordwestlichen Anströmung sehr hoch, hier jedoch bedingt durch die orographische Niederschlagsverstärkung hauptsächlich bei Kaltfronten und unklassifizierten Fällen (frontrückseitige Niederschläge).

Im Vergleich dazu ist die Niederschlagsverteilung der inneralpinen Stationen im Sommer in Region I2 in Abhängigkeit der Windrichtung in 700 hPa in Abbildung 4.11d dargestellt. Hier ist das Niederschlagsmaximum bei einer Windrichtung von  $260^\circ$  zu finden. In





**Abbildung 4.11:** Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps für die Regionen N4 (a) und I1 (b). Die Linien zeigen die Häufigkeitsverteilung der Windrichtung für alle Intervalle (durchgezogene Linie) und nur für Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie). Dieselbe Analyse ist in den Bildern c-f getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt.

diesem  $10^\circ$ -Windsektor fallen im Schnitt 53 mm pro Jahr. Generell erreicht der Hauptniederschlag diese Region aus Windrichtungen zwischen Südwest ( $210^\circ$ ) und Westnordwest ( $280^\circ$ ). Bei allen anderen Anströmungsrichtungen in 700 hPa erhalten die 5 Stationen in dieser Region kaum nennenswerten Niederschlag. Der Hauptanteil des Niederschlags fällt im Sommerhalbjahr in die Klassen konvektiv und Kaltfront. Vor allem bei südwestlichen Windrichtungen ist der Anteil der konvektiven Niederschläge sehr hoch. Der meiste Kaltfrontniederschlag (75%) erfüllt bei diesen Windrichtungen ebenfalls die Kriterien für konvektiven Niederschlag. Die Aufteilung der Häufigkeit der einzelnen Windsektoren ist durch die Linien dargestellt, wobei sich die strichlierte Linie nur auf Niederschlagsintervalle bezieht. Wie bei allen vorangegangenen Diagrammen liegen die zwei Linien im Sommerhalbjahr sehr nah beieinander, was einer von der Windrichtung weitgehend unabhängigen Niederschlagswahrscheinlichkeit entspricht. Am häufigsten trifft man in dieser inneralpinen Region auf Westwind von  $260^\circ$ , wo auch in Summe am meisten Niederschlag fällt. Ausgehend von diesem Maximum liegen die Niederschlagsbalken für südwestliche Windrichtungen deutlich über der strichlierten Kurve, während bei Nordwest- und Nordanströmung der mittlere 6h-Niederschlag deutlich niedriger ist. Dies hängt damit zusammen, dass der Frontalniederschlag aus Nord bis Nordwesten stark von den Nordalpen abgehalten wird, während die hauptsächlich konvektiven Wetterlagen aus südwestlichen Windrichtungen in den inneralpinen Regionen zu starken Niederschlägen führen. Auch in dieser Abbildung sieht man, dass der Anteil der konvektiven Niederschläge am Gesamtniederschlag in den inneralpinen Regionen etwas höher ist als in den Nordalpengebieten. Die Unterschiede zwischen der Nordalpenregion N4 und der inneralpinen Region I1 sind im Sommer vor allem bei südwestlicher Anströmung verhältnismäßig gering. Auf die Differenzen zwischen den zwei Regionen und die Gründe dafür wird im folgenden Abschnitt noch genauer Bezug genommen.

Für das Winterhalbjahr (Abb. 4.11e,f) ergibt sich eine völlig unterschiedliche Verteilung. In Region N4 (Abb. 4.11e) findet man das Maximum im Winter bei einer Windrichtung von  $290^\circ$ , also im Vergleich zum Sommerhalbjahr etwas in Richtung Norden verschoben. Der Wert von 85 mm/Jahr übertrifft dabei sogar das Maximum im Sommer, jedoch ist die Spitze im Winter relativ schmal. Bereits in den benachbarten Windsektoren fällt mit ca. 60 mm/Jahr bereits wesentlich weniger Niederschlag. In Summe über alle Windrichtungen macht der Winterniederschlag in etwa 40% der gesamten Jahressumme in Region N4 aus. Das Maximum bei  $290^\circ$  fällt genau mit der häufigsten Anströmung bei den Niederschlagsintervallen zusammen. Bei der Betrachtung der zwei Linien in Abbildung 4.11e fällt auf, dass die Niederschlagswahrscheinlichkeit im Winter bei West- und Nordwestanströmung um einiges höher ist als bei Ost- bzw. Südanströmung. Auch in diesem Punkt erkennt man einen deutlichen Unterschied zum Sommer, wo die Niederschlagswahrscheinlichkeit mehr oder weniger unabhängig von der Windrichtung ist. Der Hauptanteil des Winterniederschlags (ca. 60%) steht in Verbindung mit Kaltfronten, die vor allem aus westlicher und nordwestlicher Richtung zu ergiebigen Niederschlägen in der Region führen. Aber auch die Restklasse und die Warmfrontniederschläge erweisen sich als bedeutende Niederschlagsformen in den Wintermonaten.

Im Gegensatz dazu sind die Winterniederschläge in der inneralpinen Region I1 durch die abschirmende Wirkung der umliegenden Berge bei Frontalniederschlägen wesentlich geringer. Der Anteil des Winterniederschlags an der Jahressumme des Niederschlags beträgt in dieser Region 35%, also etwas weniger als in den Nordalpenregion N4 (40%). Das Maximum der Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.11f wird bei einer Windrichtung von  $290^\circ$  mit 35 mm pro Jahr erreicht. Im Windrichtungsbereich zwischen  $280^\circ$  und  $320^\circ$  fallen fast 50% des gesamten Winterniederschlags, während südliche und östliche Windrichtungen in Verbindung mit Niederschlag im Winter sehr selten sind. Vor allem bei einer reinen Nordanströmung wird die Abschirmung durch die Lechtaler Alpen deutlich. In diesem Windrichtungsbereich liegen die Niederschlagswerte deutlich unterhalb der strichlierten Linie, was einer geringen Niederschlagseffektivität entspricht. Die Aufteilung der Niederschläge in die einzelnen Niederschlagsklassen zeigt den Kaltfrontniederschlag als bedeutendste Niederschlagsform in der Region I1. Rund 60% des Winterniederschlags stehen in Verbindung mit Kaltfronten, welche hauptsächlich bei westlichen und nordwestlichen Windrichtungen auftreten. Des weiteren haben auch die Restklasse und Warmfronten aus Nordwesten einen erheblichen Anteil an der Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.11f. Unter die Restklasse fallen hierbei hauptsächlich sehr langsam ziehende Fronten, die auf Grund der geringen Verlagerungsgeschwindigkeit das Windrichtungs- und das Temperaturkriterium für eine Front nicht erfüllen. Frontrückseitiger Stau tritt in Folge der starken Abschirmung durch die Nordalpen in dieser Region kaum auf.

Beim Vergleich der Niederschlagsverteilungen der inneralpinen Region I1 und der in Kapitel 4.1.4 besprochenen Region V1 um Memmingen im Alpenvorland, kann man einige klimatologische Unterschiede erkennen. Den mittleren Jahresniederschlägen entsprechend (760 mm in Region I1, 1100 mm in Region V1) sind die Niederschlagswerte in Abbildung 4.11b in fast allen Windrichtungssektoren geringer als in Abbildung 4.5b. Sieht man sich die jahreszeitliche Aufteilung der Niederschlagssummen an, erkennt man, dass die Niederschlagsdifferenzen im Sommer hauptsächlich bei westlichen bis nördlichen Windrichtungen auftreten (Abb. 4.11d, 4.5d). Bei dieser Anströmung erhält die inneralpine Region durch die abschirmende Wirkung der Nordalpen bei frontalen Niederschlägen um ca. 30% weniger Niederschlag als das Alpenvorland. Bei Niederschlägen aus südwestlicher Windrichtung, welche sich durch einen hohen konvektiven Anteil auszeichnen, sind die Niederschlagsmengen in beiden Regionen ungefähr gleich hoch. Auch der konvektive Anteil am Sommerniederschlag ist in beiden Regionen annähernd gleich groß. Im Winterhalbjahr sind die Niederschlagsdifferenzen zwischen dem Alpenvorland und den inneralpinen Tälern größer als im Sommer, da kaum konvektive Niederschläge vorkommen. Bei westlichen und nordwestlichen Windrichtungen erhält die Region V1 (Abb. 4.5f) mehr als doppelt soviel Niederschlag wie die Region I1 (Abb. 4.11f), was in der Leelage der Region I1 bei diesen Windrichtungen begründet ist. Bei der Aufspaltung in die einzelnen Niederschlagsklassen kann man auch im Winterhalbjahr keine großen Unterschiede zwischen diesen zwei Klimaregionen erkennen.

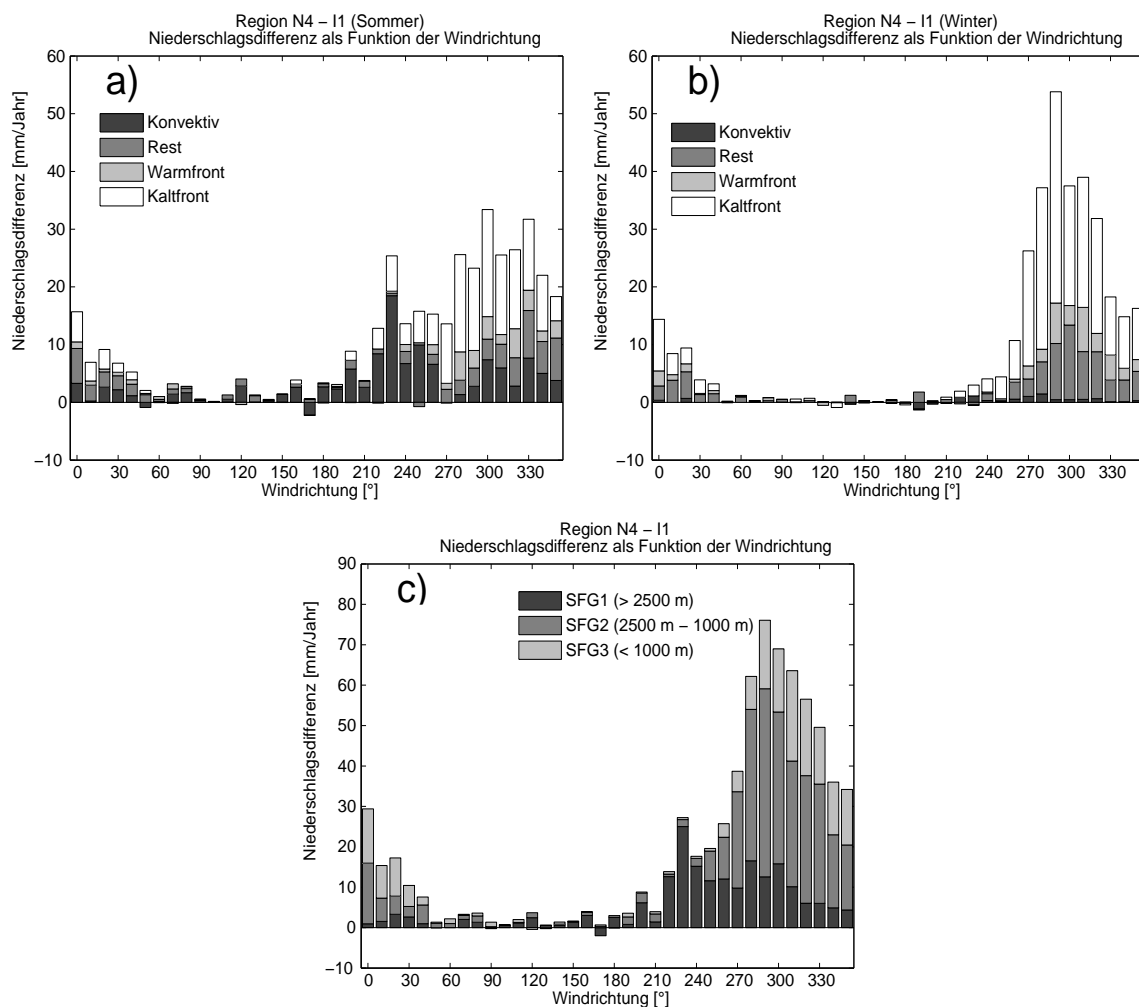
### 4.2.3 Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N4 (Reutte) und I1 (Landeck)

Abbildung 4.12a ergibt sich aus der Differenz zwischen den klimatologischen Sommer-Niederschlagsverteilungen der Regionen N4 (Abb. 4.11c) und I1 (Abb. 4.11d). Das Resultat zeigt fast im gesamten Bereich positive Werte, was einem Niederschlagsplus in der Nordalpenregion N4 entspricht. Dies ist auch nicht verwunderlich, ist doch der mittlere Jahresniederschlag der 5 Stationen in Region N4 mit 1490 mm fast doppelt so hoch wie in der 30 km südlicher gelegenen Region I1. Die Verteilung in Abbildung 4.12a zeigt zwei Hauptgründe für den starken Niederschlagsgradienten. Das erste Maximum der Niederschlagsdifferenz zwischen den zwei Regionen tritt bei einer Windrichtung von  $230^\circ$  auf, wo in der Region N4 um ca. 30 mm pro Jahr mehr Niederschlag fällt. In diesem Windrichtungsbereich sind die Niederschlagsdifferenzen hauptsächlich auf konvektive Ereignisse zurückzuführen. Obwohl die inneralpinen Täler generell eine hohe konvektive Aktivität im Sommer aufweisen, was auch der große Anteil der konvektiven Niederschläge in Abbildung 4.12b zeigt, sind die Niederschlagsmengen aus Gewittern in Region N4 noch deutlich höher. Der Hauptgrund dafür liegt in der geographischen Nähe der Region N4 zum Allgäu (Region N1), das durch die topographische Struktur als eine der gewitterträchtigsten Regionen des Alpenraums bekannt ist. Ferner liegt die Region N4 auch direkt in der Zugbahn von Zellen und Schauern, welche sich über den Zentralalpen bilden und mit der Südwestanströmung Richtung Alpennordrand verdriftet werden. Diese advehierten Zellen und Gewitter werden durch eine Konvergenz der Strömung mit der aus dem Alpenvorland einfließenden Luft an den Nordalpen meistens noch verstärkt. Des weiteren kann es bei einer Südwestanströmung zu einem Auffächern der Isentropen im Lee der Nordalpen kommen (PERISTERI et. al, 2000). Durch die daraus folgende Erhöhung des CAPE kommt es in den Nordalpen bei südwestlicher Anströmung bevorzugt zur Bildung von Gewittern. Der zweite große Anteil am Niederschlagsgradienten zwischen den Regionen N4 und I1 im Sommer fällt auf Windrichtungen zwischen West und Nord. Durch die starke Abschirmung sowohl nach Westen (Arlbergregion) als auch nach Norden (Lechtaler Alpen) erreichen Niederschläge aus diesen Windrichtungen die Region I1 nicht oder nur in sehr abgeschwächter Form. Dies betrifft hauptsächlich Kaltfrontniederschläge, die im Sommerhalbjahr die häufigsten Frontalniederschläge sind. Aber auch die unklassifizierten Fälle, also vor allem frontrückseitiger Stau, leisten einen bedeutenden Beitrag zum Niederschlagsplus in Region N4. Östliche und südliche Anströmungen führen zu keinem signifikantem Niederschlagsgradienten, da solche Windrichtungen kaum in Verbindung mit nennenswerten Niederschlägen auftreten.

Im Winterhalbjahr ist die Niederschlagsdifferenz zwischen den zwei Regionen weitgehend auf Windrichtungen zwischen  $260^\circ$  und  $20^\circ$  beschränkt. Das Maximum von über 50 mm pro Jahr ist im Windsektor von  $290^\circ$  erkennbar. Ein deutlicher Niederschlagsüberschuss in Region N4 tritt generell bei Windrichtungen zwischen  $270^\circ$  und  $320^\circ$  auf, bedingt durch die orographische Niederschlagsverstärkung an den Nordalpen. Ist in der Anströmung in 700 hPa eine schwache Südkomponente vorhanden, werden die Differenzen zwischen den zwei Regionen sofort sehr klein, da sich in diesen Fällen beide Regionen im

Regenschatten des Alpenhauptkamms befinden. Die Niederschlagsdifferenzen bei exakter Nordanströmung sind wesentlich geringer als bei Nordwestanströmung, weil die klimatologische Häufigkeit von Nordwind viel geringer ist als jene von Nordwestwind (Abbildung 4.11c). Im Lee der Nordalpen, also in Region I1, kommt es bei einer Nord- und Nordwestanströmung durch Absinkbewegungen zu einer Abtrocknung der Luft und zu einer Abschwächung der Niederschläge. Bei solchen Wetterlagen kommt es durch das starke Absinken der Luft und durch die Bildung von Schwerewellen des öfteren auch zur Ausbildung von Nordföhn in den inneralpinen Tälern. Der Großteil des Niederschlagsplus' in Region N4 ist auf Kaltfronten zurückzuführen, aber auch die als Rest klassifizierten Niederschlagsereignisse führen sehr häufig zu einem negativen Niederschlagsgradienten in Richtung Alpenhauptkamm. Hinter einer Kaltfront, wenn der Wind auf Nordwest bis Nord gedreht hat, kommt es im gesamten Nordalpenraum durch die orographische Hebung der feuchten Luft zu ausgeprägten Stauniederschlägen (unklassifizierte Fälle). Im Gegensatz dazu treten in den inneralpinen Regionen nach Durchzug der Kaltfront meistens keine Niederschläge mehr auf. Warmfrontniederschläge haben nur einen relativ geringen Anteil am Niederschlagsgradienten zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Tälern. Dies liegt zum einen daran, dass sie klimatologisch nicht sehr häufig auftreten und zum anderen ist bedingt durch die aufgleitende Niederschlagsstruktur an der Warmfront die Abschirmung durch die Nordalpen viel geringer als bei Kaltfronten. Im Winter verhindert manchmal auch ein vorhandener Kaltluftsee in den inneralpinen Tälern ein Absinken der Luft und fördert somit das Übergreifen der Niederschläge in Richtung Alpenhauptkamm.

In einem nächsten Schritt wird nun der Einfluss der Luftmassentemperatur auf den Niederschlagsgradienten untersucht. In einer gebirgigen Region wie den Alpen bietet es sich an, die Temperatur mit Hilfe der Schneefallgrenze auszudrücken. Dazu wird nicht auf die berechneten Werte des MM5 zurückgegriffen, sondern die Schneefallgrenze wird direkt von der gemessenen Temperatur der Synop- und Klimastationen abgeleitet. Dadurch sollen Abweichungen der Temperatur im Tal im Gegensatz zur freien Atmosphäre berücksichtigt werden, welche die Schneefallgrenze deutlich beeinflussen können. Des weiteren sind durch die grob aufgelöste Modelltopographie die Temperaturen in Bodennähe oft mit einer gewissen Ungenauigkeit behaftet. Da in Österreich im Laufe der 90er Jahre das Synopstationsnetz ausgebaut und dabei großteils auf teilautomatische Stationen umgestellt wurde, gibt es bei vielen TAWES-Stationen nur unvollständige Datensätze. Deshalb wird bei den Temperaturen der österreichischen Stationen teilweise auf die Klimastationen desselben Ortes zurückgegriffen. Da bei diesen Stationen nur 3mal täglich abgelesen wird, ist der 00 UTC-Wert aus einem Mittel zwischen dem 18 UTC- und dem 06 UTC-Wert gebildet worden. Dies mag zwar bei einzelnen Terminen zu gewissen Ungenauigkeiten führen, sollte jedoch bei einer klimatologischen Betrachtungsweise kaum einen Einfluss haben. Um die gesamten Niederschlagsereignisse in Klassen zu unterteilen, werden die Schneefallgrenzen von 2500 m und 1000 m betrachtet. Daraus ergeben sich also die drei Temperaturniveaus mit einer Schneefallgrenze von über 2500 m (künftig mit SFG1 abgekürzt), einer Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m (SFG2) und als letzter Klasse alle Fälle mit einer Schneefallgrenze unterhalb von 1000 m (SFG3). Die Wahl dieser Schneefallgrenzen



**Abbildung 4.12:** Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N4 und I1 in Abhängigkeit der Windrichtung und des Niederschlagstyps, getrennt für das Sommer- (a) und Winterhalbjahr (b, siehe Abbildung 4.10 für die Lage der Regionen). Das untere Bilde zeigt die Abhängigkeit des Niederschlagsgradienten von der Schneefallgrenze.

wird dadurch begründet, dass generell zwischen einer Schneefallgrenze in Kammhöhe der Nordalpen und einer Schneefallgrenze in ungefährer Höhe der Talsohle in den inneralpinen Tälern unterschieden werden soll.

Zur Berechnung einer Schneefallgrenze von 1000 m bietet sich in der Region N4 die Synopstation Reutte an, welche 870 m über dem Meer liegt. In der inneralpinen Region I1 steht mit der Station Landeck (785 m) eine Station mit Temperaturwerten zur Verfügung. Ausgehend von einem vertikalen Temperaturgradienten von  $-0,65 \text{ K pro } 100 \text{ m}$  wird in beiden Fällen die Temperatur in 1000 m Seehöhe berechnet. Dies ist gerechtfertigt, da der vertikale Temperaturgradient bei Niederschlag meist sehr nahe am feuchtadiabatischen liegt. Die daraus erzielten 1000 m Temperaturen beider Regionen werden nun gemittelt. Für alle 6h-Niederschlagsintervalle mit einer Temperatur von  $< 1^\circ \text{ C}$  in 1000 m wird

Schneefall angenommen. Um die Fehler bei der Berechnung einer Schneefallgrenze von 2500 m zu minimieren, werden zu diesem Zweck die Wetterdaten einer Bergstation verwendet. In dieser Region wird daher die Station Zugspitze (2964 m) als Referenzstation herangezogen. Hier wird durch einen feuchtadiabatischen Gradienten die Temperatur in 2500 m berechnet, wodurch jetzt alle 6h-Niederschlagsintervalle eingeteilt werden können. Das Ergebnis dieser Einteilung ist in Abbildung 4.12c für die Niederschlagsdifferenzen zwischen den Regionen N4 und I1 dargestellt. Sie zeigt die zuvor angesprochenen zwei Hauptgründe für den Niederschlagsüberschuss in den Nordalpen. Die konvektiven Sommerniederschläge, welche meist mit einer Schneefallgrenze von über 2500 m verbunden sind, führen zu einem deutlichen Niederschlagsplus in Region N4 bei Südwestanströmung. Die Klasse SFG1 besteht jedoch nicht ausschließlich aus konvektiven Ereignissen. Im Sommer kann es des öfteren vorkommen, dass Frontalniederschläge in Verbindung mit einer milden atlantischen Luftmasse zu Regen in einer Höhe von 2500 m führen. Ansonsten treten die größten Differenzen bei einer Nordwest- bis Nordanströmung auf. In diesen Fällen dominiert hauptsächlich die Klasse SFG2. Je stärker die Nordkomponente des Windes in 700 hPa wird, desto größer wird der Anteil der Niederschläge mit einer Schneefallgrenze von unterhalb 1000 m. Bei einer exakten Nordanströmung von  $0^\circ$  fallen fast 50% der Niederschlagsdifferenzen zwischen den Nordalpen und der inneralpinen Region in diese kalte Temperaturklasse. Dies ist nicht verwunderlich, werden doch mit einer nördlichen Strömung hauptsächlich polare Luftmassen in den Alpenraum advehiert, welche sich durch eine entsprechend tiefe Schneefallgrenze auszeichnen. In Summe über die gesamten Windrichtungen tritt der Großteil (ca. 60%) der Niederschlagsdifferenzen zwischen den zwei Regionen in der mittleren Schneefallgrenzenklasse (SFG2) auf.

Eine Untersuchung von normierten Niederschlagsdifferenzen (Niederschlagssumme dividiert durch die Anzahl der Fälle) zeigt, dass durch die orographische Niederschlagsverstärkung in den Nordalpen auch die normierten Niederschlagsdifferenzen bei Nordwest- bis Nordostanströmung am höchsten sind (keine Abbildung). Dabei werden Werte von bis zu 4 mm pro 6h-Intervall erreicht, was sehr beachtlich ist, wenn man berücksichtigt, dass die zwei Regionen nur ca. 30 km voneinander getrennt liegen. Der entscheidende Punkt ist jedoch, dass durch die Lechtaler Alpen die Region I1 relativ gut von Niederschlägen aus dem Norden abgeschirmt ist.

Betrachtet man die Aufteilung der normierten Niederschlagsdifferenzen in die einzelnen Klassen der Temperatur bzw. Schneefallgrenze, weist die Klasse SFG2 die höchsten Werte auf. Dies liegt zum einen daran, dass die SFG1-Klasse vor allem bei südwestlichen bis westlichen Anströmungen zu einem großen Teil aus konvektiven Ereignissen besteht, bei denen die orographische Niederschlagsverstärkung eine nicht so große Rolle spielt. Zum anderen stehen sehr hohe Schneefallgrenzen bei einer Nordwestanströmung oft in Verbindung mit Warmfronten, bei denen auf Grund der Aufgleitbewegung generell ein schwächerer Niederschlagsgradient auftritt. In der dritten Klasse (SFG3) sind die 6h-normierten Niederschlagsdifferenzen reduziert, weil die Niederschlagsmengen bei tiefen Temperaturen generell niedriger sind als bei hohen. Betrachtet man die absolute Häufigkeit der Niederschlagsereignisse in den einzelnen Temperaturklassen zeigt sich, dass im

Mittel Niederschläge mit einer Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m (SFG2) am häufigsten vorkommen, besonders bei westlichen Windrichtungen. Selten sind hingegen Niederschlagsereignisse mit einer Schneefallgrenze über 2500 m (SFG1) und einer Anströmung aus Norden oder Nordosten. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Warmfronten bzw. um die Alpen herumgeführte Okklusionen mit Warmfrontcharakter, welche klimatologisch eher selten sind.

#### 4.2.4 Niederschlagsklimatologie der Regionen N5 (Inzell) und I2 (Zell am See)

Das zweite Paar von Regionen, an denen das Übergreifen von Niederschlägen in die inneralpinen Täler untersucht werden soll, befindet sich im Südosten von Bayern bzw. im österreichischen Bundesland Salzburg (siehe Abb. 4.10 für die Lage der Regionen). Die Region N5, welche aus 5 Stationen in der Nähe von Inzell in Bayern besteht, weist eine sehr ähnliche Niederschlagsklimatologie auf wie die in Kapitel 4.1 besprochene Region N3. Die Niederschlagsverteilung der Region N5 ist in Abbildung 4.13a dargestellt. Das Niederschlagsmaximum findet man bei einer Windrichtung von  $310^\circ$ , wo mehr als 160 mm/Jahr gemessen werden. Die Position des Niederschlagsmaximums ist damit im Vergleich zu den westlichen Nordalpenregion N1 und N4 etwas nach Norden verschoben. Dies entspricht einer generellen, leichten Verschiebung des Strömungsmusters bei Niederschlag hin zu nördlichen Windrichtungen wenn man von Westen nach Osten im Alpenraum wandert. Der mittlere Jahresniederschlag in dieser Region beträgt 1955 mm, also annähernd soviel wie in Region N1. In Verbindung mit Niederschlag kommt am häufigsten eine Anströmung von  $290^\circ$  vor, wie man an Hand der strichlierten Linie erkennt. Der Einfluss der orographischen Niederschlagsverstärkung zeigt sich durch die erhöhte Niederschlagseffektivität bei Nordwest- und Nordanströmung. Die Aufteilung der Niederschlagssumme in die einzelnen Niederschlagstypen bringt wie bei allen untersuchten Regionen hervor, dass Niederschlag im Alpenraum am häufigsten in Form von Kaltfronten auftritt. Auffallend hoch ist in der Region N5 der Anteil der unklassifizierten Fälle, was wiederum auf eine effektive Staulage bei entsprechender Windrichtung hindeutet. Die Summe der konvektiven Niederschläge ist in einem Bereich zwischen  $210^\circ$  und  $330^\circ$  ziemlich gleichmäßig aufgeteilt, wodurch sich diese Region deutlich von der zuvor besprochenen Nordalpenregion N4 unterscheidet.

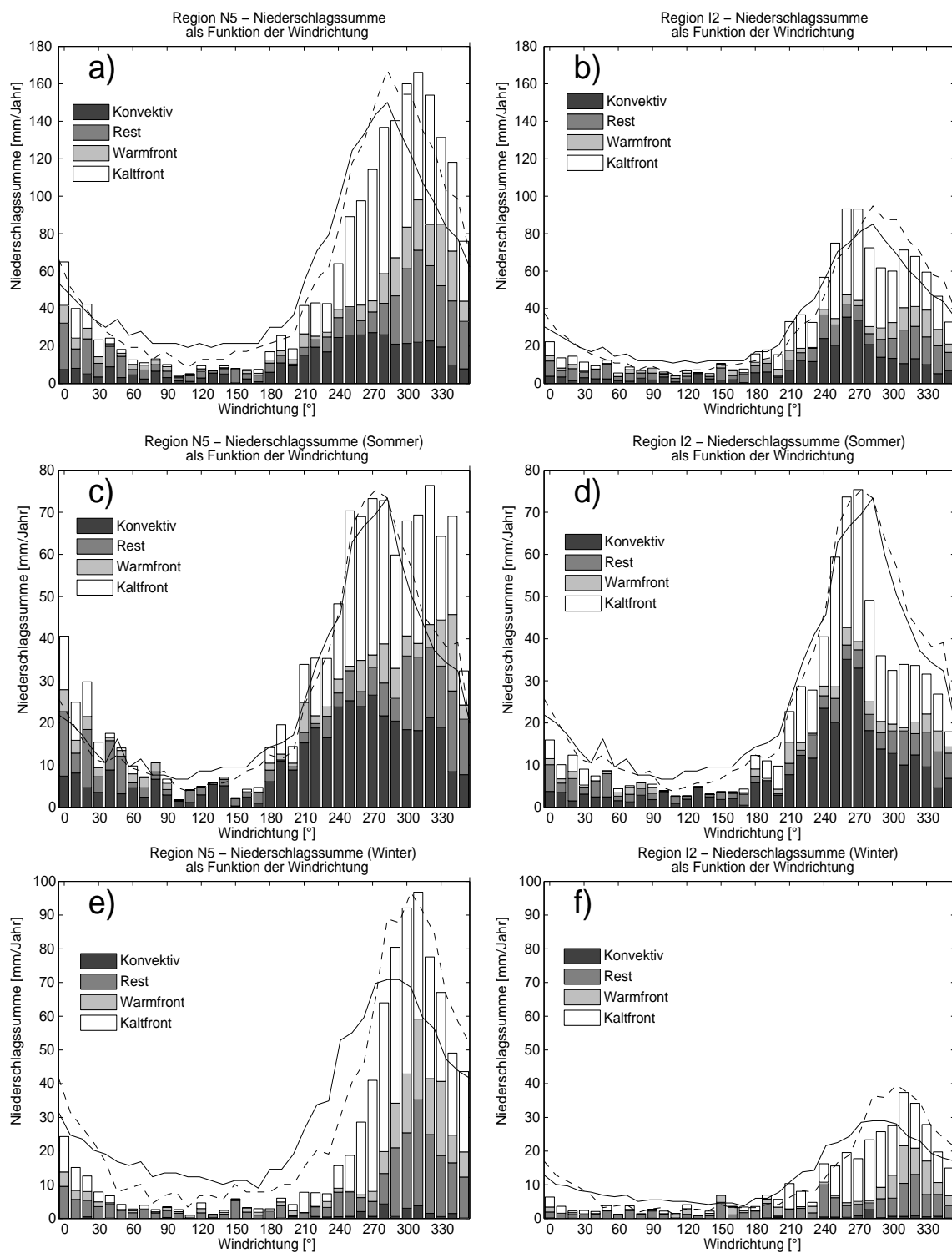
In Abbildung 4.13b ist die entsprechende Niederschlagsverteilung für die inneralpine Region I2 dargestellt. Diese Region befindet sich ca. 50 km südlich von Region N5 im Lee der Nordalpen. Die Stationen dieser Region liegen alle in einem Höhenbereich zwischen 750 m und 900 m und weisen im Mittel einen Jahresniederschlag von 1130 mm auf. Der Grund für die deutlich höheren Niederschlagsmengen als in der zuvor besprochenen inneralpinen Region I1 liegt unter anderem in der Struktur des Alpenbogens. Die Ostalpen haben ihre größte Nord-Süd-Ausdehnung im Westen von Tirol und die Breite nimmt nach Osten hin stetig ab. Dies führt dazu, dass auch der Abschirmungseffekt immer kleiner wird und mehr Niederschlag in die inneralpinen Regionen übergreift. Dies betrifft in Region I2 vor allem Niederschläge aus dem Norden, erreichen doch die Nordalpen in diesem Bereich kaum eine



Höhe von 2500 m. Ein weiterer Grund für die Niederschlagszunahme in den inneralpinen Regionen von Westen nach Osten liegt in der Ausrichtung der Täler. Während in Tirol die meisten Täler der Nordalpen in West-Ost-Richtung verlaufen, sind die Nordalpen in Salzburg durch einige Nord-Süd verlaufende Täler durchtrennt. Folglich kommt es im Westen zu einer starken Abschirmung von Niederschlägen aus dem Norden, da die Luft durch die Täler immer wieder zum Absinken gezwungen wird. Im Osten hingegen wird durch die Nord-Süd-verlaufenden Täler das Übergreifen von feuchter Luft und Niederschlag aus dem Norden wesentlich erleichtert.

Die Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.13b zeigt ein Maximum von 95 mm/Jahr bei einer Anströmung aus  $260^\circ$  und  $270^\circ$ . Dies ist hauptsächlich auf konvektive Ereignisse und Kaltfronten zurückzuführen. Im Gegensatz zur Nordalpenregion N5 ist der mittlere 6h-Niederschlag in dieser inneralpinen Region bei Südwest- bzw. Westanströmung deutlich höher als bei Nordwest- und Nordanströmung.

Betrachtet man die Niederschlagsverteilungen getrennt für das Winter- und Sommerhalbjahr, erkennt man deutlich die unterschiedlichen Bedingungen in den zwei Klimaregionen. In der Nordalpenregion N5 (Abb. 4.13c) ergibt sich für das Sommerhalbjahr eine sehr breite Verteilung mit hohen Niederschlagswerten von ca. 70 mm/Jahr in einem Windrichtungsbereich zwischen  $250^\circ$  und  $340^\circ$ . Hier spielen vor allem Kaltfronten und konvektive Ereignisse eine bedeutende Rolle, aber auch unklassifizierte Fälle führen bei Nordwestanströmung im Sommer zu ergiebigen Niederschlägen in dieser Region. Die Niederschlagswahrscheinlichkeit ist im Sommer unabhängig von der Windrichtung, da konvektive Ereignisse im Sommer häufig bei gradientschwachen Lagen mit geringen Windgeschwindigkeiten auftreten. Dies zeigt auch der hohe Anteil an konvektiven Niederschlägen bei einer Anströmung zwischen  $300^\circ$  und  $330^\circ$ . Ein Vergleich zwischen den Balken und der strichlierten Linie zeigt, dass die Niederschlagseffektivität bei Nordwest- bis Nordanströmung am höchsten ist, also bei den Windrichtungen, bei denen die orographische Hebung zu einer effektiven Niederschlagsverstärkung an den Nordalpen führt. Im Gegensatz dazu zeigt die inneralpine Niederschlagsverteilung im Sommer in Abbildung 4.13d ein Maximum des mittleren 6h-Niederschlags bei einer Westanströmung von  $260^\circ$  bzw.  $270^\circ$ . In diesem Bereich treten auch die meisten konvektiven Ereignisse in der Region I2 auf. Bei Nordwest- und Nordanströmung ist auf Grund der Abschirmung durch die Nordalpen die Niederschlagseffektivität in der Region I2 deutlich geringer. Vergleicht man die Abbildung 4.13d mit der Niederschlagsverteilung der zuvor besprochenen Region I1 (Abb. 4.11d) erkennt man einige Unterschiede. Dem Jahresniederschlag entsprechend sind die Werte in Region I2 wesentlich höher als in der Region I1. Das Niederschlagsmaximum fällt in beiden Regionen bei einer Westanströmung, bedingt durch die klimatologische Häufigkeit dieser Windrichtung. Der Wert von 75 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor ist jedoch in Region I2 um einiges höher als in der um 160 km weiter westlich gelegenen Region I1 (50 mm). Neben den höheren Werten fällt vor allem das schmalere Maximum in Abbildung 4.13d auf. Während in Region I1 die Spitze zwischen  $230^\circ$  und  $270^\circ$  liegt, fallen in Region I2 die Werte vom Maximum bei  $270^\circ$  nach links hin wesentlich steiler ab. Bei einer 700-hPa-Windrichtung von  $240^\circ$  werden hier zum Beispiel nur mehr ungefähr 50% der Nie-



**Abbildung 4.13:** Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps für die Regionen N5 (a) und I2 (b). Die Linien zeigen die Häufigkeitsverteilung der Windrichtung für alle Intervalle (durchgezogene Linie) und nur für Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie). Dieselbe Analyse ist in den Bildern c-f getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt.

erschlagssumme bei  $270^\circ$  gemessen. Dies liegt hauptsächlich daran, dass der konvektive Niederschlag in Region I2 bei einer exakten Westanströmung ein ausgeprägtes Maximum hat, während in Region I1 zwischen einer Südwest- und Westanströmung die konvektiven Niederschlagssummen eher gleichmäßig verteilt sind. Generell sind die konvektiven Niederschlagswerte in Region I2 etwas höher, was auf häufigere und intensivere Niederschläge bei Gewittern schließen lässt. Einen weiteren Unterschied in den Niederschlagsverteilungen der zwei inneralpinen Regionen findet man bei Nordwest- bis Nordanströmung. Bedingt durch die zuvor erwähnte geringere Abschirmung von Fronten aus diesen Windrichtungen sind die Werte in Region I2 mit 30 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windrichtungssektor doppelt so hoch wie in Region I1. Aus südlichen Richtungen erhält auch die Region I2 nur sehr wenig Niederschlag, da hier die mächtigen Hohen Tauern zu einer starken Abschirmung führen. Die Aufteilung der Niederschläge in die einzelnen Klassen ist in beiden inneralpinen Regionen sehr ähnlich. Auch in Region I2 fällt der Hauptanteil des Sommerniederschlags aus konvektiven Zellen in Verbindung mit Kaltfronten. Ebenso ist die klimatologische Häufigkeit der Windrichtungen bei Niederschlag in beiden Regionen nahezu dieselbe. Lediglich das Maximum ist in Region I2 bei  $280^\circ$  zu finden, während es in Region I1 bei  $260^\circ$  liegt.

Im Winterhalbjahr fallen die Niederschlagsdifferenzen zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Regionen durch das Fehlen von konvektiven Ereignissen noch stärker aus als im Sommer. Für die Nordalpenregion N5 ergibt sich für das Winterhalbjahr ein Maximum des Niederschlags bei einer Anströmung von  $310^\circ$ , wie man in Abb. 4.13e erkennen kann. In diesem Windsektor fällt somit im Winter mehr Niederschlag als im Sommer (70 mm), obwohl in Summe über alle Windrichtungen nur ca. 40% des Jahresniederschlags auf das Winterhalbjahr fallen. Der Grund dafür liegt in der südlicheren Lage des Polarjets wodurch Frontalniederschläge im Winter wesentlich häufiger auftreten, als im Sommer. In diesem Windrichtungsbereich ist die Niederschlagssumme mehr oder weniger gleichmäßig auf die drei Klassen Kaltfront, Warmfront und Rest aufgeteilt. Auch darin besteht ein großer Unterschied zum Sommerhalbjahr, wo Warmfronten kaum einen Anteil am Gesamtniederschlag haben. Die klimatologische Verteilung der Windrichtungen in Abbildung 4.13e ist ebenfalls typisch für den Winter und kann in allen untersuchten Regionen beobachtet werden. Einer hohen Niederschlagswahrscheinlichkeit bei West- bis Nordanströmung steht eine geringe Anzahl an Niederschlagsintervallen bei Ost- und Südwinden entgegen. Die meisten Niederschlagsintervalle sind in Verbindung mit einer Windrichtung aus  $310^\circ$ , womit dieses Maximum genau mit den höchsten Niederschlagssummen zusammenfällt.

Die Niederschlagsmengen in der inneralpinen Region I2 erreichen im Winter kaum ein Drittel der Mengen der Nordalpenregion N5, wie in Abbildung 4.13f zu erkennen ist. Wie in den meisten inneralpinen Regionen der Alpen fallen die Winterniederschläge in Region I2 deutlich schwächer aus als im Sommer. Der Anteil von 36% am Jahresniederschlag ist dabei vergleichbar mit der zuvor besprochenen inneralpinen Region I1 (35%) und somit etwas geringer als in den Nordalpen (40%). Das Maximum in Abbildung 4.13f befindet sich bei einer nordwestlichen Anströmung von  $310^\circ$  mit einer durchschnittlichen Menge von 40 mm pro Jahr. Diese Menge ist ziemlich gleichmäßig aufgeteilt auf die drei Klassen Kaltfront, Warmfront und Rest. Wird die westliche Komponente des Windes stärker, treten

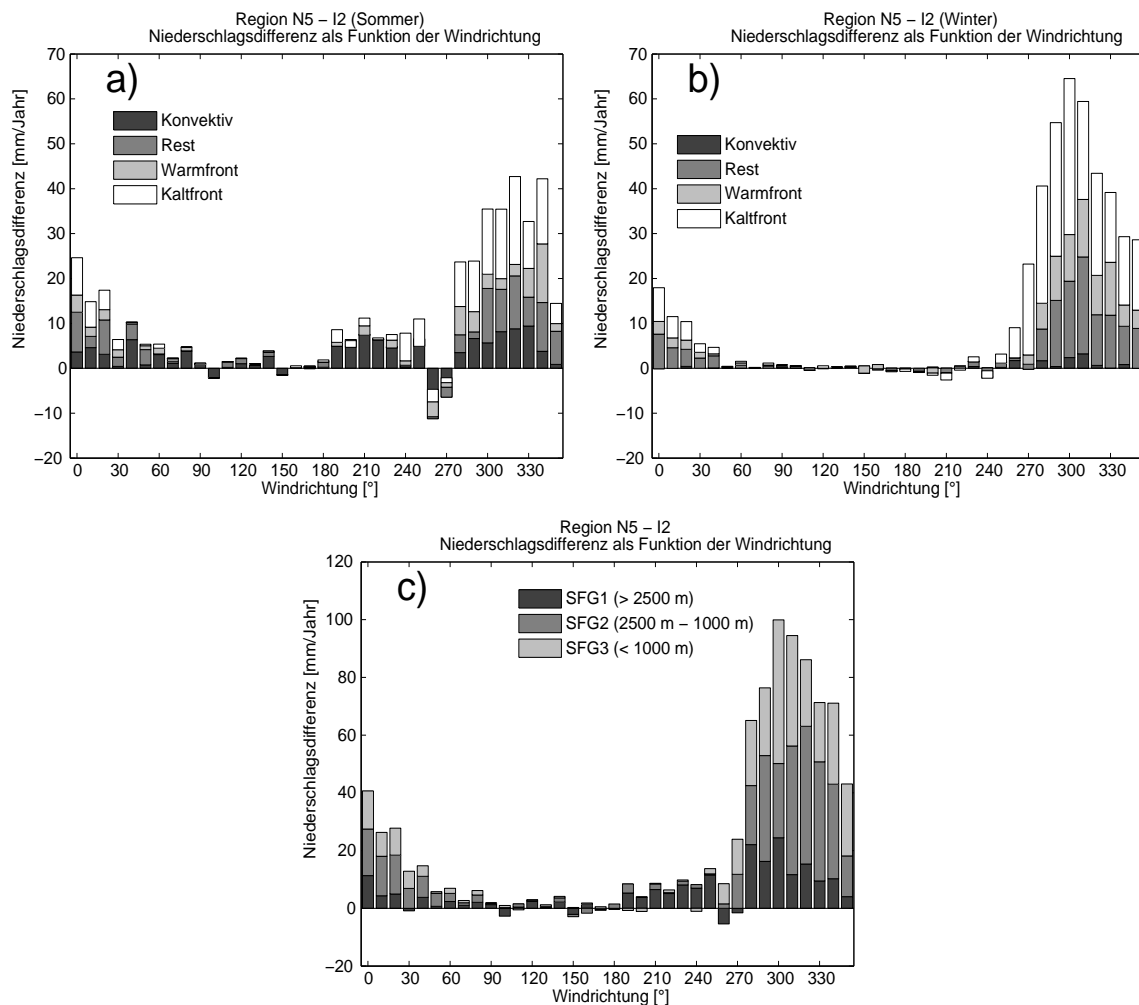
die Kaltfrontniederschläge immer mehr in der Vordergrund. Ein Vergleich mit der Region I1 zeigt besonders bei nördlichen Windrichtungen eine höhere Niederschlagseffizienz in Region I2. Während in Region I1 bei einer Anströmung von  $350^\circ$  kaum nennenswerter Niederschlag fällt ( $< 5$  mm/Jahr), betragen die Werte in Region I2 immerhin 15 mm pro Jahr. Dafür sind wiederum die schwächer ausgeprägten Nordalpen mit zahlreichen Einschnitten in Nord-Südrichtung stromaufwärts von Region I2 verantwortlich. Ein weiterer Grund liegt in einer tendenziellen Verschiebung des klimatologischen Niederschlagsmaximums im Alpenraum. Je weiter man nach Osten voranschreitet, desto mehr verschiebt sich das Niederschlagsmaximum im Winter von westlichen hin zu nördlichen Windrichtungen. Wie bereits in Kapitel 4.1 beschrieben, kommt es im Winterhalbjahr immer wieder vor, dass sich der Alpenraum zwischen einem Hoch im Westen und einem ausgeprägten Tief im Osten in einer kontinuierlich feuchten Nordanströmung befindet. Durch die Nähe zum Hoch fallen dabei die Niederschläge im westlichen Bereich der Ostalpen schwächer aus. Im Osten (Region N5, I2) herrscht hingegen eine Nord- bis Nordostanströmung mit starker orographischer Niederschlagsverstärkung in den Nord- und Zentralalpen. Bei einer westlichen Anströmung in Abbildung 4.13f erkennt man hingegen kaum Unterschiede in den Niederschlagsmengen der beiden Zentralalpenregionen.

#### 4.2.5 Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N5 (Inzell) und I2 (Zell am See)

Zur Untersuchung des Niederschlagsgradienten zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Tälern sind in Abbildung 4.14a,b die Niederschlagsdifferenzen zwischen den zwei Regionen N5 und I2 getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt. Die Differenz ist bei den meisten Windrichtungen positiv, was einem Niederschlagsplus in den Nordalpen entspricht. Im Sommer werden im Windrichtungsbereich zwischen  $280^\circ$  und  $0^\circ$  fast durchwegs hohe Werte von über 20 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor gemessen. Der Maximalwert bei einer Windrichtung von  $320^\circ$  bzw.  $340^\circ$  erreicht dabei sogar über 40 mm/Jahr. Dies zeigt, wie stark der Niederschlagsgradient zwischen diesen beiden Regionen ist, welche nur 50 km voneinander getrennt liegen. Das Auftreten der hohen Niederschlagsdifferenzen bei Nordwest- bis Nordanströmung verdeutlicht den Einfluss der orographischen Niederschlagsverstärkung in Region N5. Ein weiterer interessanter Aspekt in Abbildung 4.14a sind die negativen Niederschlagsdifferenzen bei einer Anströmung von  $260^\circ$  und  $270^\circ$ . Weht der Wind parallel zu den Alpen erhalten die inneralpinen Regionen mehr Niederschlag als der Alpennordrand. Die Werte sind mit 10 mm pro Jahr zwar nicht sehr hoch, aber im Vergleich zu den benachbarten Windrichtungssektoren tritt diese negative Differenz sehr stark in den Vordergrund. Betrachtet man die negativen Balken bei  $260^\circ$  und  $270^\circ$  erkennt man, dass hauptsächlich Fronten und konvektive Ereignisse für diesen negativen Niederschlagsgradienten verantwortlich sind, wobei die Kaltfronten im Sommer häufig mit konvektiven Ereignissen einhergehen. Bei solchen Windrichtungen erweist sich die inneralpine Region um Zell am See als sehr gewitterträchtig, wie auch an den hohen konvektiven Anteilen in Abbildung 4.13d erkennbar ist. Bei einer genauen Betrachtung der Topographie im oberen

Salzachtal, in dem sich die meisten der 5 Stationen befinden, erkennt man ein zonal verlaufendes Tal, das von den nördlichen Teilen der Zillertaler Alpen im Westen abgeschlossen wird. Bei einer westlichen bis leicht südwestlichen Anströmung werden folglich die konvektiven Zellen, welche sich über der erhöhten Topographie im Westen bilden, in Richtung Region I2 advehiert und führen dort häufig zu gewittrigen Niederschlägen. Im Gegensatz dazu befinden sich bei solchen Wetterlagen stromaufwärts von Region N5 keine großen Erhebungen, welche die Bildung von konvektiven Zellen begünstigen könnten. Bei einer Westanströmung in 700 hPa kommt es außerdem über den inneralpinen Regionen häufig zu einer Konvergenz von Luftmassen, die durch die teilweise Umströmung der Alpen in Kombination mit der solaren Heizung über dem Alpenhauptkamm entsteht (CROOK and TUCKER, 2005). Als Folge dieser Konvergenz kommt es inneralpin zu einer Labilisierung der Atmosphäre und zu einer häufigen Bildung von konvektiven Zellen. Dieser Effekt ist in den östlichen Teilen des Alpenbogens wesentlich stärker, weil in diesem Bereich der Alpenbogen eine geringere Nord-Süd-Ausdehnung hat. Der zweite wesentliche Anteil an den negativen Niederschlagsdifferenzen bei  $260^\circ$  und  $270^\circ$  fällt auf Warmfrontniederschläge. Durch das Aufgleiten der warmen Luft kann es vorkommen, dass es am wesentlich höheren Alpenhauptkamm zu einer stärkeren orographischen Niederschlagsverstärkung kommt als in den Nordalpen. Mögliche ablenkende Effekte der Windrichtung in 700 hPa durch den Alpenhauptkamm, der dieses Niveau deutlich überragt, spielen hingegen für die Analyse keine Rolle, da die Windrichtung von einem einzelnen topographisch unbeeinflussten Gitterpunkt am Alpennordrand übernommen wird. Bei einer stärker werdenden südlichen Komponente in Abbildung 4.14a verschwinden die negativen Niederschlagsdifferenzen und es stellt sich wiederum ein Niederschlagsplus in Region N5 ein. Dies hängt möglicherweise damit zusammen, dass bei einer Südanströmung die über dem Alpenhauptkamm gebildeten Gewitter auch die Nordalpenregion N5 erreichen und sich dort durch eine Konvergenz mit der einfließenden Luft aus dem Alpenvorland oftmals noch verstärken. Ein weiterer möglicher Grund für die positiven Werte der Niederschlagsdifferenz in Abbildung 4.14a bei Südanströmung können auch föhnige Effekte in den inneralpinen Tälern sein, die zu einer Reduzierung der Niederschlagsmengen führen. Bei der Analyse von Niederschlagsdifferenzen sei an dieser Stelle noch einmal erwähnt, dass es sich dabei um Nettodifferenzen handelt. Es kommt also bei der Aufsummierung über die positiven und negativen Niederschlagsdifferenzen zu einer gewissen Kompensation. So erhält die Region I2 zum Beispiel nicht bei jeder konvektiven Lage mit einer westlichen Anströmung mehr Niederschlag als die entsprechende Nordalpenregion. Klimatologisch gesehen liefern solche Wetterlagen jedoch im Mittel in der inneralpinen Region I2 mehr Niederschlag als am Alpennordrand.

In Abbildung 4.14b sind die Ergebnisse der entsprechenden Analyse für das Winterhalbjahr dargestellt. Durch die geringe Bedeutung von konvektiven Niederschlägen ist die Niederschlagsdifferenz zwischen den zwei Regionen N5 und I2 fast durchwegs positiv. Bei einer Anströmung zwischen  $270^\circ$  und  $20^\circ$  kommt es durch die orographisch bedingte Niederschlagsverstärkung zu einem starken Niederschlagsgradienten, der bei einer Nordwestanströmung von  $300^\circ$  mit 65 mm pro Jahr sein Maximum erreicht. Sogar bei der klimatologisch nicht so häufigen Nordanströmung erreichen die Werte noch beinahe



**Abbildung 4.14:** Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N5 und I2 in Abhängigkeit der Windrichtung und des Niederschlagstyps, getrennt für das Sommer- (a) und Winterhalbjahr (b, siehe Abbildung 4.10 für die Lage der Regionen). Das untere Bilde zeigt die Abhängigkeit des Niederschlagsgradienten von der Schneefallgrenze.

30 mm pro Jahr. Der Hauptanteil der Niederschlagsdifferenz ist auf Kaltfronten zurückzuführen, deren Niederschlag sich durch die ansteigende Topographie in den Nordalpen wesentlich verstärkt. Aber auch Warmfronten und der postfrontale Nordstau (Restklasse) haben einen wesentlichen Anteil am Niederschlagsplus in Region N5. Vergleicht man die Niederschlagsdifferenzen in Abbildung 4.14b mit jenen zwischen den Regionen N4 und I1 in Abbildung 4.12b, fallen besonders die deutlich größeren Werte bei nördlichen Windrichtungen auf. Im Bereich zwischen 330° und 350° sind die Niederschlagswerte in Abbildung 4.14b doppelt so hoch wie im Westen von Tirol. Dies ist doch sehr beachtlich, vor allem wenn man berücksichtigt, dass die inneralpine Region I2 bei nördlichen Windrichtungen wesentlich mehr Niederschlag erhält als die Region I1. Der Hauptgrund dafür liegt in der orographisch bedingten, effektiveren Stauwirkung in Region N5 im Vergleich zu Region

N4.

Um den Einfluss der Temperatur auf den Niederschlagsgradienten zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Regionen zu verdeutlichen, ist in Abbildung 4.14c wiederum die ganzjährige Niederschlagsdifferenz in Abhängigkeit der Schneefallgrenze dargestellt. Die Schneefallgrenze wurde dabei aus den Temperaturen der Talstationen Zell am See (766 m) und Traunstein (635 m) und der Bergstation Rudolfshütte (2304 m), welche sich etwas südlich der Region I2 an der Nordabdachung der Hohen Tauern befindet, berechnet. Ähnlich wie in der vorher besprochenen Region, wird auch hier die Schneefallgrenze von 1000 m aus den Temperaturwerten der beiden Talstationen berechnet, welche für alle 6h-Intervalle gemittelt werden. Durch die Mittelung der Temperaturen einer Station im Alpenvorland (Traunstein) und einer in den Zentralalpen (Zell am See) soll der Einfluss von seichten inneralpinen Kaltluftseen, welche sich im Winter sehr häufig in den inneralpinen Tälern bilden, etwas reduziert werden. Außerdem ist es vernünftig, bei der Betrachtung von Niederschlagsdifferenzen zwischen zwei Regionen die Schneefallgrenze durch Temperaturwerte beider Regionen zu berechnen. Durch die Annahme eines feuchtadiabatischen Temperaturgradienten ergeben sich aus den Werten der Stationen die Temperaturen in 2500 m (aus der Bergstation) und 1000 m, woraufhin sich die Niederschlagsdifferenzen klassifizieren lassen. Durch die Zusammenfassung von Sommer- und Winterhalbjahr entfallen die negativen Differenzen bei einer Windrichtung von  $260^\circ$  und  $270^\circ$  zu einem großen Teil. Lediglich durch den negativen Wert bei einer Schneefallgrenze von über 2500 m (SFG1) lässt sich erkennen, dass konvektive Niederschläge in Verbindung mit einer Westanströmung in Region I2 meistens ergiebiger ausfallen als in den Nordalpen. Auch bei Fronten kann die Schneefallgrenze über 2500 m liegen. Dies zeigt sich an Hand der Werte von bis zu 25 mm in der Klasse SFG1 bei einer nordwestlichen Anströmung, die damit höher sind als die konvektiven Niederschlagsdifferenzen in Abbildung 4.14a. Ein Vergleich mit den im vorigen Kapitel berechneten Niederschlagsdifferenzen zwischen den Regionen N4 und I1 zeigt neben den höheren Werten auch einen größeren Anteil der Klasse SFG3 in Abbildung 4.14c. Hauptsächlich bei einer westlichen bis nordwestlichen Anströmung ist der Anteil der kalten Temperaturklasse am Niederschlagsgradienten in der östlicheren der beiden Regionen bedeutend höher. Ein Grund dafür könnte in den niedrigeren Winterdurchschnittstemperaturen im Osten liegen. Während in den westlichen Regionen des Alpenraums bei Westanströmung oft eine hohe Schneefallgrenze durch die milden atlantischen Luftmassen herrscht, verbleiben die östlichen Teile der Alpen manchmal im Einflussbereich der kalten, kontinentalen Luftmasse. Eine weitere Ursache könnte auch in der Berechnung der Schneefallgrenze unter Miteinbeziehung der Temperatur der Station Zell am See liegen. Zell am See befindet sich in einer ausgeprägten Beckenlage, in der sich in den Wintermonaten massiv Kaltluft ansammelt. Die Westanströmung in Verbindung mit Niederschlag schafft es dabei häufig nicht, den Kaltluftsee auszuräumen, wodurch die Schneefallgrenze in dieser inneralpinen Regionen häufig wesentlich tiefer liegt als in den Nordalpen. Da beim Niederschlagsgradienten zwischen den Regionen N4 und I1 die Temperatur in 1000 m aus den Stationen Reutte und Landeck, welche beide nicht so häufig von Kaltluftseen betroffen sind wie Zell am See, berechnet wird, könnte dies eine

Auswirkung auf die Aufteilung in die verschiedenen Temperaturklassen haben.

Um den Einfluss der unterschiedlichen klimatologischen Häufigkeit der einzelnen Windrichtungs- und Temperaturklassen zu eliminieren, wurden wiederum die normierten Niederschlagsdifferenzen untersucht (keine Abbildung). Sie zeigen den deutlichen niederschlagsverstärkenden Einfluss der Orographie in Region N5, während im Lee der Nordalpen wesentlich weniger Niederschlag fällt. Besonders hoch sind die normierten Werte zwischen  $280^\circ$  und  $20^\circ$ , wobei die Werte ziemlich gleichmäßig auf die 3 Klassen der Schneefallgrenze aufgeteilt sind. Die mittlere Niederschlagsverstärkung bei Nordwest- bis Nordanströmung ist in Region N5 etwas höher als im Westen von Tirol. Bei südwestlichen bis westlichen Windrichtungen ist hingegen der normierte Niederschlagsgradient zwischen den Regionen N4 und I1 größer. Dies liegt an der bereits erwähnten hohen konvektiven Aktivität in der Region N4 bei solchen Wetterlagen. Andererseits führen aber auch die häufigen Gewitter in der Region I2 zu einer Reduzierung der Niederschlagsdifferenz zum Nordalpenraum.

#### 4.2.6 Niederschlagsklimatologie der Regionen N6 (Fuschl) und I3 (Radstadt)

Das letzte Regionenpaar, welches für diese Untersuchung ausgewählt wurde, befindet sich im österreichischen Bundesland Salzburg und umfasst die Regionen N6 und I3 in Abbildung 4.10. Die Niederschlagsklimatologie der Nordalpenregion N6 ist in Abbildung 4.15a dargestellt. Diese Region besteht aus 5 Stationen im Salzkammergut rund um die Station Fuschl (670 m). Der mittlere Jahresniederschlag dieser Region im Zeitraum zwischen 1991 und 2000 beträgt 1750 mm und ist somit etwas niedriger als in der zuvor besprochenen Region N5. Die gesamte Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.15a ähnelt sehr stark jener der Nordalpenregion N5, welche sich nur 50 km weiter westlich in einer ähnlichen topographischen Lage befindet. Die meisten Niederschläge kommen im  $10^\circ$ -Windsektor bei  $310^\circ$  vor, wo im Mittel 160 mm/Jahr fallen. Grundsätzlich sind Niederschläge in dieser Region meistens in Verbindung mit einer westlichen bis nördlichen Anströmung in 700 hPa. Die Aufteilung der Niederschläge in die einzelnen Klassen zeigt ein stark von der Windrichtung abhängiges Bild. Bei nordwestlichen und nördlichen Windrichtungen dominieren frontale Niederschläge (hauptsächlich Kaltfronten) und der postfrontale Nordstau (Restklasse), während bei westlicher Anströmung hauptsächlich Kaltfronten und konvektive Ereignisse für die Niederschläge verantwortlich sind. Konvektiver Niederschlag tritt hauptsächlich bei Windrichtungen zwischen  $210^\circ$  und  $310^\circ$  auf. Das Verhältnis zwischen den Niederschlagswerten und den relativen Wahrscheinlichkeiten für die einzelnen Windrichtungen bei Niederschlag zeigt die höchste Niederschlagseffektivität bei einer Nordwest- bis Nordanströmung. Auch die Niederschlagswahrscheinlichkeit ist bei diesen Windrichtungen wesentlich höher als bei Südwest- bis Westanströmung.

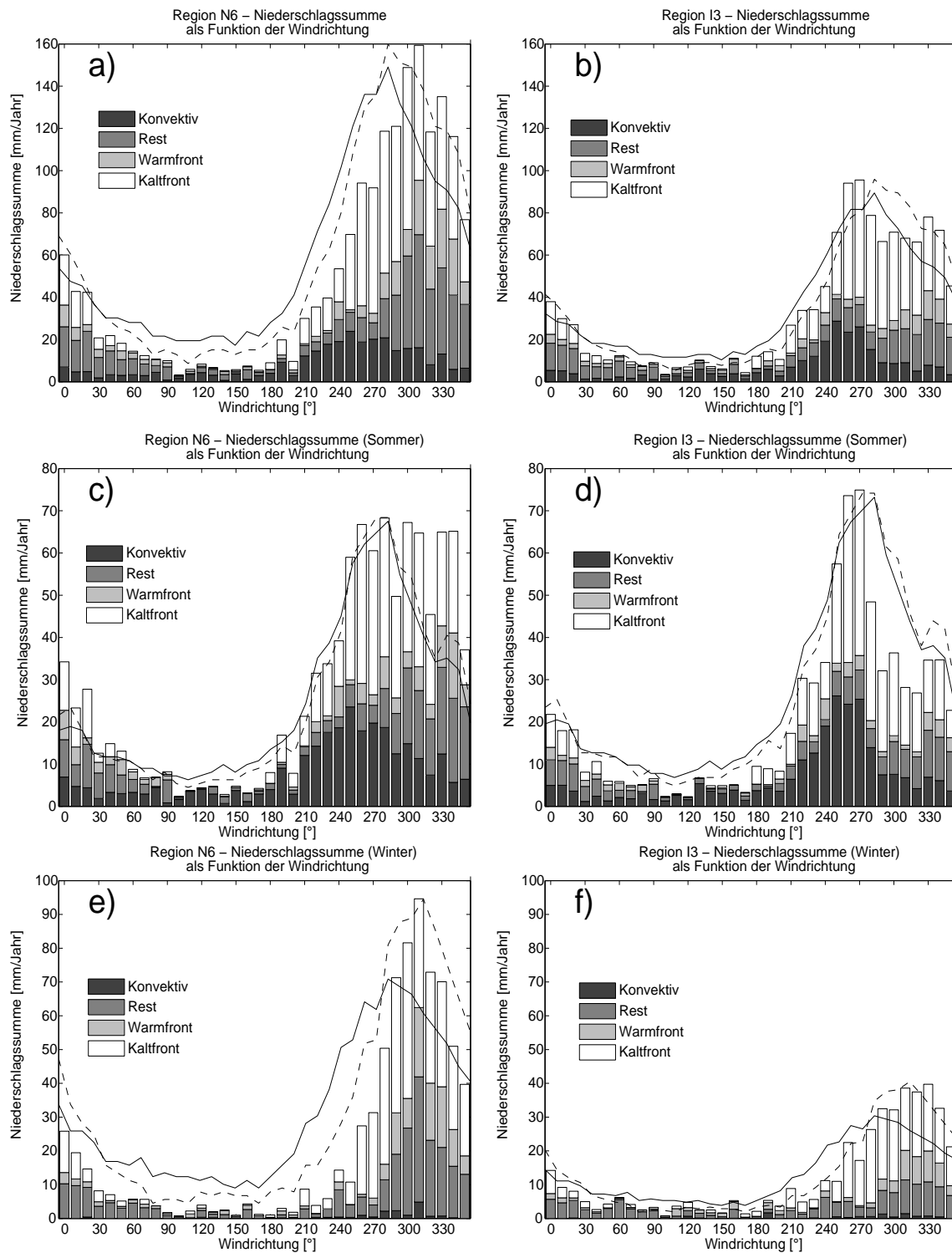
Im Vergleich dazu ist in Abbildung 4.15b die Niederschlagsverteilung der inneralpiner Region I3, welche sich aus Stationen im salzburgischen Pongau um Radstadt (890 m) zusammensetzt, dargestellt. Die Niederschlagsmengen sind für eine inneralpine Region außergewöhnlich hoch, was sich auch am mittleren Jahresniederschlag von 1230 mm zeigt.



Dies liegt vor allem an der bereits erwähnten Abnahme der Kammhöhe der Nordalpen von Westen nach Osten. Bei einer Betrachtung der lokalen Topographie in der Region I3 erkennt man, dass die nördlich vorgelagerten Erhebungen in Form des Tennengebirges nur noch eine Höhe von maximal 2300 m erreichen. Außerdem handelt es sich dabei um keinen durchgehenden Gebirgszug, sondern um zahlreiche kleine Berggruppen die durch Täler voneinander getrennt sind. Dadurch ist der Abschirmungseffekt bei westlichen bis nördlichen Windrichtungen bedeutend kleiner als in den anderen inneralpinen Regionen I1 und I2. In nordöstlicher Richtung ist das Dachsteinmassiv vorgelagert, das zwar beinahe 3000 m erreicht, doch hat dieses Gebirge auf Grund der geringen klimatologischen Häufigkeit von Nordostwind kaum einen Einfluss auf die Niederschlagsverteilung (Abb. 4.15b). Das Niederschlagsmaximum wird bei einer westlichen Anströmung von  $260^\circ$  bzw.  $270^\circ$  mit fast 100 mm/Jahr erreicht. Nimmt die nördliche Komponente zu, verbleiben die Niederschlagssummen bis zu einer Windrichtung von  $340^\circ$  durchwegs über 70 mm/Jahr, obwohl die relative Häufigkeit der Windrichtung bei Niederschlagsintervallen deutlich abnimmt. Dies spricht dafür, dass die orographische verstärkten Niederschläge der Nordalpen hier auch teilweise in die inneralpinen Regionen übergreifen. Ein weiteres Indiz dafür ist der für eine inneralpine Region relativ hohe Anteil an unklassifiziertem Niederschlag bei nordwestlicher bis nördlicher Anströmung. Eine hohe Niederschlagseffektivität wird in dieser Region auch bei Südwest- bis Westanströmung erreicht, bedingt durch die hohe konvektive Aktivität bei dieser Strömungsrichtung. In Summe liefern Kaltfronten den meisten Niederschlag in der Region I3, vor allem im Bereich zwischen  $250^\circ$  und  $330^\circ$ .

Sieht man sich die jahreszeitlich getrennte Niederschlagsverteilung an, erkennt man, dass der meiste Sommerniederschlag in der Nordalpenregion N6 in einem Bereich zwischen  $250^\circ$  und  $340^\circ$  fällt (Abb. 4.15c). Über diesen gesamten Windrichtungsbereich erreichen die Werte im Mittel zwischen 60 und 75 mm/Jahr. Die Sommerniederschläge in der Nordalpenregion N6 sind vor allem durch konvektive Ereignisse und Kaltfronten geprägt. Konvektive Ereignisse treten dabei hauptsächlich bei einer Windrichtung in 700 hPa zwischen  $210^\circ$  und  $330^\circ$  auf, während Kaltfronten erst ab einer Anströmung von  $250^\circ$  einen bedeutenden Anteil an der Niederschlagssumme haben. Kaltfronten sind vor allem bei südwestlicher und westlicher Anströmung häufig mit konvektiven Niederschlägen verbunden. Unklassifizierte Fälle beschränken sich hauptsächlich auf nordwestliche und nördliche Windrichtungen, also auf jene Bereiche, in denen eine starke orographische Niederschlagsverstärkung auftritt. Die Niederschlagsbalken in Abbildung 4.15c folgen in einem Bereich zwischen  $180^\circ$  und  $280^\circ$  ziemlich genau der Kurve der relativen Verteilung der Windrichtungen bei Niederschlag. Wird jedoch die Nordkomponente des Windes größer, nehmen die Werte der strichlierten Kurve stark ab und die Niederschlagswerte liegen deutlich darüber. Dies lässt auf eine hohen mittleren 6h-Niederschlag bei diesen Windrichtungen bedingt durch die orographische Niederschlagsverstärkung an den Nordalpen schließen.

Dieselbe Analyse für die inneralpine Region I3 ergibt ein deutlich unterschiedliches Bild. Während die Niederschlagswerte in der Nordalpenregion im Sommer in einem breiten Bereich zwischen  $250^\circ$  und  $340^\circ$  sehr hoch sind, gibt es in der inneralpinen Region I3 ein ausgeprägtes Maximum bei Westanströmung, wie in Abbildung 4.15d dargestellt. Ausge-



**Abbildung 4.15:** Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps für die Regionen N6 (a) und I3 (b). Die Linien zeigen die Häufigkeitsverteilung der Windrichtung für alle Intervalle (durchgezogene Linie) und nur für Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie). Dieselbe Analyse ist in den Bildern c-f getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt.

hend von diesem Maximum nehmen die Werte in beide Richtungen relativ rasch ab, was einer ähnlichen klimatologischen Verteilung wie in Region I2 entspricht, wobei jedoch die Werte in Region I3 mit bis zu 85 mm pro Jahr etwas höher sind. Zwischen nordwestlichen und nördlichen Anströmungsrichtungen sind die Niederschlagssummen in Abbildung 4.15d mit 30 mm pro Jahr nahezu konstant. Betrachtet man die Verteilung der Windrichtungen, ergibt sich das Maximum im Fall der Niederschlagsintervalle (strichlierte Linie) bei  $270^\circ$ . Der Vergleich zwischen der strichlierten Linie und den Niederschlagssummen zeigt, dass der mittlere 6h-Niederschlag in dieser Region bei Südwest- bis Westwind wesentlich höher ist als bei Nordwestwind. So ist zum Beispiel die Niederschlagssumme bei  $270^\circ$  um ca. 50% höher als bei  $280^\circ$ , obwohl die klimatologische Häufigkeit dieser beiden Windrichtungen annähernd gleich groß ist. Der größte Beitrag dazu kommt von konvektiven Niederschlägen, bei denen die Niederschlagsintensitäten sehr hoch sind. Am häufigsten treten konvektive Lagen bei südwestlicher bis westlicher Anströmung auf. Auch in diesem Punkt ähnelt die Verteilung in Abbildung 4.15d der Niederschlagsverteilung der Region I2 sehr. Niederschläge aus südlichen Windrichtungen sind in Region I3 sehr selten anzutreffen, und auch die Niederschlagseffektivität ist dabei niedriger als bei westlichen Anströmungen. Dies ist auf die starke Abschirmung der Niederschläge von Süden durch den deutlich über 3000 m hohen Alpenhauptkamm zurückzuführen. Die Aufspaltung der Niederschlagssumme in die einzelnen Niederschlagsklassen zeigt eine typische inneralpine Verteilung mit einer ziemlich gleichmäßigen Aufteilung auf die Niederschlagsklassen „konvektiv“ und „Kaltfront“.

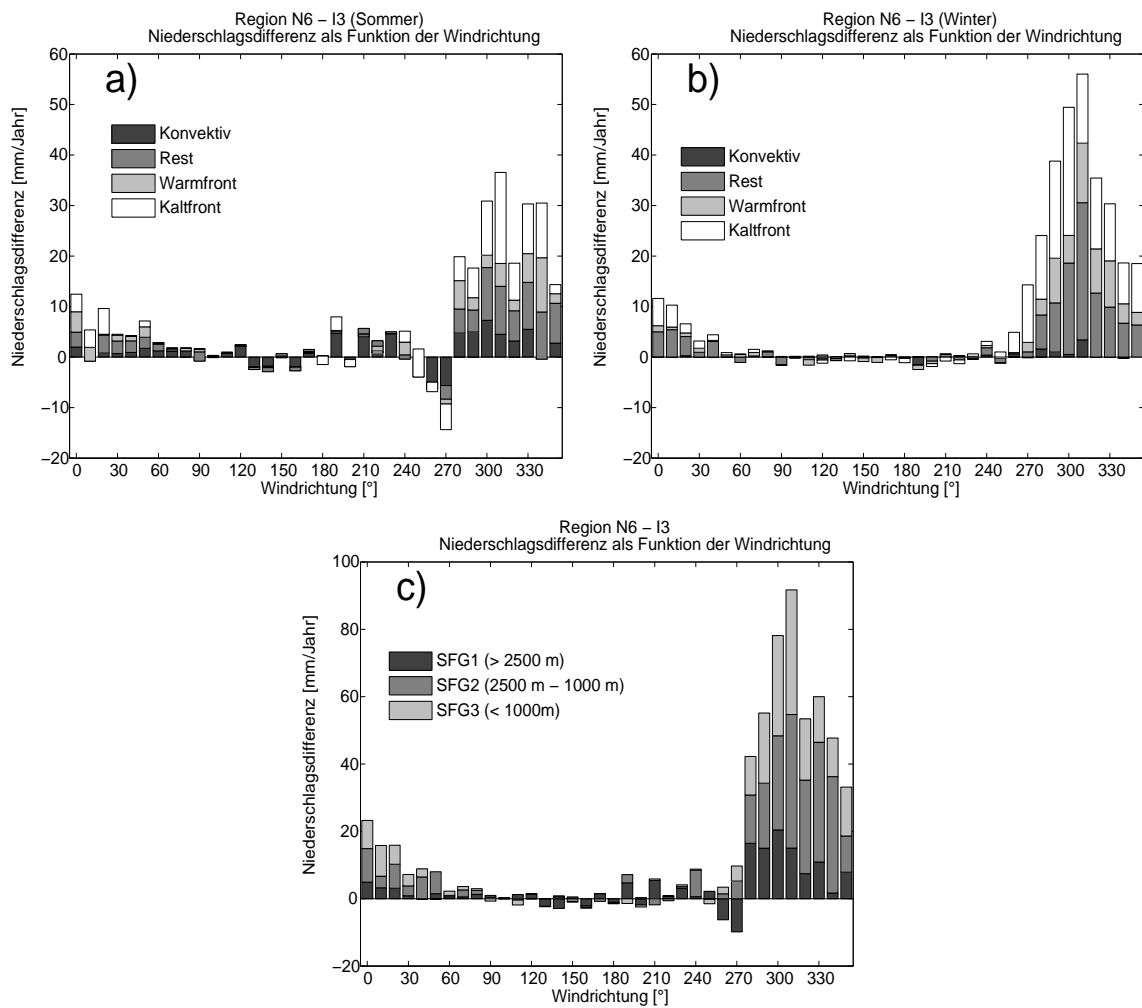
Im Winterhalbjahr (Abb. 4.15e) ist der Verlauf der Niederschlagssummen in der Region N6 sehr nah an der strichlierten Kurve. So fällt das Maximum mit 95 mm/Jahr in denselben Windsektor von  $310^\circ$ , in den auch die meisten Niederschlagsintervalle fallen. Bei nordwestlicher Anströmung ist die Niederschlagswahrscheinlichkeit in dieser Region sehr hoch, was an den wesentlich höheren Werten der strichlierten Kurve im Vergleich zur durchgezogenen Kurve erkennbar ist. Ausgehend vom Maximum bei  $310^\circ$  nehmen die Niederschlagswerte in beide Richtungen relativ rasch ab. Bei einer exakten Nordanströmung von  $0^\circ$  werden zum Beispiel nur mehr 26 mm/Jahr, also nur noch knapp ein Viertel der Werte bei Nordwestanströmung erreicht. Der größte Anteil der Niederschläge im Winter fällt auf Kaltfronten mit ca. 45%. Durch die orographische Niederschlagsverstärkung an den Nordalpen hat auch die Restklasse einen bedeutenden Anteil an der Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.15e. Am häufigsten und ergiebigsten sind solche unklassifizierten Fälle bei einer Anströmung von  $310^\circ$ , wo im Mittel 40 mm pro Winterhalbjahr in diese Niederschlagsklasse fallen. Im Gegensatz zum Sommer treten im Winter auch Warmfronten regelmäßig auf und führen vor allem bei nordwestlicher Anströmung zu nennenswerten Niederschlagswerten.

In der inneralpinen Region I3 (Abb. 4.15f) ist die Niederschlagssumme im Winter wesentlich geringer als im Sommer und auch die Verteilung zeigt einen flacheren Verlauf. Das Maximum wird in der Region I3 bei einer Windrichtung von  $330^\circ$  mit einem durchschnittlichen Wert von 42 mm pro Jahr erreicht. Die Position des Maximums bei Nordnordwest bestätigt die Verschiebung des Niederschlagsmaximums hin zu nördlichen Windrichtungen, je weiter man nach Osten im Alpenraum geht. Die Niederschlagswerte in Region I3 sind

im Winter in einem Bereich zwischen  $280^\circ$  und  $340^\circ$  mit Werten über 30 mm/Jahr relativ hoch. Erst bei noch stärkerer nördlicher Windkomponente nimmt die Niederschlagssumme auf Grund der geringeren Anzahl an Niederschlagsintervallen deutlich ab. Die gesamte Niederschlagsverteilung ähnelt in ihrem Verlauf sehr stark jener in Region I2. Nur die Werte in Region I3 sind, dem höheren Jahresniederschlag entsprechend, um ca. 10% - 20% höher. Die Aufspaltung in die einzelnen Niederschlagsklassen bringt die Kaltfront mit ca. 55% des Gesamtniederschlags als die dominierende Niederschlagsform im Winter hervor. Vor allem bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung erhält diese Region sehr viel Niederschlag aus Kaltfronten. Des weiteren hat auch die Restklasse, also hauptsächlich stationäre Fronten und frontrückseitiger Stau der von den Nordalpen übergreift, einen erheblichen Anteil am Winterniederschlag in Region I3. Damit unterscheidet sich diese Region etwas von den anderen inneralpinen Regionen I1 und I2, wo es kaum zu einem Übergreifen von Stauniederschlägen in die Zentralalpen kommt. In den Windsektoren zwischen  $300^\circ$  und  $330^\circ$  spielen auch noch Warmfrontniederschläge eine bedeutende Rolle. Betrachtet man die Niederschlagseffektivität, so erkennt man einen deutlichen Unterschied zum Sommerhalbjahr. Während im Sommer auf Grund der konvektiven Niederschläge die höchsten mittleren 6h-Niederschläge bei Südwest- bis Westwind auftreten, ist im Winter die Niederschlagseffektivität bei Nordwestwind höher. Auch die Niederschlagswahrscheinlichkeit weist bei Nordwest- bis Nord ein Maximum auf.

#### 4.2.7 Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N6 (Fuschl) und I3 (Radstadt)

Der Niederschlagsgradient zwischen der Nordalpenregion N6 und der inneralpinen Region I3 wird wiederum an Hand der akkumulierten 6h-Niederschlagsdifferenzen in Abhängigkeit der Windrichtung untersucht. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.16a für das Sommerhalbjahr dargestellt. Entsprechend der höheren Jahresniederschlagssumme in Region N6 sind die Werte in den meisten Windrichtungssektoren positiv. Die größten positiven Differenzen werden dabei im Bereich zwischen  $290^\circ$  und  $340^\circ$  mit Werten bis zu 30 mm/Jahr gemessen. Dies ist genau der Bereich, in dem die orographische Hebung am Alpennordrand zu einer deutlichen Niederschlagsverstärkung führt, während die Niederschläge die Regionen südlich der Nordalpen nur in abgeschwächter Form erreichen. Die Werte von bis zu 30 mm/Jahr sind im Vergleich zum Niederschlagsgradienten zwischen den Regionen N5 und I2 etwas niedriger. Dies ist eine unmittelbare Folge der geringeren Differenz der Jahresniederschläge. Während die Nordalpenregion N5 im Mittel um 15% Niederschlag mehr erhält als die Region N6, erweist sich bei den inneralpinen Gebieten die Region I3 gegenüber der Region I2 als niederschlagsreicher. Der Hauptanteil der positiven Niederschlagsdifferenzen geht auf Kaltfronten und die unklassifizierten Fälle zurück. Ähnlich wie zwischen den Regionen N5 und I2 sind auch in Abbildung 4.16a im Sommer in den Nordalpen geringere Niederschlagsmengen bei einer westlichen Anströmung zwischen  $260^\circ$  und  $270^\circ$  in 700 hPa zu erkennen. Die Werte von bis zu 20 mm/Jahr sind durchaus beachtlich, wenn man berücksichtigt, dass es auf Grund der Darstellungsweise zu einem starken Kompensationss-



**Abbildung 4.16:** Niederschlagsdifferenz zwischen den Regionen N6 und I3 in Abhängigkeit der Windrichtung und des Niederschlagstyps, getrennt für das Sommer- (a) und Winterhalbjahr (b, siehe Abbildung 4.10 für die Lage der Regionen). Das untere Bilde zeigt die Abhängigkeit des Niederschlagsgradienten von der Schneefallgrenze.

effekt kommen kann. Der größte Teil der resultierenden negativen Niederschlagsdifferenzen betrifft konvektive Ereignisse und Kaltfronten, bei denen der konvektive Anteil sehr hoch ist. Dies hängt wiederum mit einer höheren Gewitteraktivität des östlichen Alpenhauptkamms bei einer westlichen bis leicht südwestlichen Anströmung zusammen. Dabei kommt es häufig auch zu einer Advektion der über dem Alpenhauptkamm gebildeten Gewitter, wodurch im gesamten inneralpinen Raum hohe Niederschlagsmengen registriert werden. Die Topographie in der Nordalpenregion N6 ist hingegen nach Westen hin ziemlich flach, wodurch die konvektiven Niederschläge bei dieser Anströmung dort schwächer ausfallen. Bei einer stärkeren Südkomponente werden die konvektiven Zellen der Zentralalpen auch in Richtung Nordalpen advehiert wodurch sich in diesem Windsektor kaum ein Niederschlagsgradient ausbildet.

Der Niederschlagsgradient in den Monaten zwischen Oktober und März ist hauptsächlich durch die orographische Niederschlagsverstärkung an den Nordalpen geprägt, wie man in Abbildung 4.16b erkennen kann. Die stärksten Differenzen entstehen, der klimatologischen Häufigkeit der Windrichtungen entsprechend, bei einer Nordwestanströmung von  $300^\circ$ , wo die Nordalpenregion N6 im Mittel um 55 mm pro Jahr mehr Niederschlag erhält als die Zentralalpenregion I3. Auch bei Nordwind ist die orographische Hebung an den Nordalpen stark, jedoch kommen solche Wetterlagen nicht so häufig vor wie Nordwestanströmungen. Den Hauptanteil an den Niederschlagsdifferenzen haben Kaltfronten und unklassifizierte Fälle. Bei einem Kaltfrontdurchgang kommt es wegen der ansteigenden Topographie in den Nordalpen zu einer Verstärkung der Niederschläge. Nach Abzug der Kaltfront halten die Niederschläge in der Nordalpenregion noch an, während es inneralpin durch Absinken zu einer Abtrocknung der Luft kommt. Vergleicht man die Differenzen in Abbildung 4.16b mit den Ergebnissen der bisher analysierten Niederschlagsgradienten, erkennt man im Wesentlichen überall dasselbe Muster. Nur die Niederschlagswerte sind zwischen den einzelnen Regionen etwas unterschiedlich. So sind die Differenzen im Winter zwischen den Regionen N6 und I3 ungefähr vergleichbar mit jenen zwischen den Regionen N4 und I1, jedoch etwas niedriger als zwischen den Regionen N5 und I2. Negative Differenzen zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Regionen treten wegen der Dominanz von westlichen bzw. nördlichen Windrichtungen und dem Fehlen von konvektiven Ereignissen im Winterhalbjahr kaum auf.

In der Abbildung 4.16c ist die Aufteilung der gesamtjährlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen den Regionen N6 und I3 in Abhängigkeit der Schneefallgrenze dargestellt. Die zur Berechnung der Schneefallgrenze benötigten Temperaturwerte wurden von den Stationen Salzburg, St. Johann im Pongau und der Bergstation Rudolfshütte übernommen. Die Station Salzburg, welche 20 km westlich der Zentrumsstation Fuschl liegt, wurde verwendet, da im Datensatz in der Region N6 keine Synop- bzw. Klimastation zur Verfügung steht. Die Schneefallgrenze von 1000 m wurde wiederum aus dem Temperaturmittel der zwei Talstationen (Salzburg, St. Johann) unter der Annahme eines feuchtadiabatischen Temperaturgradienten berechnet. Für die Feststellung des Temperaturniveaus in 2500 m wurde die Bergstation Rudolfshütte (2305 m) herangezogen. Diese liegt zwar rund 60 km südwestlich der Region I3, doch erstens ist in diesem Bereich keine andere Bergstation in ähnlicher Höhe verfügbar, und zweitens gibt es bei den Temperaturen in großer Höhe wesentlich geringere horizontale Unterschiede als am Boden. Die absoluten Differenzen (4.16c) zeigen, dass die mittlere Schneefallgrenzenklasse (SFG2) mit einer Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m zum größten Teil für die den Niederschlagsgradienten in Richtung Nordalpen verantwortlich ist. Dies liegt hauptsächlich daran, dass diese Schneefallgrenzenklasse über das Jahr gesehen am häufigsten vorkommt. Bei nördlichen und nordöstlichen Windrichtungen wird die Klasse SFG3 immer bedeutender, was durch den polaren bzw. kontinentalen Ursprung der Luftmassen im Winter begründet werden kann. Bei südwestlichen und westlichen Anströmungen ist hingegen die Klasse SFG1 dominierend, was auf einen hohen Anteil an konvektiven Niederschlägen hindeutet. Die größten positiven Differenzen treten bei einer Windrichtung von  $310^\circ$  auf und sind mit

90 mm/Jahr vergleichbar mit den Niederschlagsgradienten der anderen beiden untersuchten Regionen. Sehr hohe positive Differenzen treten auch bei nördlichen Windrichtungen auf, während bei einer Westanströmung zwischen  $260^\circ$  und  $270^\circ$  die inneralpine Region ein Niederschlagsplus aufweist. Hierbei handelt es sich hauptsächlich um Sommerniederschläge, wie die hohe Schneefallgrenze von über 2500 m zeigt. Bei der Darstellungsart von Niederschlagsdifferenzen kommt es, wie bereits mehrfach erwähnt, zu gewissen Kompensationseffekten durch die Aufsummierung von positiven und negativen Differenzen. Dies wird zum Beispiel bei einer Windrichtung von  $270^\circ$  augenscheinlich, wo die Differenzen in Abbildung 4.16c etwas geringer sind als jene in den jahreszeitlich getrennten Abbildungen 4.16a,b.

Eine Untersuchung der normierten Niederschlagsdifferenzen (keine Abbildung) hat gezeigt, dass vor allem bei nordwestlicher und nördlicher Anströmung die orographische Niederschlagsverstärkung zu deutlich höheren Niederschlagswerten in der Nordalpenregion N6 führt. Die Differenzen werden rasch kleiner, bzw. sogar leicht negativ, wenn die westliche Komponente in der Anströmung größer wird. Die normierten Differenzen in dieser Region sind etwas geringer als in den zuvor besprochenen Gebieten, was mit den relativ hohen Niederschlagswerten in der inneralpinen Region um Radstadt (I3) zusammenhängt. Die Untersuchung der absoluten Niederschlagshäufigkeit hat gezeigt, dass die mittlere Schneefallgrenzenklasse (SFG2) über das Jahr gesehen eindeutig am öftesten vorkommt. Vor allem Niederschläge in Verbindung mit einer westlichen bis nordwestlichen Windrichtung führen oft zu einer  $1^\circ$ -Isotherme im Bereich zwischen 2500 m und 1000 m.

Zusammenfassend sei zu den Niederschlagsdifferenzen zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Regionen noch erwähnt, dass die Muster der Niederschlagsdifferenzen in allen 3 untersuchten Gebieten sehr ähnlich sind. Der Niederschlagsgradient in Richtung Nordalpen ist dabei sehr stark von der Windrichtung abhängig. Bei nordwestlichen bis nördlichen Anströmungen in 700 hPa kommt es zu einer hohen Niederschlagsverstärkung in den Nordalpen und zu einer Abschwächung der Niederschläge auf Grund von Absinkbewegungen in den inneralpinen Tälern. Auf der anderen Seite können südwestliche bis westliche Windrichtungen im Sommer zu einer Umkehr des Niederschlagsgradienten führen, da die Gewittertätigkeit in den Zentralalpen bei solchen Windrichtungen erhöht ist. Dieser Effekt trifft beim ersten Regionenpaar nicht zu, da sich die Nordalpenregion N4 in einem durch topographische Gegebenheiten (Konvergenz von Luftströmungen) bevorzugten Gebiet für die Entwicklung von Gewittern befindet. Eine Einteilung in 3 Schneefallgrenzenklassen ( $> 2500$  m,  $2500$  m -  $1000$  m,  $< 1000$  m) ergab, dass die größten Niederschlagsdifferenzen in der mittleren Klasse auftreten. Dies hängt jedoch damit zusammen, dass eine Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m über das Jahr gesehen am häufigsten vorkommt. Die Analyse von normierten Differenzen (mm/6h) hat gezeigt, dass es keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen Niederschlagsgradienten und Temperaturniveau gibt.

### 4.3 Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in den Alpen

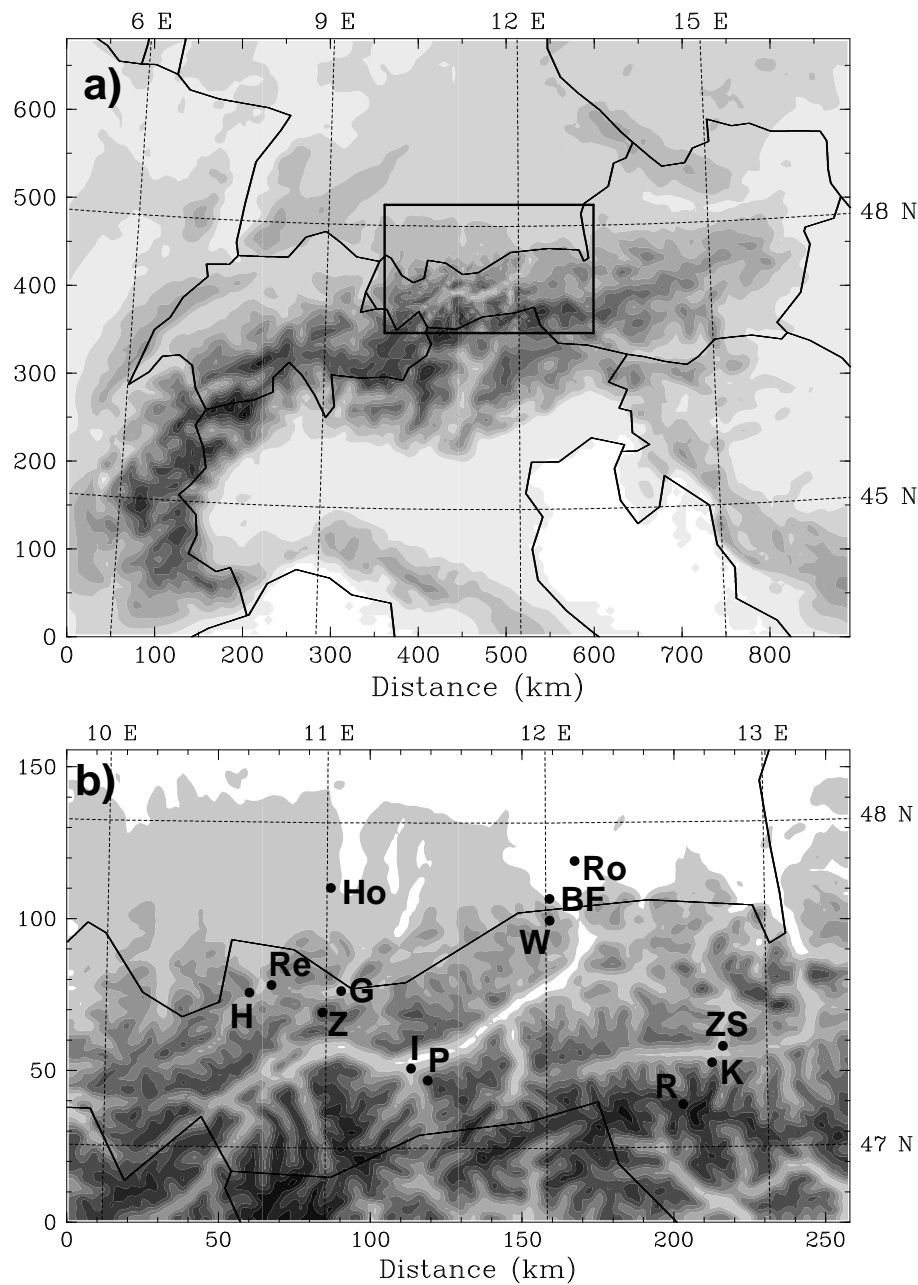
Wie man bereits in den vorangegangenen Kapiteln gesehen hat, ist die räumliche Variabilität des Niederschlags in den Alpen sehr hoch, weil die Topographie die Bildung von Niederschlag stark beeinflusst. Neben der großskaligen Abnahme des Jahresniederschlags von den Randgebieten der Alpen hin zu den inneralpinen Zonen gibt es auf kleinen Skalen oft eine hohe Korrelation zwischen den Niederschlagsmengen und der Meereshöhe (ERK, 1887; BLUMER, 1994). Die Unterschiede im mittleren Jahresniederschlag zwischen benachbarten Berg- und Talstationen können dabei sehr groß sein. Zum Beispiel beträgt der mittlere Jahresniederschlag der Jahre 1991 - 2000 an der Station Garmisch (720 m) im bayerischen Loisachtal an der Grenze zu Österreich 1440 mm, während auf der nahegelegenen Bergstation Zugspitze (2960 m) mit 2087 mm pro Jahr durchschnittlich um 45% mehr Niederschlag gemessen wird. Verschiedene Arbeiten über die Zunahme des Niederschlags mit der Höhe (z.B. SCHÜEPP et al., 1978; SCHWARB, 2001) verdeutlichen aber, dass die Höhengradienten regional sehr unterschiedlich sein können. Bei der Analyse von vertikalen Niederschlagsgradienten sollte immer berücksichtigt werden, dass die Messgenauigkeit der Größe Niederschlag bei Bergstationen wesentlich geringer ist als bei Talstationen. Dies hat zum einen mit den höheren Windgeschwindigkeiten am Berg, zum anderen auch mit der Zunahme des Anteils an festem Niederschlag mit der Höhe zu tun. Beides führt zu einer stärkeren Verdriftung und somit zu einer generellen Unterschätzung der Niederschlagsmengen am Gipfel.

Im folgenden Kapitel soll nun mit Hilfe von vier Stationspaaren, welche jeweils aus einer Berg- und einer nahegelegenen Talstation bestehen, die klimatologische Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz in Abhängigkeit von Temperatur und Windrichtung untersucht werden. Für ein ausgewähltes Stationspaar (Zugspitze/Garmisch) wird die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz zusätzlich auch noch in Bezug auf die verschiedenen Niederschlagstypen besprochen, sowie der Einfluss der Windgeschwindigkeit und des vertikalen Feuchteprofils analysiert. Die synoptischen Umgebungsparameter werden dabei wiederum aus dem arithmetischen Mittel von 6 naheliegenden Gitterpunkten der MM5-Klimamodus-Simulation übernommen. Durch diese räumliche Mittelung werden gewisse kleinskalige Effekte bei bodennahen Variablen reduziert. Für die freie Atmosphäre hat diese Mittelung kaum einen Einfluss, da die Advektionsskala innerhalb eines 6h-Intervalls normalerweise größer ist als die Fläche, die durch die 6 Gitterpunkte abgedeckt wird. Im Fall der Feuchtegrößen wird nur über 3 Gitterpunkte im Alpenvorland gemittelt, da das von der Topographie unbeeinflusste Feuchteprofil der stromaufwärtigen Atmosphäre betrachtet werden soll. Bei der Windrichtung werden, ähnlich wie im vorangegangenen Kapitel, nur die Werte eines nahegelegenen Gitterpunkts verwendet, um räumliche Windänderungen nicht zu glätten.

#### 4.3.1 Auswahl der Stationen

Bei der Analyse von Höhengradienten des Niederschlags ist es sehr wichtig, dass die horizontale Distanz zwischen der Berg- und der Talstation gering ist, da es ansonsten sehr





**Abbildung 4.17:** Lage der ausgewählten Stationen. Das Rechteck in (a) zeigt die Position des Ausschnitts in Abbildung (b). Jedes Stationspaar besteht aus einer Bergstation und einer nahegelegenen Talstation. Die Schattierung zeigt die Topographiehöhe mit einer Schrittweite von 300 m an, wobei in Abbildung (a) die Grauskala auf Meeresebene beginnt, während in Abbildung (b) Gebiete unterhalb von 600 m weiß gekennzeichnet sind. Die Abkürzung für die Stationen stehen für Hahnenkamm (H), Reutte (Re), Hohenpeißenberg (Ho), Zugspitze (Z), Garmisch (G), Innsbruck (I), Patscherkofel (P), Wendelstein (W), Bad Feilnbach (BF), Rosenheim (Ro), Zell am See (ZS), Kaprun (K) und Rudolfshütte (R). Die entsprechenden Seehöhen und die mittleren Jahresniederschläge dieser Stationen sind in Tabelle 4.1 eingetragen.

schwierig ist, die horizontalen Niederschlagsgradienten von den vertikalen zu separieren. Des Weiteren ist auch darauf zu achten, dass die Talstation nicht im unmittelbaren Lee (bezogen auf die vorherrschende Windrichtung) des Berges positioniert ist, da sich die lokale orographische Niederschlagsverstärkung durch Verdriftung von Hydrometeoren oft bis ins Lee ausbreitet (ZÄNGL, 2007a). Die höchsten Stationen im Datensatz, welcher bereits in Kapitel 3 ausführlich besprochen wurde, erreichen eine Höhe von ungefähr 3000 m (Sonnblick 3105 m, Zugspitze 2960 m, Schaufelferner 2880 m). Bei der Auswahl der Stationen für diese Untersuchung wurde, neben einem Höhenunterschied zwischen Berg- und Talstation von mindestens 1000 m, als weiteres Kriterium auch eine geringe horizontale Distanz vorausgesetzt. Des Weiteren müssen die untersuchten Stationen über einen lückenlosen Datensatz über die betrachtete Dekade verfügen. Dadurch reduziert sich die Anzahl an passenden Stationen stark, wodurch für die folgende Untersuchung noch 15 Stationen übrig bleiben.

Stationsname	Abkürzung	Höhe (m)	mittl. Jahresniederschlag (mm)
<b>Hahnenkamm</b>	<b>H</b>	<b>1670</b>	<b>2095</b>
<b>Reutte</b>	<b>Re</b>	<b>870</b>	<b>1445</b>
<b>Zugspitze</b>	<b>Z</b>	<b>2960</b>	<b>2088</b>
<b>Garmisch</b>	<b>G</b>	<b>720</b>	<b>1434</b>
<b>Patscherkofel</b>	<b>P</b>	<b>2247</b>	<b>892</b>
<b>Innsbruck</b>	<b>I</b>	<b>580</b>	<b>934</b>
<b>Wendelstein</b>	<b>W</b>	<b>1832</b>	<b>1795</b>
<b>Bad Feilnbach</b>	<b>BF</b>	<b>530</b>	<b>1336</b>
<b>Rudolfshütte</b>	<b>R</b>	<b>2304</b>	<b>2546</b>
<b>Kaprun</b>	<b>K</b>	<b>750</b>	<b>1082</b>
<b>Hohenpeißenberg</b>	<b>Ho</b>	<b>977</b>	<b>1169</b>
<b>Rosenheim</b>	<b>Ro</b>	<b>444</b>	<b>1097</b>
<b>Zell am See</b>	<b>ZS</b>	<b>766</b>	<b>1167</b>

**Tabelle 4.1:** Stationspaare mit Abkürzungen von Abbildung 4.17b, sowie Meereshöhe und mittlerem Jahresniederschlag zwischen 1991 und 2000. Die unteren 3 Stationen wurden nur zur Berechnung der Schneefallgrenze herangezogen.

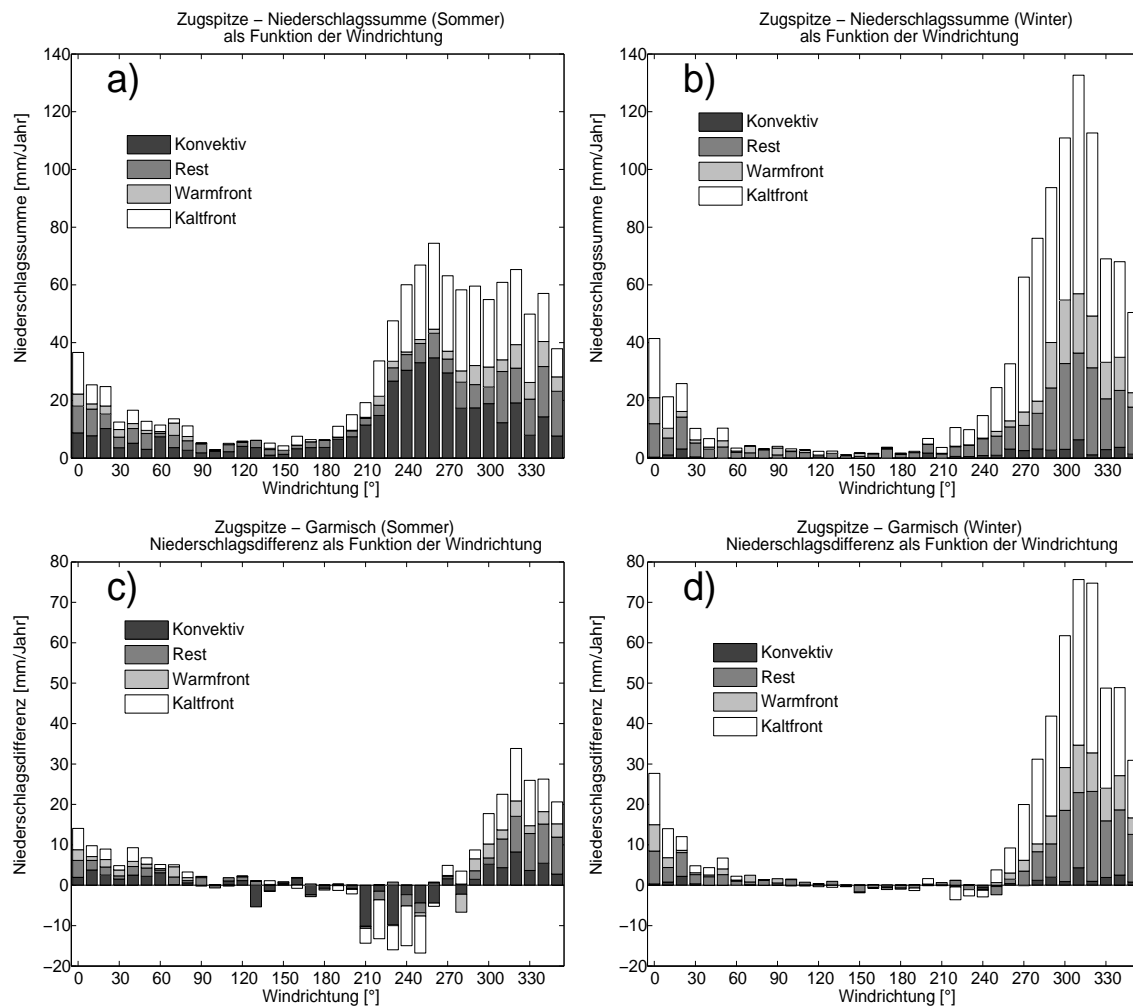
Von diesen wurden jeweils zwei Stationspaare in den Nordalpen (Zugspitze/Garmisch, Wendelstein/Bad Feilnbach) und in den Zentralalpen (Patscherkofel/Innsbruck, Rudolfshütte/Kaprun) ausgewählt. Die geographische Lage der Stationen ist in Abbildung 4.17 dargestellt. Die Seehöhe und der mittlere Jahresniederschlag der einzelnen Stationen im Zeitraum zwischen 1991 und 2000 sind in Tabelle 4.1 eingetragen. Darin sind die Stationen immer paarweise angeordnet. Die letzten 3 Stationen wurden nur zur Berechnung der Schneefallgrenze herangezogen, da es sich bei den betrachteten Talstationen teilweise um Klimastationen bzw. Niederschlagsstationen ohne entsprechende Temperaturwerte

handelt. Der Hauptteil der folgenden Diskussion beschäftigt sich mit dem Stationspaar Zugspitze/Garmisch, da dieses Stationspaar neben einem großen Höhenunterschied (2240 m) auch eine sehr geringe horizontale Distanz (ca. 10 km) aufweist.

### 4.3.2 Niederschlagsklimatologie der Berg- und Talstationen

Bevor auf die Gründe für die Zunahme des Niederschlags mit der Höhe eingegangen wird, werden zuerst die Niederschlagsklimatologien der Stationen besprochen. Für das Stationspaar Zugspitze/Garmisch erfolgt zunächst eine Untersuchung der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz in Bezug auf die verschiedenen Niederschlagstypen. Danach wird für alle Stationspaare die jährliche Niederschlagssumme in Abhängigkeit der Windrichtung in 700 hPa und des Temperaturniveaus dargestellt. Das 700-hPa-Niveau wurde ausgewählt, weil es das unterste Standard-Druckniveau ist, in dem die großräumige Strömung mehr oder weniger ungestört von der Nordalpentopographie verläuft. Um den Einfluss der Temperatur auf die orographische Niederschlagsverstärkung zu verdeutlichen, werden die Niederschlagswerte in 3 Temperaturklassen unterteilt. Diese sind wiederum über eine Schneefallgrenze von  $> 2500$  m,  $2500$  m -  $1000$  m und  $< 1000$  m definiert, wobei die Schneefallgrenze mit einer Temperatur von  $+ 1^{\circ}$  C angenähert wird. Die Wahl dieser Schneefallgrenzen ist darin begründet, dass einheitlich für alle Stationspaare zwischen einer Schneefallgrenze in oder über Gipfelniveau (ca. 2500 m), in oder unter der Höhe der Talsohle (ca. 1000 m) und den dazwischenliegenden Fällen unterschieden werden soll. Die Schneefallgrenze wird mittels der Temperaturen der Stationen, unter Annahme eines feuchtadiabatischen Temperaturgradienten von  $- 0,65$  K/100 m, berechnet. Weil die Temperatur nur von Synopstationen und bedingt von Klimastationen (keine 00 UTC Ableseung) verwendet werden kann, müssen bei manchen Stationen die Temperaturwerte von benachbarten Synopstationen verwendet werden. Dies ist der Fall bei den Stationen Bad Feilnbach und Kaprun, wofür die Temperatur von den nahegelegenen Stationen Rosenheim und Zell am See übernommen wird. Bei der Synopstation Garmisch wird die Temperatur von der Station Hohenpeißenberg (Abb. 4.17b) verwendet. Dadurch reduziert sich zum einen der Fehler bei der Umrechnung der Temperatur auf das 1000-m-Niveau, weil die Station Hohenpeißenberg praktisch auf dieser Höhe liegt (990 m). Zum anderen wird die Konsistenz mit den 1000-m-Temperaturen, welche aus den anderen Talstationen berechnet wurden, verbessert, da sich in Garmisch im Winter oft seichte Kaltluftseen ausbilden. Die Station Hohenpeißenberg liegt hingegen auf einem isolierten Hügel im Alpenvorland und repräsentiert damit die Schneefallgrenze der Luftmasse bei Warmfrontdurchgängen im Winter wesentlich besser als Garmisch. Die Klassen der Schneefallgrenze werden fortan wiederum mit den Abkürzungen SFG1 ( $> 2500$  m), SFG2 (2500 m - 1000 m) und SFG3 ( $< 1000$  m) bezeichnet.

Das erste Stationspaar, das hier untersucht wird, besteht aus der Bergstation Zugspitze (2960 m) und der Talstation Garmisch (720 m). Die beiden Stationen liegen, ca. 10 km voneinander entfernt, in den bayerischen Nordalpen an der Grenze zu Österreich. Das Klima der Talstation Garmisch wurde bereits an Hand von 10 Stationen in der näheren Um-



**Abbildung 4.18:** Niederschlagssumme (mm/Jahr) auf der Zugspitze als Funktion der Windrichtung und des Niederschlagstyps für das Sommer- (a) und Winterhalbjahr (b). Die unteren zwei Bilder zeigen die Niederschlagsdifferenz zwischen der Zugspitze und Garmisch getrennt für Sommer (c) und Winter (d).

gebung von Garmisch in Bezug auf die unterschiedlichen Niederschlagsklassen besprochen (Kapitel 4.1). In Abbildung 4.18 ist nun die klimatologische Niederschlagsverteilung der Station Zugspitze, sowie die Niederschlagsdifferenz zur Talstation Garmisch in Abhängigkeit der Windrichtung in 700 hPa und des Niederschlagstyps getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt. Der mittlere Jahresniederschlag für diese Bergstation in den Nordalpen erreicht im Zeitraum zwischen 1991 und 2000 einen Wert von 2087 mm. Im Sommer (Abb. 4.18a) ergibt sich eine sehr breite Niederschlagsverteilung mit Werten um oder über 50 mm/Jahr bei Windrichtungen zwischen 230° und 340°, wobei das Maximum mit 80 mm/Jahr bei 260° auftritt. Die hohen Werte in diesem Bereich sind einerseits auf die klimatologische Häufigkeit dieser Windrichtungen zurückzuführen, andererseits spielt aber auch die orographische Niederschlagsverstärkung eine entscheidende

Rolle. Dies wird ersichtlich, wenn man die klimatologische Verteilung der Windrichtungen bei Niederschlag für den Sommer in Abbildung 4.2c ansieht. Am häufigsten treten in diesem Gebiet Windrichtungen zwischen  $240^\circ$  und  $260^\circ$  auf. Wird die nördliche Windkomponente größer, nimmt die klimatologische Häufigkeit sehr stark ab, die Niederschlagssumme auf der Zugspitze ist hingegen auch bei nordwestlicher Anströmung noch ähnlich hoch. Dies lässt sich durch die orographische Niederschlagsverstärkung erklären, die umso größer wird, je stärker die Nordwindkomponente in 700 hPa ist. Betrachtet man die Aufteilung der Niederschlagssumme in die einzelnen Niederschlagsklassen, zeigen sich Kaltfronten und konvektive Niederschläge als die dominierenden Niederschlagsklassen im Sommerhalbjahr. Vor allem bei südwestlicher Anströmung ist der konvektive Anteil auf der Zugspitze mit bis zu 50% sehr hoch. Kaltfronten führen in einem Bereich zwischen  $230^\circ$  und  $330^\circ$  zu starken Niederschlägen, während die Restklasse vor allem bei nördlichen Windrichtungen vorkommt. Warmfronten spielen im Sommer hingegen kaum eine klimatologisch relevante Rolle. Vergleicht man die Aufteilung der Niederschlagsklassen in Abbildung 4.18a mit jener in Garmisch (Abb. 4.5c), ergeben sich kaum Unterschiede zwischen der Berg- und der Talstation.

Das winterliche Niederschlagsmaximum kann man auf der Zugspitze bei einer Windrichtung von  $310^\circ$  mit einem Wert von 130 mm/Jahr finden (Abb. 4.18e). Ausgehend von diesem Maximum nehmen die Werte in beide Richtungen relativ stark ab. Die Betrachtung der klimatologischen Häufigkeit der Windrichtungen in Abbildung 4.2e zeigt ein Maximum bei West- bis Nordwestwind von  $280^\circ$  -  $310^\circ$ . Im Gegensatz dazu ist die orographische Niederschlagsverstärkung bei nördlichen Windrichtungen am stärksten, was dazu führt, dass auf der Zugspitze auch noch bei einer Windrichtung von  $0^\circ$  eine relativ hohe Niederschlagssumme von 40 mm/Jahr erreicht wird. Windrichtungen zwischen  $40^\circ$  und  $200^\circ$  führen hingegen auf Deutschlands höchstem Berg zu keinen nennenswerten Niederschlägen. Bei Südwind erhalten die Nordalpen, auf Grund der Lage im Lee des deutlich höheren Alpenhauptkamms, generell wenig Niederschlag, und Ostwinde stehen meistens in Verbindung mit trockener, kontinentaler Luft. Die Aufteilung in die einzelnen Niederschlagsklassen hat im Winter eine völlig andere Charakteristik als im Sommer. Auf Grund des Fehlens von nennenswerten konvektiven Niederschlägen, wird die Niederschlagsverteilung durch die Frontalniederschläge bestimmt. Vor allem Kaltfronten in einem Windbereich zwischen  $270^\circ$  und  $0^\circ$  treten sehr häufig auf und machen dabei gut 50% der gesamten Niederschlagssumme auf der Zugspitze aus. Die Restklasse, also zumeist frontrückseitige Staulagen, haben vor allem bei nordwestlicher und nördlicher Anströmung einen bedeutenden Anteil an der Niederschlagssumme, während Warmfronten zumeist in Verbindung mit einer Windrichtung um  $300^\circ$  auftreten. Im Vergleich zur Talstation Garmisch ergeben sich im Winter nur geringe Unterschiede in Bezug auf die Anteile der einzelnen Niederschlagsklassen. Lediglich der relative Anteil der Restklasse ist auf der Zugspitze etwas höher als im Tal, wo im Gegensatz der Kaltfrontanteil etwas größer ist.

Berechnet man nun die Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch für das Sommerhalbjahr, ergibt sich Abbildung 4.18c. Positive Werte bedeuten dabei mehr Niederschlag an der Bergstation. Dieser Fall tritt durch die orographische Nie-

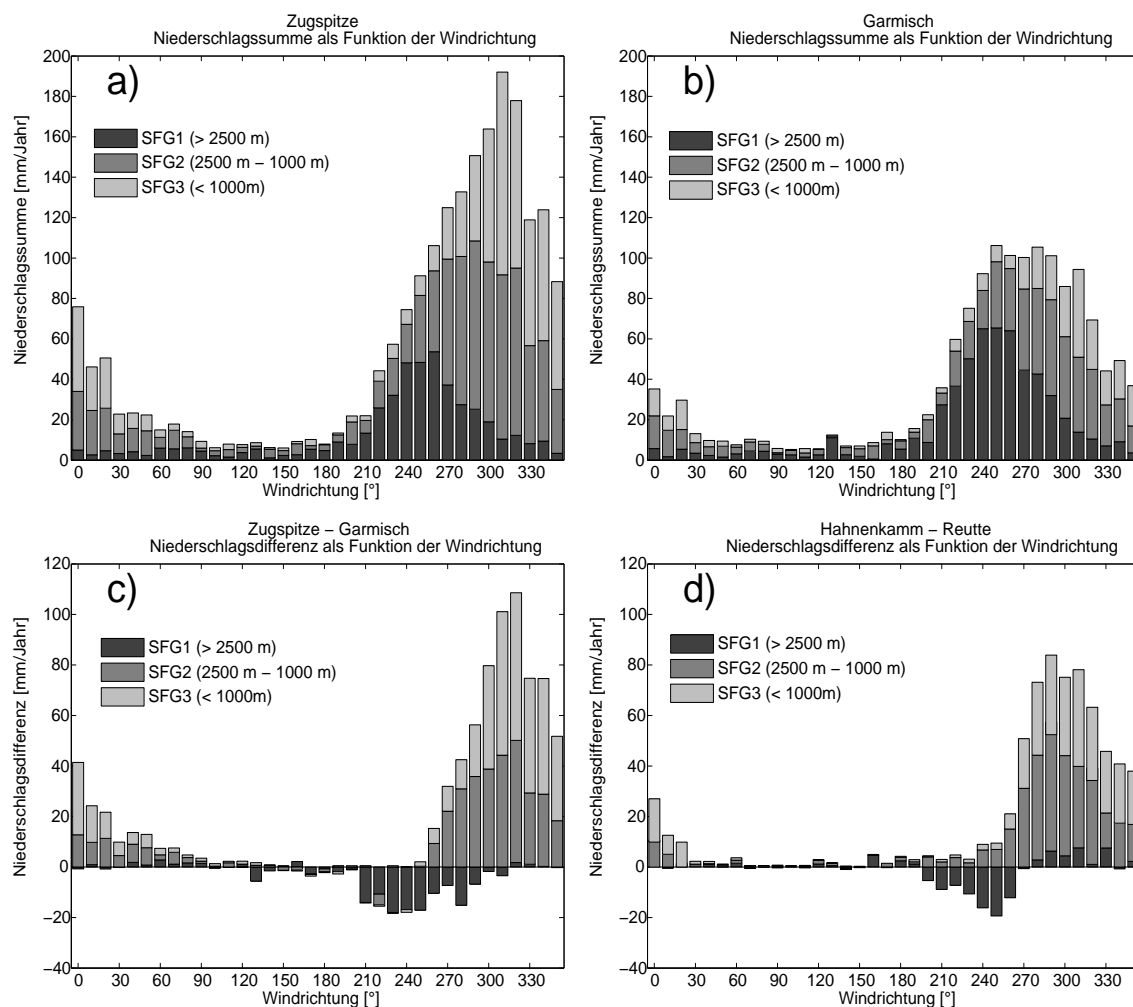
erschlagsverstärkung hauptsächlich in einem Windrichtungsbereich zwischen  $290^\circ$  und  $350^\circ$  auf. In diesem Bereich werden Differenzen von bis zu 35 mm/Jahr erreicht, wobei Kaltfrontniederschläge und die Restklasse den größten Anteil ausmachen. Im Gegensatz dazu treten bei Windrichtungen zwischen  $210^\circ$  und  $260^\circ$  negative Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch auf. Die Werte von über -10 mm/Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor sind dabei beachtlich. Die Aufspaltung in die einzelnen Niederschlagsklassen zeigt dafür hauptsächlich konvektive Niederschläge und Kaltfronten verantwortlich, wobei der Großteil der Kaltfrontniederschläge ebenfalls mit Konvektion in Verbindung gesetzt werden kann. Dies bedeutet, dass bei Gewittern und Schauern aus Südwesten die Talstation Garmisch mehr Niederschlag erhält als die Bergstation Zugspitze. Sieht man sich die lokale Topographie in dieser Region genauer an, erkennt man, dass sich der Gipfel der Zugspitze am westlichen Ende des Wetterstein-Gebirges befindet. Das Wetterstein-Gebirge stellt einen Teil der nördlichen Kalkalpen dar und ist als bevorzugtes Gebiet für die Entwicklung von konvektiven Zellen und Gewittern bekannt. Bis die über den Bergen gebildeten Zellen ihr Reifestadium erreichen und Niederschlag daraus fällt, benötigt es jedoch eine gewisse Zeit. Innerhalb dieser Zeitspanne werden die Zellen durch die südwestliche Anströmung in Richtung Nordosten, also vom Zugspitzgipfel weg, advehiert. Durch die Lage am westlichen Ende des Gebirgszuges fällt also bei konvektiven Lagen und südwestlicher Höhenströmung direkt am Gipfel relativ wenig Niederschlag. Im Gegensatz dazu erreichen die Gewitter die Station Garmisch, welche sich genau in der Zugbahn der Gewitter vom Wetterstein-Gebirge befindet, in einem fertig entwickelten Stadium, was zu höheren Niederschlagswerten führt. Diese Hypothese wird unterstützt, wenn man sich die Niederschlagswerte der umliegenden Talstationen anschaut. Die meisten Stationen erhalten bei solchen Wetterlagen wesentlich weniger Niederschlag als Garmisch, außer sie befinden sich ebenfalls in nordöstlicher Richtung des Wetterstein-Gebirges.

Durch das Fehlen von konvektiven Niederschlägen wird die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz im Winter durch die orographische Niederschlagsverstärkung bestimmt, wie man an Hand von Abbildung 4.18d erkennen kann. Die orographische Hebung an den Nordalpen führt im Windrichtungsbereich zwischen  $270^\circ$  und  $30^\circ$  zu deutlich mehr Niederschlag auf der Zugspitze als im Tal. Das Maximum tritt bei einer nordwestlichen Windrichtung von  $310^\circ$  auf, wo ein Wert von 75 mm/Jahr erreicht wird. Beachtlich sind auch die hohen Werte bei einer exakten Nordanströmung von  $0^\circ$ , wenn man bedenkt, dass diese Windrichtung klimatologisch nicht sehr häufig vorkommt. Südliche und östliche Windrichtungen führen, bedingt durch die niedrige Niederschlagswahrscheinlichkeit, kaum zu einer Niederschlagsdifferenz zwischen diesen beiden Stationen. Die Betrachtung der einzelnen Niederschlagsklassen verdeutlicht, dass die größten Niederschlagsdifferenzen bei Kaltfronten auftreten. Aber auch die postfrontalen Staulagen (Restklasse) führen zu einer starken Niederschlagszunahme mit der Höhe. Auch Warmfronten tragen in Summe zu einer positiven Niederschlagsdifferenz bei, allerdings treten Warmfronten in Verbindung mit starken Niederschlägen klimatologisch nicht sehr häufig auf.

In einem nächsten Schritt werden nun die Niederschlagsklimatologien von der Zugspitze und Garmisch in Bezug auf die 3 Klassen der Schneefallgrenze untersucht. In Abbildung

4.19a erkennt man eine starke Abhängigkeit der Anteile der einzelnen Temperaturklassen von der Windrichtung. Je größer die Nordkomponente in der Anströmung in 700 hPa, desto höher wird der Anteil der Klasse mit einer Schneefallgrenze unterhalb von 1000 m (SFG3). Beträgt der Anteil dieser Klasse bei einer Westanströmung von  $280^\circ$  gerade einmal 10%, ist in einem Windrichtungsbereich zwischen  $320^\circ$  und  $0^\circ$  bereits die Hälfte der Niederschlagssumme mit Schneefall bis unterhalb von 1000 m verbunden. Dies kann leicht mit dem Ursprung der Luftmassen erklärt werden. Je nördlicher die Anströmung, desto größer der Anteil der polaren Luftmasse und desto geringer wird der milde atlantische Einfluss. Im Gegensatz dazu hat die Klasse SFG1 ihr Maximum bei einer südwestlichen Anströmung zwischen  $240^\circ$  und  $260^\circ$ . Die hohe Schneefallgrenze lässt, neben dem mediterranen Ursprung der Luftmasse, auch auf einen hohen konvektiven Anteil bei solchen Windrichtungen schließen. Die mittlere Schneefallgrenzenklasse SFG2 tritt vor allem bei westlicher Anströmung auf und ist in Summe über alle Windrichtungen, klimatologisch gesehen am häufigsten. Sie trägt mit 43%, neben der Klasse SFG3 mit 35%, auch am meisten an der jährlichen Niederschlagssumme auf der Zugspitze bei. Hingegen ist der mengenmäßige Anteil der Klasse SFG1 mit 22% deutlich geringer. Dies liegt hauptsächlich daran, dass bei konvektiven Lagen, bei denen es sich in der Klasse SFG1 hauptsächlich handelt, die orographische Niederschlagsverstärkung keine tragende Rolle spielt. Des Weiteren führen Gewitter und Schauer aus Südwesten an der Gipfelstation Zugspitze zu keinen allzu großen Niederschlagsmengen (Abb. 4.18a).

In Abbildung 4.19b ist dieselbe Analyse für die Talstation Garmisch dargestellt. Neben den deutlich niedrigeren Werten in fast allen Windsektoren fällt auch die etwas westlichere Position des Maximums auf. Während auf der Zugspitze im Windsektor von  $310^\circ$  am meisten Niederschlag registriert wird, befindet sich das Maximum im Tal bei einer Windrichtung von  $250^\circ$ . Der größte Teil des Niederschlags bei dieser Anströmung fällt in die erste Schneefallgrenzenklasse, die hauptsächlich aus konvektiven Niederschlägen besteht. Die Verteilung in Abbildung 4.19b ist generell sehr breit und zeigt in einem Windrichtungsbereich zwischen  $240^\circ$  und  $310^\circ$  mit ca. 100 mm/Jahr in jedem  $10^\circ$ -Windsektor annähernd gleich viel Niederschlag. Erst mit noch stärker werdender Nordkomponente im 700-hPa-Niveau fallen die Niederschlagssummen dann deutlich ab. Bei exakter Nordanströmung von  $0^\circ$  wird mit 35 mm/Jahr nur mehr ein Drittel der Niederschlagssumme bei Westanströmung von  $270^\circ$  registriert. Dies liegt hauptsächlich an der wesentlich geringeren klimatologischen Häufigkeit von Nordwind (Abbildung 4.2), zeigt aber auch die im Vergleich zur Zugspitze (Abb. 4.19a) verhältnismäßig schwache orographische Niederschlagsverstärkung in Garmisch. Während das Verhältnis zwischen der Niederschlagssumme bei der Windrichtung mit der stärksten orographischen Hebung, also normale Anströmung zu den Nordalpen ( $0^\circ$ ), und jener bei der klimatologisch am häufigsten vorkommenden Windrichtung von  $270^\circ$  in Garmisch bei 30% liegt, beträgt dieser Wert auf der Zugspitze 67%. Dies zeigt, dass es durch die starke orographische Hebung an der Zugspitze zu einer hohen Niederschlagsverstärkung bei entsprechender Anströmung kommt. Betrachtet man die Aufteilung in die einzelnen Klassen der Schneefallgrenze, erkennt man auch hier einen deutlichen Unterschied zur Verteilung in Abbildung 4.19a. Während die mittlere Schnee-



**Abbildung 4.19:** Jährliche Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und der Klasse der Schneefallgrenze, für die Zugspitze (a) und Garmisch (b). Das linke untere Bild zeigt die jährliche Niederschlagsdifferenz zwischen diesen beiden Stationen, das rechte die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz zwischen den Stationen Hahnenkamm und Reutte.

fallgrenzenklasse SFG2 in Garmisch mit 37% noch einen ähnlich hohen Anteil an der jährlichen Niederschlagssumme hat wie auf der Zugspitze (43%), fällt in die Klasse SFG1 im Tal mit 41% ein bedeutend höherer Niederschlagsanteil als an der Bergstation (22%). Als Konsequenz ist natürlich der Anteil der Klasse SFG3 auf der Zugspitze wesentlich höher als im Tal.

Dies bestätigt die Niederschlagsdifferenz innerhalb dieses Stationspaares, welche in Abbildung 4.19c dargestellt ist. Die größten positiven Niederschlagswerte in dieser Differenzendarstellung fallen in den Windsektor von 320°, in dem auf der Zugspitze im Jahr um 110 mm mehr Niederschlag fällt als im Tal. Dieser Niederschlagswert ist dabei ziemlich gleichmäßig auf die beiden Klassen SFG2 und SFG3 aufgeteilt. Bei zunehmender Nordkomponente hat die Klasse SFG3 einen immer größeren Anteil am Niederschlagsüberschuss



auf der Zugspitze, während bei Westwind die meisten 6h-Niederschlagsdifferenzen in die Klasse SFG2 fallen. Bei exakter Nordanströmung von  $0^\circ$  fällt auf der Zugspitze immer noch um 40 mm/Jahr mehr Niederschlag, obwohl diese Windrichtung klimatologisch gesehen gar nicht so oft auftritt. Ein weiterer interessanter Punkt in Abbildung 4.19c sind die negativen Niederschlagswerte bei südwestlichen und westlichen Windrichtungen, welche bereits in Bezug auf die Niederschlagsklassen diskutiert wurden. Dass es sich dabei hauptsächlich um konvektive Niederschläge handelt, wird durch die hohe Schneefallgrenze von über 2500 m bestätigt.

Dieses Phänomen tritt nicht nur speziell in der Nähe der Zugspitze auf, sondern bei allen Gebirgszügen mit vergleichbarer Topographie. So ergibt zum Beispiel eine Darstellung der Niederschlagsdifferenz zwischen den Stationen Hahnenkamm und Reutte (Abb. 4.17 für die Position der Stationen) ein sehr ähnliches Bild. Diese zwei Stationen befinden sich im Tiroler Außerfern, wobei die Bergstation Hahnenkamm (1670 m) südwestlich der Talstation Reutte (870 m) lokalisiert ist. Dadurch ergeben sich ähnliche Niederschlagsmuster wie beim Stationspaar Zugspitze/Garmisch. Beim Vergleich zwischen den Stationen Hahnenkamm und Reutte wurden die Niederschläge an Hand der Temperaturen von der Zugspitze und der Station Reutte in die unterschiedlichen Klassen unterteilt. Wie man in Abbildung 4.19d erkennen kann, erhält die Bergstation durch die orographische Niederschlagsverstärkung bei nordwestlicher bis nördlicher Anströmung deutlich mehr Niederschlag als das Tal. Die Niederschlagsdifferenzen sind hier vergleichbar mit jenen in Abbildung 4.19c, was in einer ähnlichen Differenz zwischen den Jahresniederschlägen der Berg- und Talstationen begründet ist (Tabelle 4.1). Dies ist etwas erstaunlich, ist doch die Zugspitze mit 2960 m um etwa 1300 m höher als der Hahnenkamm (1670 m). Trotzdem erhalten beide Bergstationen in etwa dieselben mittleren Jahresniederschlagsmengen. Dies spricht für die etwas effektivere Staulage des Hahnenkamms, vor allem bei westlichen bis nordwestlichen Anströmungen. In Abbildung 4.19d kommt es bei konvektiven Niederschlägen in Verbindung mit einer südwestlichen Höhenströmung zu einer negativen Niederschlagsdifferenz zwischen dem Hahnenkamm und Reutte. Auch hier ist in einem Bereich zwischen  $190^\circ$  und  $270^\circ$  die Niederschlagsmenge in der Klasse SFG1 in Reutte höher als auf dem Hahnenkamm. Die Werte erreichen bis zu 20 mm/Jahr, wobei man bedenken muss, dass es sich dabei um Nettodifferenzen handelt, es also zu gewissen Kompensationseffekten von negativen und positiven 6h-Niederschlagsdifferenzen kommen kann. Ganz ähnlich wie beim zuvor betrachteten Stationspaar Zugspitze/Garmisch, kommt es auch in diesem Gebiet zu einer Advektion von Gewitterzellen, welche sich über dem Hahnenkamm bilden und dann in Richtung Reutte ziehen. Da sich die Zellen dabei von der Bergstation wegbewegen und sich erst bei ihrem Weg in Richtung Nordosten fertig entwickeln, führen konvektive Niederschläge zu einer negativen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz. Bei einer Westanströmung von  $270^\circ$  verschwindet dieser Effekt, da die Zellen sich in diesem Fall an der Station Reutte vorbeibewegen.

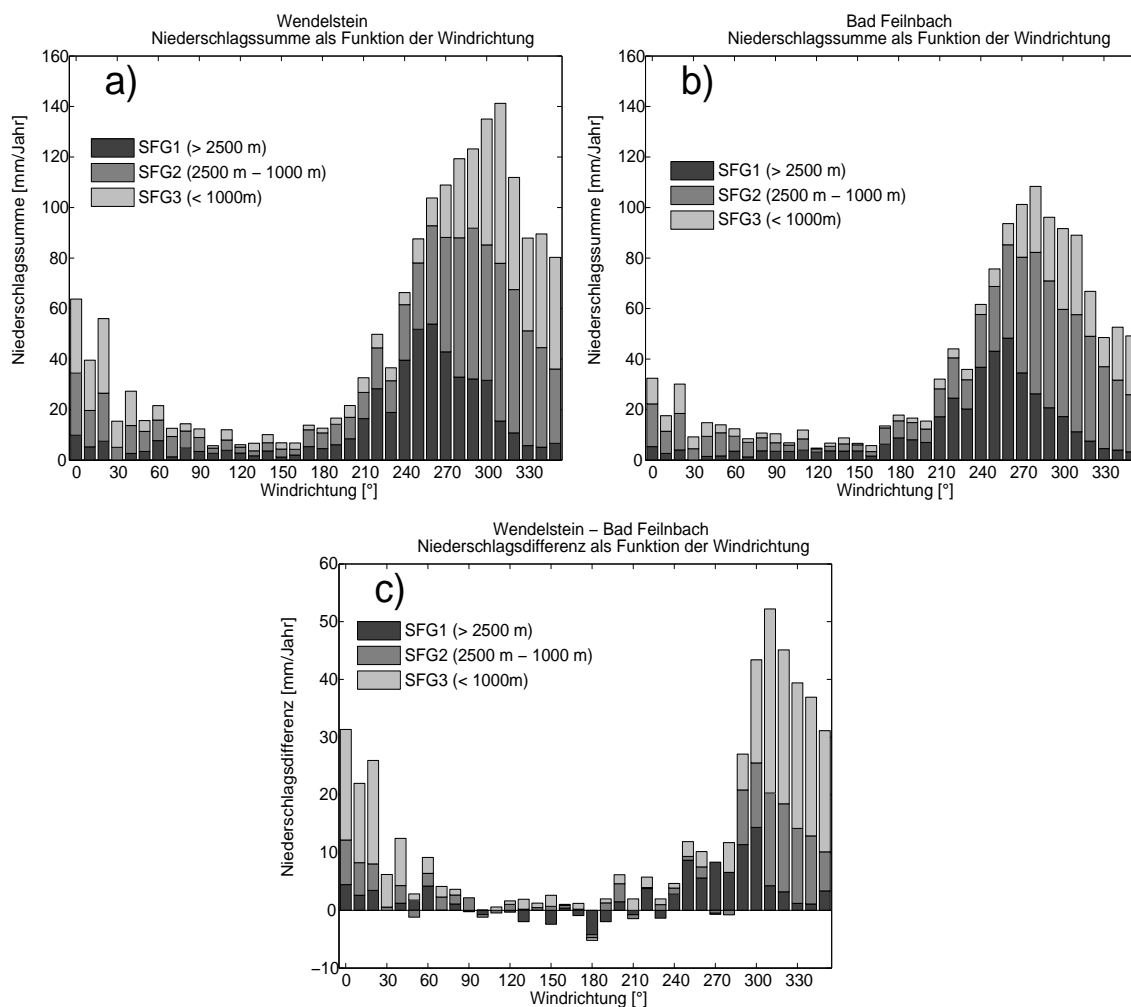
In Abbildung 4.19c treten negative Niederschlagsdifferenz zwischen der Zugspitze und Garmisch in der Schneefallgrenzenklasse SFG1 auch bei einer nordwestlichen Anströmung aus. Die Werte sind bei solchen Windrichtungen nur mehr sehr gering, was an einem

starken Kompensationseffekt in diesem Bereich liegt. Das heisst, es gibt bei einer Windrichtung von zum Beispiel  $310^\circ$  und einer Schneefallgrenze von über 2500 m viele Fälle, bei denen die Station Garmisch mehr Niederschlag erhält als die Zugspitze, jedoch auf der anderen Seite auch einige Fälle mit einer Niederschlagszunahme mit der Höhe. Wegen dieses Kompensationseffektes erscheinen diese negativen Differenzen auch bei der Betrachtung der einzelnen Niederschlagsklassen in Abbildung 4.18c nur sehr abgeschwächt. Bei den negativen Niederschlagsdifferenzen kann an dieser Stelle nicht mehr mit advehierten konvektiven Zellen argumentiert werden, da sich diese ja bei einer Nordwestanströmung von der Zugspitze in Richtung Süden, also nicht in Richtung Garmisch, bewegen. Außerdem sind konvektive Zellen in Verbindung mit einer nordwestlichen Anströmung eher selten, wie man in Abbildung 4.2 erkennt. Auch Messfehler durch die Verdriftung von Niederschlagsteilchen können nicht der Grund für die negativen Differenzen in der SFG1-Klasse sein. Die Unterschätzung der Niederschlagsmengen müsste nämlich bei Schneefall (SFG2, SFG3) wesentlich größer sein als bei den schwereren Regentropfen. Des weiteren sind hohe Windgeschwindigkeiten im Sommer viel seltener als im Winter, wodurch die Wahrscheinlichkeit für massive Meßfehler weiter verringert wird. Eine plausible Erklärung für diese Fälle findet man in ZÄNGL (2007b). In dieser Arbeit wurde durch hoch aufgelöste numerische Simulationen das Niederschlagsmuster bei zwei Starkniederschlagsfällen in den Alpen untersucht. Dabei stellte sich heraus, dass es bei einer Schneefallgrenze ungefähr in Kammniveau zur Ausbildung eines lokalen Niederschlagsminimums am Gipfel kommt. Dies liegt an der unterschiedlichen Fallgeschwindigkeit von Schneefall und Regen (Tabelle 2.1), was zu einer Divergenz von Hydrometeortrajektorien führt. In den obersten Zonen des Luvhanges fällt der Regen trotz der hohen Windgeschwindigkeit zu Boden, während der feste Niederschlag über dem Gipfel ins Lee verfrachtet wird. Auf der Leeseite kommt es unterhalb der Schmelzzone zur Ausbildung eines lokalen Niederschlagsmaximums. Ausserdem ist die Anlagerungsrate von Wolkenwasser bei Schnee und Graupel höher als bei Regen, wodurch sich die Zone des maximalen Niederschlagswachstums in diesem Fall oberhalb der bodennahen Schichten ausbildet. Folglich erreicht die resultierende Niederschlagsverstärkung den Boden erst in einem gewissen Abstand im Lee des Berges. Diese Diskussion ist ein Vorgriff auf eine genauere Untersuchung solcher Fälle durch Simulationen mit dem MM5-Modell im nächsten Kapitel dieser Arbeit.

Ein weiteres Stationspaar, an dem Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen untersucht werden, liegt etwa 100 km weiter östlich (Abbildung 4.17). Die Bergstation Wendelstein (1830 m) befindet sich auf einem isolierten Berg, der den Nordalpen etwas nördlich vorgelagert ist. Die benachbarte Talstation Bad Feilnbach (530 m) liegt in nördlicher Richtung am Fuße des Wendelsteins. Der mittlere Jahresniederschlag (1991 - 2000) beträgt 1795 mm an der Bergstation und 1340 mm im Tal. Damit ist der Jahresniederschlag der Talstation durchaus vergleichbar mit den bisher analysierten Stationen Reutte und Garmisch. Die Station auf dem Wendelstein erhält jedoch um gut 10% weniger Niederschlag als die Zugspitze oder der Hahnenkamm. Dies liegt unter anderem an der Form des Berges. Während die Zugspitze oder der Hahnenkamm Teil eines ausgeprägten, von Westen nach Osten verlaufenden Bergzuges sind, stellt der Wendelstein einen eher isolierten Berg dar.

Im ersten Fall wird die aus Norden bzw. Nordwesten heranströmende Luft zur Gänze zur Hebung gezwungen, wodurch eine starke orographische Niederschlagsverstärkung auftritt. Bei isolierten Bergen kommt es hingegen zu einer teilweisen Umströmung des Berges, was die Hebung und folglich auch die Niederschlagsmenge am Gipfel reduziert. In Abbildung 4.20a ist die Niederschlagssumme in Abhängigkeit der Windrichtung und der Schneefallgrenze für die Bergstation Wendelstein dargestellt. Die zur Berechnung der Schneefallgrenze benötigten Temperaturwerte wurden von der Bergstation Wendelstein und der im Inntal liegenden Klimastation Rosenheim (445 m) übernommen. Dies war notwendig, da die Talstation Bad Feilnbach, von der die Niederschlagswerte stammen, nur eine Niederschlagsstation ohne Temperaturmessung ist. Die Niederschlagsverteilung auf dem Wendelstein (Abb. 4.20a) ist bis auf die niedrigeren Werte, jener auf der Zugspitze (Abb. 4.19a) sehr ähnlich. Das Niederschlagsmaximum wird bei einer Anströmungsrichtung aus  $310^\circ$  erreicht, wo im Durchschnitt 140 mm pro Jahr fallen. Ausgehend von diesem Maximum nehmen die Werte in Richtung Westen zunächst schwächer ab als in Richtung Norden. Dies liegt zum einen an der hohen klimatologischen Häufigkeit von Westwind bei Niederschlag, zum anderen aber auch an einer Zunahme der konvektiven Niederschläge in Richtung südwestliche Anströmung. Die orographische Niederschlagsverstärkung an dieser Bergstation zeigt sich durch die relativ hohen Niederschlagswerte bei Nordanströmung. So fallen im Windsektor von  $20^\circ$  noch durchschnittlich 60 mm/Jahr, obwohl Niederschläge in Verbindung mit solchen Anströmungen sehr selten sind. Betrachtet man die Aufteilung der Niederschlagssumme in die einzelnen Klassen der Schneefallgrenze, so erkennt man, dass die mittlere Klasse, also Fälle mit einer Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m, mit ca. 40% den größten Anteil am Jahresniederschlag haben. Vor allem bei westlichen und nordwestlichen Windrichtungen fallen die meisten 6h-Niederschlagsintervalle in diese Klasse. Das Maximum der ersten Schneefallgrenzenklasse (SFG1) wird bei einer westsüdwestlichen Anströmung von  $260^\circ$  erreicht. In diesem Bereich werden Werte von bis zu 60 mm/Jahr registriert, was in etwa den Mengen auf der Zugspitze entspricht (Abb. 4.19a). Interessant ist auch, dass im Windsektor von  $220^\circ$  ein sekundäres Maximum mit 35mm/Jahr auftritt. Dabei handelt es sich offensichtlich um einzelne intensive Schauer und Gewitter, die mit der südwestlichen Höhenströmung, vom weiter südlich gelegenen Kamm der Nordalpen in Richtung Wendelstein advehiert werden.

In Abbildung 4.20b ist dieselbe Analyse für die nahegelegene Talstation Bad Feilnbach dargestellt. Die Niederschlagsverteilung dieser Station ähnelt in ihrem Verlauf der zuvor besprochenen Station Garmisch sehr. Das Maximum findet man im Windsektor von  $280^\circ$ , wo pro Jahr durchschnittlich 115 mm gemessen werden. Damit ist auch die Höhe des Maximums in etwa vergleichbar mit jenem in Garmisch. Generell tritt der Hauptniederschlag in Bad Feilnbach in einem Windrichtungsbereich zwischen  $250^\circ$  und  $310^\circ$  auf. Der größte Teil der Niederschläge fällt dabei in die mittlere Schneefallgrenzenklasse. Hohe Schneefallgrenzen ( $> 2500$  m) treten hauptsächlich bei südwestlicher Anströmung auf, wobei das Maximum mit 50 mm/Jahr bei einer Windrichtung von  $260^\circ$  zu finden ist. Ähnlich wie bei der Bergstation Wendelstein kommt es auch in Bad Feilnbach bei einer Anströmung von  $220^\circ$  zur Ausbildung eines kleinen sekundären Maximums in der



**Abbildung 4.20:** Jährliche Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und der Klasse der Schneefallgrenze, für den Wendelstein (a) und Bad Feilnbach (b). Das untere Bild zeigt die jährliche Niederschlagsdifferenz zwischen diesen beiden Stationen.

Klasse SFG1. Die Ähnlichkeiten in diesem Bereich sind nicht verwunderlich, ziehen doch die meisten Gewitter bei dieser Windrichtung von den Nordalpen in Richtung Wendelstein und Bad Feilnbach. Vergleicht man die Niederschlagswerte von Bad Feilnbach mit jenen von Garmisch in Abbildung 4.19b, erkennt man, dass die Niederschlagssummen in Bad Feilnbach bei südwestlicher Anströmung wesentlich geringer sind als jene in der 100 km weiter westlich gelegenen Talstation Garmisch. So werden zum Beispiel in Garmisch bei  $240^\circ$ , in Summe über alle Klassen, Werte von ca. 100 mm gemessen, während in Bad Feilnbach die Niederschlagssumme in diesem Windsektor nur 70 mm/Jahr beträgt. Dies liegt hauptsächlich daran, dass die Niederschlagswerte in der Klasse SFG1 bei diesen Windrichtungen in Garmisch wesentlich höher sind. Auch über alle Windrichtungen aufsummiert, fällt in Garmisch mit 41% des Gesamtniederschlags in die Klasse SFG1 anteilmäßig mehr Niederschlag als in Bad Feilnbach, wo der entsprechende Wert bei 36%

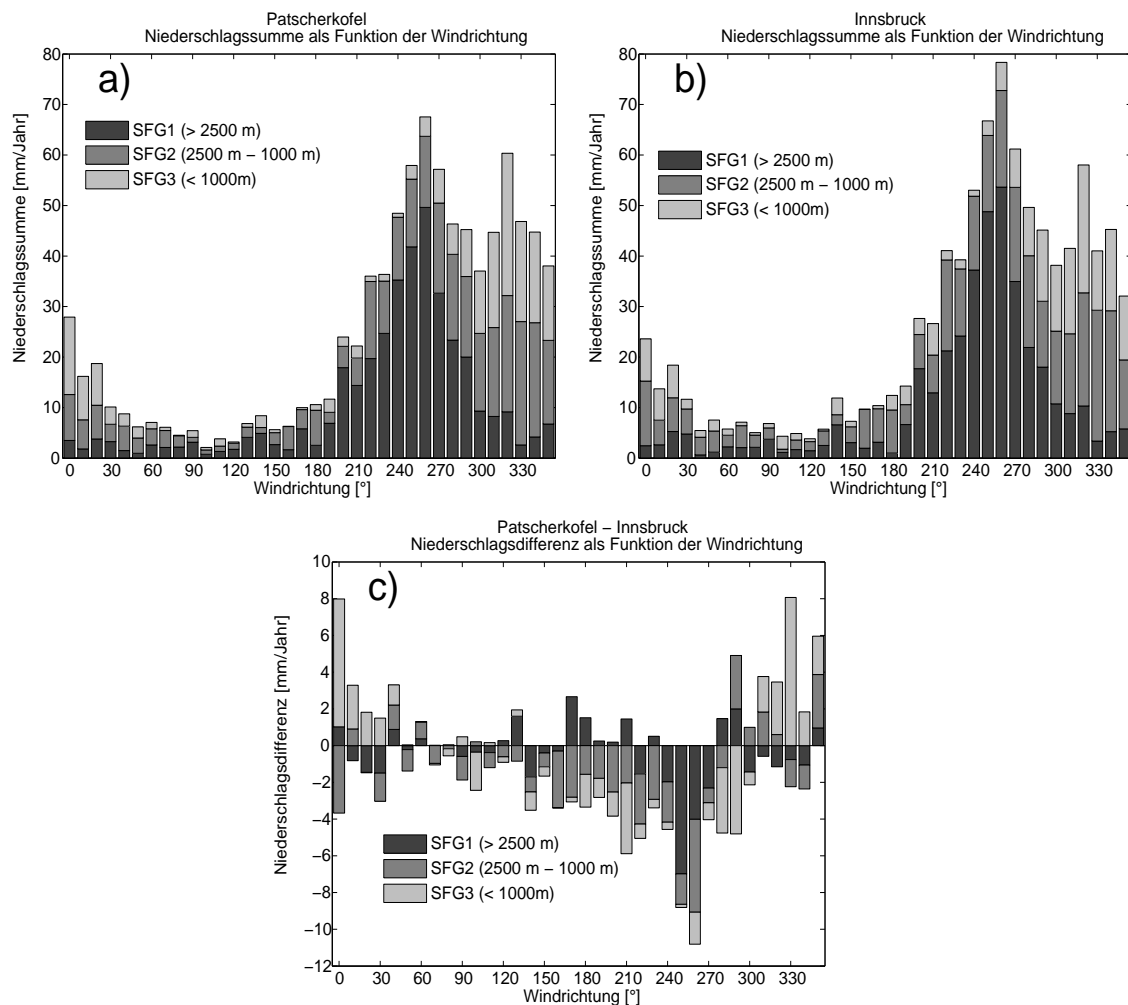
liegt. Dies spricht dafür, dass der konvektive Niederschlag in Bad Feilnbach weniger stark ausfällt als in Garmisch. Da sich der Großteil der konvektiven Zellen und Gewitter über den Bergen bildet und dann mit der südwestlichen Höhenströmung nach Norden advehiert wird, lässt sich daraus ableiten, dass die Nordalpen im Bereich des Rofengebirges (Gebirgszug südlich des Wendelsteins) nicht so effektiv in der Auslösung von Konvektion sind, wie das Wetterstein-Gebirge im Westen. Ein weiterer Grund für die verhältnismäßig geringen konvektiven Niederschlagsmengen in Bad Feilnbach könnte sein, dass sich diese Station nicht in einer bevorzugten Zugbahn für Gewitter befindet.

Die orographische Niederschlagsverstärkung am Wendelstein kann man sehr gut in der Abbildung 4.20c erkennen. Hier ist die Summe der 6h-Niederschlagsdifferenzen zwischen der Bergstation Wendelstein und der im Tal gelegenen Station Bad Feilnbach eingetragen. Die höchsten Differenzen treten bei  $310^\circ$  auf, wo am Berg im Mittel um 50 mm/Jahr mehr Niederschlag gemessen wird. Ausgehend von diesem Maximum nehmen die Niederschlagsdifferenzen in Richtung Westen wesentlich rascher ab als nach Norden. Dies liegt an der zunehmenden orographischen Niederschlagsverstärkung bei stärker werdender Nordkomponente des Windes. Im Windsektor von  $20^\circ$  wird zum Beispiel immer noch eine Differenz von fast 30 mm/Jahr registriert, obwohl diese Windrichtung klimatologisch gesehen eher selten ist. Wird die Anströmung noch östlicher, verschwinden die Differenzen fast vollkommen, da in diesem Windrichtungsbereich kaum nennenswerter Niederschlag fällt. Auch bei südlicher Windrichtung ist, durch die Leelage nördlich der Alpen, nicht mit einer Niederschlagsdifferenz zwischen Berg und Tal zu rechnen. Konsistent mit den geringeren Differenzen in Bezug auf die Jahresniederschläge sind die Werte in Abbildung 4.20c in fast allen Windrichtungen geringer als bei den Stationspaaren Zugspitze/Garmisch (Abb. 4.19c) und Hahnenkamm/Reutte (Abb. 4.19d). Ein weiterer großer Unterschied zu den zuvor besprochenen Differenzenabbildungen liegt bei einer südwestlichen Windrichtung in 700 hPa. Während bei den Stationspaaren Zugspitze/Garmisch und Hahnenkamm/Reutte die Talstation bei Sommerniederschlägen (SFG1) und südwestlicher Anströmung jeweils mehr Niederschlag erhält als die Bergstation, ist dies in Abbildung 4.20c nicht der Fall. Hier werden im gesamten konvektiv bestimmten Bereich zwischen  $210^\circ$  und  $260^\circ$  auf dem Wendelstein die etwas höheren Niederschlagsmengen gemessen als im Tal. Dies lässt sich dadurch erklären, dass sich am Wendelstein selber nur wenige Gewitter bilden. Die meisten Zellen entstehen im etwas weiter südlich gelegenen Rofengebirge, von wo aus sie dann in Richtung Norden bzw. Nordosten advehiert werden. Deshalb erreichen die Zellen die Station Wendelstein und die umliegenden Talregionen bereits im Reifestadium, wodurch an beiden Stationen viel Niederschlag fällt und die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen bei solchen Wetterlagen gering sind. Die etwas höheren Werte auf dem Wendelstein lassen sich durch eine langsame Abschwächung der Zellen durch Ausregnen bei der Advektion in Richtung Norden erklären. Auch bei nordwestlicher Anströmung und hoher Schneefallgrenze sind die Werte in Abbildung 4.20c durchwegs positiv, im Gegensatz zum Stationspaar Zugspitze/Garmisch. Dies ist konsistent mit der Hypothese der Divergenz der Hydrometeortrajektorien im Übergangsbereich zwischen Schneefall und Regen. Beim Wendelstein fällt dies nicht in die Klasse SFG1, da er mit seiner Höhe von 1870 m deutlich unterhalb

der Schneefallgrenze in der Klasse SFG1 liegt ( $> 2500\text{m}$ ). Deshalb fällt bei solchen Niederschlagsereignissen auch an der Bergstation Wendelstein Regen, wodurch in dieser Klasse keine Verschiebung des Maximums in Richtung Lee stattfindet. Dieser Effekt kann jedoch am Wendelstein in der Klasse SFG2 vorkommen, die ja aus Niederschlagsereignissen mit einer Schneefallgrenze zwischen  $2500\text{ m}$  und  $1000\text{ m}$  besteht. Tatsächlich ist auch der Anteil der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in dieser Schneefallgrenzenklasse mit  $30\%$  deutlich geringer als beim Stationspaar Zugspitze/Garmisch ( $55\%$ ). In der Klasse SFG3 sind die Anteile an der gesamten Niederschlagsdifferenz in beiden untersuchten Regionen hingegen wieder ähnlich hoch.

Höhengradienten des Niederschlags können von Region zu Region sehr unterschiedlich sein und sind stark abhängig von der lokalen Topographie. Dabei kann es auch vorkommen, dass die Jahresniederschlagssumme nicht gut mit der Höhe korreliert ist. Ein Beispiel dafür ist das inneralpine Stationspaar Patscherkofel/Innsbruck (Abbildung 4.17 für die Lage der Stationen). Die Talstation Innsbruck befindet sich auf einer Höhe von  $580\text{ m}$  im mittleren Inntal in Tirol. Die nur wenige Kilometer entfernte Bergstation Patscherkofel liegt südöstlich davon auf einer Höhe von  $2250\text{ m}$ . Das Klima in dieser Region ist ziemlich stark inneralpin geprägt und ist vergleichbar mit der im vorigen Kapitel besprochenen Region II. Der inneralpine Charakter zeigt sich auch am mittleren Jahresniederschlag von Innsbruck, der bei  $920\text{ mm}$  liegt und damit bedeutend niedriger ist als in den Talstationen der Nordalpen (Garmisch, Reutte, Bad Feilnbach). Erstaunlicherweise ist die Jahressumme des Niederschlags auf dem um  $1700\text{ m}$  höher gelegenen Gipfel des Patscherkofels mit  $900\text{ mm}$  praktisch gleich hoch. Um die Gründe für den in dieser Region nicht vorhandenen Höhengradienten des Niederschlags zu analysieren, sind in Abbildung 4.21a,b die Niederschlagsklimatologien der Stationen Patscherkofel und Innsbruck dargestellt. Die Unterteilung in die 3 Schneefallgrenzen erfolgte mittels der Temperaturen von den Stationen Innsbruck und Patscherkofel. Im Winterhalbjahr kommt es im Inntal zwar häufig zur Ausbildung eines Kaltluftsees ähnlich wie im Garmisch, jedoch ist die stabile Schicht im Inntal meistens wesentlich mächtiger als im Garmischer Talbecken. Dadurch ist auch die Temperatur von Innsbruck repräsentativ für die Schneefallgrenze im Inntal, während die Berechnung der Schneefallgrenze am Alpennordrand aus der Temperatur von Garmisch zu verfälschten Ergebnissen führen würde.

Die Niederschlagssumme in Abhängigkeit von der Windrichtung in  $700\text{ hPa}$  und der Schneefallgrenze für die Bergstation Patscherkofel (Abb. 4.21a) zeigt ein klimatologisches Niederschlagsmaximum bei einer Windrichtung von  $260^\circ$ . In diesem Sektor werden über das Jahr gesehen durchschnittlich  $68\text{ mm}$  registriert. Von diesem Maximum ausgehend nehmen die Niederschlagsmengen in beide Richtungen ziemlich rasch ab, jedoch ergibt sich bei nordwestlicher Anströmung von  $320^\circ$  ein ausgeprägtes sekundäres Maximum. In diesen Windsektor fallen pro Jahr an die  $60\text{ mm}$  und damit bedeutend mehr als in die umgebenden  $10^\circ$ -Windsektoren. Betrachtet man die Aufteilung in die einzelnen Klassen der Schneefallgrenzen, erkennt man die unterschiedlichen Gründe für die zwei Niederschlagsmaxima. Der Großteil (ca.  $80\%$ ) des Niederschlagsmaximums bei  $260^\circ$  ist mit Niederschlagsereignissen mit einer Schneefallgrenze von über  $2500\text{ m}$  verbunden. Dabei handelt es sich meistens um



**Abbildung 4.21:** Jährliche Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und der Klasse der Schneefallgrenze, für den Patscherkofel (a) und Innsbruck (b). Das untere Bild zeigt die jährliche Niederschlagsdifferenz zwischen diesen beiden Stationen.

konvektive Zellen die sich in einer oft labilen Schichtung bei südwestlicher Höhenströmung über dem Alpenhauptkamm bilden. Das zweite Maximum der Verteilung (Abb. 4.21a) ist hingegen hauptsächlich durch Frontalniederschläge mit einer Schneefallgrenze von weniger als 2500 m bedingt.

Vergleicht man die Niederschlagsklimatologie des Patscherkofels mit den Bergstationen der Nordalpen (Zugspitze, Hahnenkamm, Wendelstein), so ergeben sich deutliche Unterschiede. Zum einen sind die Niederschlagswerte an der inneralpinen Station Patscherkofel, dem Jahresniederschlag entsprechend, um mehr als 50% niedriger als auf den Bergen der Nordalpen. So erreicht zum Beispiel das Maximum auf der Zugspitze bei einer Windrichtung von  $310^\circ$  einen Wert von 190 mm, während auf dem nur 40 km entfernt gelegenen Patscherkofel bei derselben Windrichtung nur 45 mm/Jahr gemessen werden. Das ausgeprägte Maximum der Niederschlagsverteilung bei südwestlicher Anströmung auf

dem Patscherkofel findet man auf der Zugspitze nicht wieder. Die Niederschlagssummen bei sommerlichen Niederschlägen und einer südwestlichen Anströmung sind zwar auf beiden Bergstationen mit 60 mm ungefähr gleich hoch, auf der Zugspitze führt jedoch die orographische Niederschlagsverstärkung zu wesentlich höheren Niederschlagswerten bei Nordwest- bis Nordwind. Folglich ist auch der Anteil der Klasse SFG1 am Jahresniederschlag auf der Zugspitze mit 20% bedeutend niedriger als auf dem Patscherkofel, wo der entsprechende Wert bei knapp 50% liegt. Dies stimmt mit dem im vorigen Kapitel erzielten Ergebnis überein, dass der Sommerniederschlag inneralpin einen höheren Anteil am Jahresniederschlag hat als in den Nordalpen. Der Grund für die verhältnismäßig geringen Winterniederschläge in den Tälern des Alpenhauptkamms ist eine deutliche Abschwächung der Niederschläge bei nördlichen Windrichtungen, welche im Winterhalbjahr viel häufiger sind als im Sommer. Der anströmenden Luft wird bei der Niederschlagsbildung bzw. -verstärkung in den Nordalpen Feuchtigkeit entzogen wird, die am Alpenhauptkamm dann fehlt.

In Abbildung 4.21b ist die Niederschlagsklimatologie für die Talstation Innsbruck dargestellt. Diese Verteilung ist jener der Bergstation Patscherkofel vom Verlauf und von den Werten her sehr ähnlich. Auch im Inntal ergeben sich zwei Niederschlagsmaxima, eines bei  $260^\circ$  und das andere bei  $320^\circ$ . Das erste ist wiederum auf die sommerlichen Gewitter und Schauer bei Südwestanströmung zurückzuführen. Es ist mit durchschnittlich 77 mm/Jahr in Innsbruck etwas höher als auf dem Patscherkofel, wo im selben Windsektor 68 mm/Jahr gemessen werden. Das zweite Maximum ist bedingt durch Kalt- und Warmfronten aus Nordwesten bis Norden. Die Niederschlagswerte bei solchen Anströmungen in Abbildung 4.21b sind praktisch identisch mit jenen an der Bergstation. Sowohl am Patscherkofel als auch in Innsbruck sind die Werte im Windsektor von  $320^\circ$  um einiges höher als in den umliegenden Windsektoren. Dies mag auf den ersten Blick etwas erstaunlich sein, tritt doch eine Windrichtung von z.B.  $300^\circ$  klimatologisch gesehen häufiger auf als eine Anströmung von  $320^\circ$ . Eine Untersuchung dieser Fälle hat ergeben, dass es sich dabei hauptsächlich um Warmfronten handelt, bei denen es auf Grund einer stabilen Schichtung im Inntal kaum zu Absinkbewegungen im Lee der Nordalpen kommt. Daher greift der orographisch verstärkte Niederschlag von den Nordalpen auch in Richtung Süden über. Diese ergiebigen Niederschlagsereignisse treten im Inntal vermehrt bei einer Windrichtung von  $320^\circ$  auf.

Vergleicht man die Verteilung von Innsbruck mit den Talstationen der Nordalpen (Garmisch, Reutte, Bad Feilnbach), ergeben sich große Unterschiede. Die größten Differenzen treten bei einer Nordwestanströmung auf, wo z. B. in Garmisch mehr als doppelt soviel Niederschlag fällt als in Innsbruck. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Frontalniederschläge und Stauniederschläge hinter den Fronten in den Klassen SFG2 und SFG3. Auch bei den Niederschlagsereignissen mit einer Schneefallgrenze von über 2500 m und Südwestanströmung ergibt sich ein deutliches Niederschlagsplus in Garmisch. Dies ist hauptsächlich auf die hohe konvektive Aktivität im Wetterstein-Gebirge wegen der topographische Struktur zurückzuführen. Obwohl die beiden Talstationen Garmisch und Innsbruck nicht einmal 30 km Luftlinie voneinander getrennt liegen, ergeben sich also

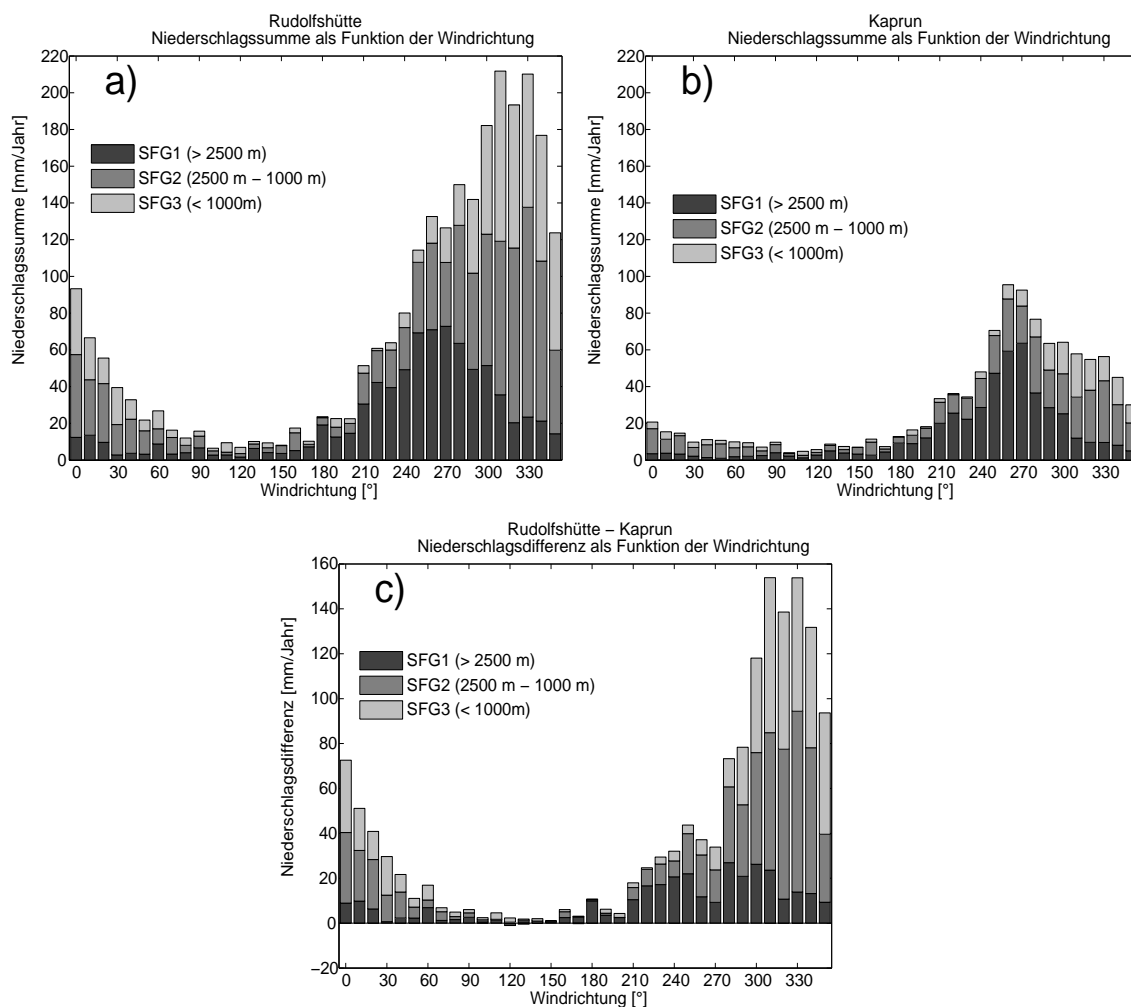


ziemlich unterschiedliche Niederschlagsklimatologien. Dies zeigt einmal mehr, wie stark der Einfluss der Topographie auf die Niederschlagsverteilung in den Alpen ist.

Wie man schon in den zwei Abbildungen 4.21a,b erkennen kann, sind die klimatologischen Unterschiede zwischen Innsbruck und dem Patscherkofel in Bezug auf die Größe Niederschlag sehr gering. Dies bestätigt auch eine Darstellung der Niederschlagsdifferenzen zwischen diesen beiden Stationen in Abbildung 4.21c. In kaum einem  $10^\circ$ -Windsektor übersteigen die mittleren, jährlichen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen die Marke von 10 mm. Dies ist sehr wenig, wenn man bedenkt, dass der Höhenunterschied zwischen den Stationen 1700 m beträgt. Bei südwestlicher bis westlicher Anströmung lässt sich sogar ein Trend zu einem Niederschlagsplus in Innsbruck ausmachen, doch wegen der sehr geringen Werte sollte dem keine große klimatologische Bedeutung beigemessen werden. Um die Ursachen für die nicht vorhandene orographische Niederschlagsverstärkung am Patscherkofel zu erforschen, bedarf es einer genaueren Betrachtung der Topographie in diesem Gebiet. Das in Nord-Süd-Richtung verlaufende Wipptal mündet bei Innsbruck in das in diesem Bereich west-ost-orientierte Inntal (Abb. 4.17). Östlich des Wipptals erstrecken sich die Tuxer Voralpen, dessen nordwestliches Ende der Patscherkofel darstellt. Betrachtet man die Niederschlagswerte der Stationen in den Tuxer Voralpen (FLIRI, 1975), erkennt man, dass der mittlere Jahresniederschlag bereits wenige Kilometer südlich des Patscherkofels, in Richtung Alpenhauptkamm, über 1500 mm erreicht. Dadurch wird angedeutet, dass die spezielle Lage des Patscherkofels, am nordwestlichen Rand dieser Gebirgsgruppe, sich sehr ungünstig auf die orographischen Niederschlagsverstärkungsmechanismen auswirkt. Wahrscheinlich benötigt das Wachstum der Niederschlagsteilchen in der orographischen Hebungswolke über dem Patscherkofel so lange, dass der verstärkte Niederschlag nicht am exponierten Gipfel, sondern erst etwas weiter südlich im Lee den Boden erreicht. Des Weiteren könnten auch Leeeffekte von den Nordalpen eine Rolle spielen. Durch das Absinken über dem Inntal bei einer Nordanströmung wird die Wolkenbasis über dem Patscherkofel etwas gehoben, sodass die Niederschlagsverstärkung durch den Seeder-Feeder Effekt erst etwas weiter südlich, mit der nochmals ansteigenden Topographie einsetzt.

Um den Höhengradienten des Niederschlags in anderen inneralpinen Regionen zu untersuchen, wurde ein weiteres Stationspaar am Nordabhang des Alpenhauptkamms ausgewählt. Dieses besteht aus der Bergstation Rudolfshütte (2304 m) und der Talstation Kaprun (750 m) im österreichischen Bundesland Salzburg. Die zur Einteilung der Niederschlagsereignisse in die verschiedenen Klassen von Schneefallgrenzen benötigten Temperaturwerte wurden von den Stationen Rudolfshütte und der Talstation Zell am See übernommen, da in Kaprun nur Niederschlag gemessen wird. Der Ort Zell am See liegt nur 7 km nördlich von Kaprun und verfügt sowohl über eine Klima- als auch über eine Synopstation mit Temperaturregistrierung.

In Abbildung 4.22a ist die klimatologische Niederschlagsverteilung in Abhängigkeit von der Windrichtung in 700 hPa für die Bergstation Rudolfshütte dargestellt. Im Gegensatz zu den anderen verwendeten Bergstationen befindet sich die Station Rudolfshütte nicht auf einem Gipfel, sondern in einem in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Hochtal nordwestlich des Großglockners, der mit 3798 m den höchsten Punkt der Ostalpen markiert.



**Abbildung 4.22:** Jährliche Niederschlagssumme (mm/Jahr) als Funktion der Windrichtung und der Klasse der Schneefallgrenze, für die Rudolfshütte (a) und Kaprun (b). Das untere Bild zeigt die jährliche Niederschlagsdifferenz zwischen diesen beiden Stationen.

Der mittlere Jahresniederschlag in den Jahren zwischen 1991 und 2000 beträgt auf der Rudolfshütte 2546 mm. Damit ist diese Station, neben Balderschwang im Allgäu (2548 mm), die niederschlagsreichste Station des gesamten in dieser Arbeit betrachteten Datensatzes von über 1000 Stationen. Der Grund für die außergewöhnlich hohen Niederschlagswerte liegt, neben der Höhe von 2305 m, auch an der Topographie in der Nähe der Station. Durch die Lage in einem nach Süden immer enger werdenden Hochtal kommt es zu einer besonders starken orographischen Niederschlagsverstärkung bei Nordwest- bis Nordanströmung. Die zusätzliche Hebung der Luftmasse durch das sich verengende Tal führt zu wesentlich höheren jährlichen Niederschlagsmengen auf der Rudolfshütte als in den umliegenden Regionen. Nach FLIRI (1975) ergeben sich aus Messungen von Totalisatoren für nahegelegene Bergstationen Niederschlagswerte von 1500 mm - 2000 mm, also um ca. 20 - 40% weniger als auf der Rudolfshütte. Nichtsdestotrotz ist das Gebiet um den Großglock-

ner in den Hohen Tauern viel niederschlagsreicher als der Alpenhauptkamm weiter westlich im Bereich der Ötztaler oder Stubai Alpen. Erstens verläuft die Kammlinie in diesem Bereich ziemlich zonal, was zu einer stärkeren orographischen Niederschlagsverstärkung bei Nordwest- bis Nordanströmung führt als in Westösterreich, wo der Alpenhauptkamm wesentlich breiter und in Gebirgsgruppen gegliedert ist. Ein weiterer Grund für die hohen Niederschlagsmengen in den Hohen Tauern ist, dass die Kammhöhe der Nordalpen von Westen nach Osten kontinuierlich abnimmt (bis auf einzelne Berggipfel). Dadurch kommt es bei nordwestlichen bis nördlichen Windrichtungen zu einer schwächeren Abschirmung durch die Nordalpen, wodurch der Niederschlag weiter in Richtung Alpenhauptkamm übergreift. Somit ergeben sich für die Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.22a sehr hohe Niederschlagswerte von über 100 mm/Jahr in einem Bereich zwischen 250° und 0°. Das Niederschlagsmaximum auf der Rudolfshütte wird in den Windsektoren von 310° und 330° gemessen. In diesen 10°-Windrichtungsbereichen werden pro Jahr durchschnittlich über 210 mm Niederschlag registriert, womit das Niederschlagsmaximum hier größer ist als auf der deutlich höheren Zugspitze (190 mm/Jahr bei 310°). Vor allem bei Nordwest- bis Nordanströmung erhält die Rudolfshütte bedeutend mehr Niederschlag als die 130 km weiter westlich am Alpennordrand gelegene Zugspitze. Neben der effektiveren orographischen Niederschlagsverstärkung liegt dies auch an der bereits diskutierten generellen Verschiebung des Niederschlagsmaximums hin zu nördlichen Windrichtungen, je weiter man nach Osten in den Alpen geht. Betrachtet man die Aufteilung der Niederschlagssumme in die einzelnen Klassen der Schneefallgrenze in Abbildung 4.22a, erkennt man im Wesentlichen dasselbe Bild wie an den Nordalpenstationen Hahnenkamm oder Wendelstein. Der Großteil des Niederschlags auf der Rudolfshütte (41%) fällt in die Klasse SFG2, die vor allem bei Nordwestwind sehr häufig auftritt. Niederschlagsereignisse mit einer Schneefallgrenze von unter 1000 m sind hauptsächlich bei nordwestlichen und nördlichen Anströmungen anzutreffen, während das Maximum der Klasse SFG1 bei südwestlichen Windrichtungen zwischen 240° und 270° zu finden ist. Der Anteil dieser warmen Temperaturklasse am Gesamtniederschlag beträgt auf der Rudolfshütte 31% und ist somit deutlich höher als auf der Zugspitze (22%). Auch die Niederschlagswerte in der Klasse SFG1 sind bei südwestlicher Anströmung in 700 hPa auf der Rudolfshütte mit 70 mm/Jahr um einiges höher als auf der Zugspitze, wo lediglich 50 mm/Jahr erreicht werden. Der Grund für die höheren Niederschlagsmengen in der Klasse SFG1 auf der Rudolfshütte liegt aber nur bedingt an einer höheren konvektiven Aktivität in den Hohen Tauern, denn auch im Wetterstein-Massiv treten bei südwestlicher Anströmung sehr starke konvektive Niederschläge auf, wie man an den Niederschlagswerten in Garmisch (Abb. 4.19b) erkennt. Viel mehr liegt die Ursache dafür in der Lage der Bergstationen. Wie bereits erwähnt, liegt die Rudolfshütte nicht auf einem Gipfel, sondern in einem Hochtal nördlich der Kammlinie des Alpenhauptkamms. Dadurch produzieren die zahlreichen Gewitter aus den höchsten Regionen der Hohen Tauern bereits an der Station Rudolfshütte ergiebige Niederschläge. Die Zugspitze hingegen liegt direkt an der Kammlinie des Wettersteins, wo sich die Gewitter bilden und erst weiter im Norden für starke Niederschläge sorgen. Ähnlich wie bei allen anderen untersuchten Bergstationen kommt es auch auf der Rudolfshütte zu keinen

nennenswerten Niederschlägen bei östlicher oder südlicher Anströmung. Trotz der Nähe zum Alpenhauptkamm dominieren also bei südlicher Windrichtung Absinkbewegungen und föhnlige Effekte, wodurch der Niederschlag nur selten auf die Nordseite übergreift. Abschließend kann man zur Niederschlagsklimatologie der Rudolfshütte sagen, dass sie, von der Aufteilung der Niederschläge in die Windsektoren her, eher einer Station in den Nordalpen entspricht als einer am Alpenhauptkamm.

Die entsprechende Niederschlagsverteilung der Talstation Kaprun ist in Abbildung 4.22b dargestellt. Kaprun liegt ca. 13 km nördlich der Rudolfshütte im Eingang eines von Norden nach Süden verlaufenden Seitentals des Salzachtals, auf einer Höhe von 750 m. Der mittlere Jahresniederschlag der Station Kaprun beträgt 1080 mm und repräsentiert damit sehr gut die umliegenden Talstationen, welche bereits in Kapitel 4.2.3 beschrieben wurden. Das Niederschlagsmaximum in Kaprun ist im  $10^\circ$ -Windrichtungssektor von  $260^\circ$  zu finden, in dem im Mittel 100 mm/Jahr gemessen werden. Von diesem Maximum ausgehend nehmen die Werte in Richtung Süden rascher ab als in Richtung Norden. Dies liegt zum einem an der höheren Anzahl von Niederschlagsintervallen bei Nordwestwind, verglichen mit südwestlichen Windrichtungen. Andererseits kommt es durch den mächtigen Alpenhauptkamm bei Frontalniederschlägen aus Südwesten zu sehr starken Abschirmungseffekten. Aus dieser Windrichtung erreichen Kaprun hauptsächlich konvektive Niederschläge, was sich am hohen Anteil von Niederschlagsereignissen in der Klasse SFG1 zeigt. Die Niederschlagsklimatologie in Abbildung 4.22b weist sehr ähnliche Charakteristiken wie jene von Innsbruck (Abb. 4.21b) auf. Die Niederschlagswerte für Kaprun sind jedoch über den gesamten Windrichtungsbereich etwas höher als in Innsbruck, was sich auch im Jahresniederschlag widerspiegelt. Des weiteren werden auch bei südwestlicher bis westlicher Anströmung in Kaprun höhere Niederschlagssummen gemessen als in Innsbruck, vor allem bedingt durch Niederschlagsereignisse in der Klasse SFG1. Das Niederschlagsmaximum der aufsummierten 6h-Niederschlagsintervalle mit einer Schneefallgrenze von über 2500 m liegt in Kaprun im Windsektor von  $270^\circ$  und ist damit, im Vergleich zu Innsbruck, in Richtung Westen verschoben. Bei dieser Windrichtung werden in Kaprun in der Klasse SFG1 65mm/Jahr gemessen, also um etwa 20% mehr als in Innsbruck. Der größte Anteil davon ist auf konvektive Niederschläge zurückzuführen. Dies zeigt, dass Gewitter und Schauer, welche sich über den Alpenhauptkamm bilden, direkt über Kaprun ziehen und dort zu ergiebigen Niederschlägen führen. Typisch für eine inneralpine Region ist in Kaprun der Anteil der Klasse SFG1 am Jahresniederschlag mit 44% sehr hoch. Dies liegt, neben der hohen konvektiven Aktivität, auch an den relativ zu den Nordalpen (Garmisch, Reutte, Bad Feilnbach) geringen Niederschlagsmengen bei Frontalniederschlägen aus Nordwesten bis Norden.

Der Vergleich mit der Niederschlagsverteilung der Bergstation Rudolfshütte zeigt neben den deutlich niedrigeren Mengen in fast allen Bereichen auch einen wesentlich geringeren Anteil der Klasse SFG3. Dies liegt daran, dass solch tiefe Schneefallgrenzen hauptsächlich bei nordwestlicher bis nördlicher Anströmung auftreten, wo die orographische Niederschlagsverstärkung durch die ansteigende Topographie in Richtung Rudolfshütte am stärksten ist. Die Darstellung der Niederschlagsdifferenzen in Abbildung

4.22c bestätigt dieses Ergebnis. Die aufsummierten 6h-Niederschlagsdifferenzen zwischen der Bergstation Rudolfshütte und der Talstation Kaprun sind bei allen Windrichtungen positiv, was also einem Niederschlagsplus auf der Rudolfshütte entspricht. Die Niederschlagsdifferenzen erreichen bei einer Nordwestanströmung von  $310^\circ$  bzw.  $330^\circ$  das Maximum mit  $155 \text{ mm/Jahr}$ . Auch bei der klimatologisch nicht sehr häufigen reinen Nordanströmung von  $0^\circ$  werden noch jährliche Differenzen von  $75 \text{ mm}$  gemessen. Bei einer Westanströmung von  $270^\circ$  erreichen die Werte hingegen nur knapp  $30 \text{ mm/Jahr}$ , obwohl diese Windrichtung sehr oft in Verbindung mit Niederschlag auftritt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Alpenhauptkamm in den Hohen Tauern ziemlich genau in West-Ost-Richtung verläuft und dadurch die orographische Niederschlagsverstärkung bei starker Westkomponente des Windes viel schwächer ist als bei Nord oder Nordwest. Ein zweites kleines Maximum der Niederschlagsdifferenzen zwischen diesen beiden Stationen kann man bei einer Windrichtung von  $250^\circ$  erkennen. Die Aufteilung der Niederschläge in die einzelnen Klassen der Schneefallgrenze zeigt, dass diese Spitze hauptsächlich auf Niederschlagsereignissen der Klasse SFG1 beruht. Die Werte sind mit  $40 \text{ mm/Jahr}$  zwar wesentlich geringer als bei einer Nordwest- oder Nordanströmung, doch es zeigt, dass auch die konvektiven Niederschläge an der Bergstation Rudolfshütte zu mehr Niederschlag führen als im Tal. Dies kann mit einem langsamen Abschwächen der Gewitterzellen durch Ausregnen bei der Advektion vom Alpenhauptkamm in Richtung Nordosten erklärt werden. Ansonsten ist der Großteil der Niederschlagsdifferenzen (ca. 80%) in Verbindung mit einer Schneefallgrenze von weniger als  $2500 \text{ m}$ . Die Untersuchung der Anteile der einzelnen Niederschlagsklassen an diesen Fällen hat ergeben, dass es sich dabei hauptsächlich um Frontalniederschläge (Kalt- und Warmfront) und frontrückseitige Stauniederschlägen handelt. Vergleicht man die Niederschlagsdifferenzen in Abbildung 4.22c mit jenen zwischen den Nordalpenstationen Zugspitze und Garmisch (Abb. 4.19c), ergeben sich zahlreiche Unterschiede. Zuerst einmal sind die Differenzen beim Stationspaar Rudolfshütte/Kaprun wesentlich höher als zwischen der Zugspitze und Garmisch. Während das Maximum in Abbildung 4.22c einen Wert von  $150 \text{ mm/Jahr}$  erreicht, ergeben sich in Abbildung 4.19c höchstens  $110 \text{ mm/Jahr}$ . Das liegt, neben den geringeren Niederschlagssummen in Kaprun durch die inneralpine Lage, auch an der effektiveren orographischen Niederschlagsverstärkung auf der Rudolfshütte durch das sich verengende Tal. Des Weiteren ist das Maximum der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen beim Stationspaar Rudolfshütte/Kaprun etwas in Richtung Norden verschoben, was der generellen nordwärtigen Verschiebung des Niederschlagsmaximums von Westen nach Osten entspricht. Ein weiterer entscheidender Unterschied zwischen diesen beiden vertikalen Profilen findet man in der Klasse SFG1. Während beim Stationspaar Zugspitze/Garmisch in einem Bereich zwischen  $210^\circ$  und  $310^\circ$  die Talstation Garmisch um bis zu  $20 \text{ mm/Jahr}$  mehr Niederschlag erhält als die Bergstation, sind die Differenzen in Abbildung 4.22c auch in diesem Bereich durchwegs positiv. Der Grund für die geringeren konvektiven Niederschlagssummen auf der Zugspitze bei Südwestanströmung liegt an der speziellen Position am westlichen Ende einer Gebirgskette. Die Rudolfshütte liegt jedoch nördlich des Alpenhauptkamms, wodurch an dieser Station bereits die voll entwickelten Zellen zu ergiebigen Niederschlägen führen, ähnlich wie in den umliegenden

Tälern. Auch bei nordwestlicher Anströmung und einer Schneefallgrenze von über 2500 m erhält die Bergstation Rudolfshütte, im Gegensatz zum Stationspaar Zugspitze/Garmisch, mehr Niederschlag als das Tal. Erstens würde eine Divergenz von Hydrometeortrajektorien bei einer Schneefallgrenze in Höhe der Bergstation hier in die Klasse SFG2 fallen. Zweitens ist die Windgeschwindigkeit auf der Rudolfshütte, bedingt durch die Lage in einem Hochtal, meistens bedeutend niedriger als bei Gipfelstationen. Durch die niedrigeren Windgeschwindigkeiten ist auch die Verdriftung von festem Niederschlag geringer und es kommt folglich nur zu einer schwachen Ausbildung eines lokalen Niederschlagsminimums in Höhe der Schneefallgrenze.

### 4.3.3 Abhängigkeit der orographischen Niederschlagsverstärkung von meteorologischen Umgebungsparametern

In diesem Abschnitt soll die Abhängigkeit der zuvor beschriebenen klimatologischen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen von verschiedenen meteorologischen Umgebungsparametern wie der Windgeschwindigkeit in 700 hPa und der Schichtdicke der gesättigten Luft untersucht werden. Die Auswahl dieser beiden Parameter ist durch die in Kapitel 2 besprochenen und aus der Literatur bekannten Untersuchungen der orographischen Niederschlagsverstärkung motiviert.

Die folgende Analyse beschränkt sich auf das Stationspaar Zugspitze/Garmisch. Erstens weist dieses Stationspaar, neben einer geringen horizontalen Distanz von nur 10 km, eine beachtliche Höhendifferenz von 2240 m auf, und zweitens sind auch die klimatologischen Niederschlagsdifferenzen beachtlich. Des Weiteren befindet sich dieses Stationspaar direkt am Alpennordrand, wodurch sich die Einflussfaktoren auf die orographische Niederschlagsverstärkung sehr gut untersuchen lassen.

In der klimatologischen Analyse der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen (Kapitel 4.3.2) hat sich gezeigt, dass Garmisch bei Schauern und Gewittern systematisch mehr Niederschlag erhält als die Zugspitze. Diese Differenzen bei konvektivem Sommerniederschlag konnten auf die topographische Lage der Stationen zurückgeführt werden. Um diese systematischen Unterschiede zu umgehen, beschränkt sich die folgende Analyse nur auf nicht-konvektive Ereignisse. Ferner haben konvektive Niederschläge eine viel höhere räumliche Variabilität als stratiforme Niederschläge, wodurch eine Untersuchung des Höhengradienten wesentlich schwieriger wird. Das Weglassen der konvektiven Ereignisse erfolgt mit Hilfe des Algorithmus aus Kapitel 3.3, worin konvektive Niederschläge auf Grund der räumlichen Variabilität des Niederschlags, des konvektiven MM5 Modellniederschlags und von CAPE klassifiziert werden. Es werden auch nur die Schneefallgrenzenklassen SFG2 und SFG3 sowie Windrichtungen zwischen  $260^\circ$  und  $40^\circ$  betrachtet. Bei den anderen Windrichtungen kommt es an der Zugspitze zu keiner signifikanten orographischen Niederschlagsverstärkung.

Um den Einfluss der meteorologischen Umgebungsparameter auf die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz zu untersuchen, erfolgt eine Aufspaltung der Niederschlagsereignisse in verschiedene Klassen der Windgeschwindigkeit und der Dicke der gesättigten Luft. Um

trotz dieser Aufspaltung noch genügend 6h-Niederschlagsintervalle in den einzelnen Klassen zur Verfügung zu haben, wird die Windrichtung nicht wie bisher in 10°-, sondern in 20°-Sektoren eingeteilt.

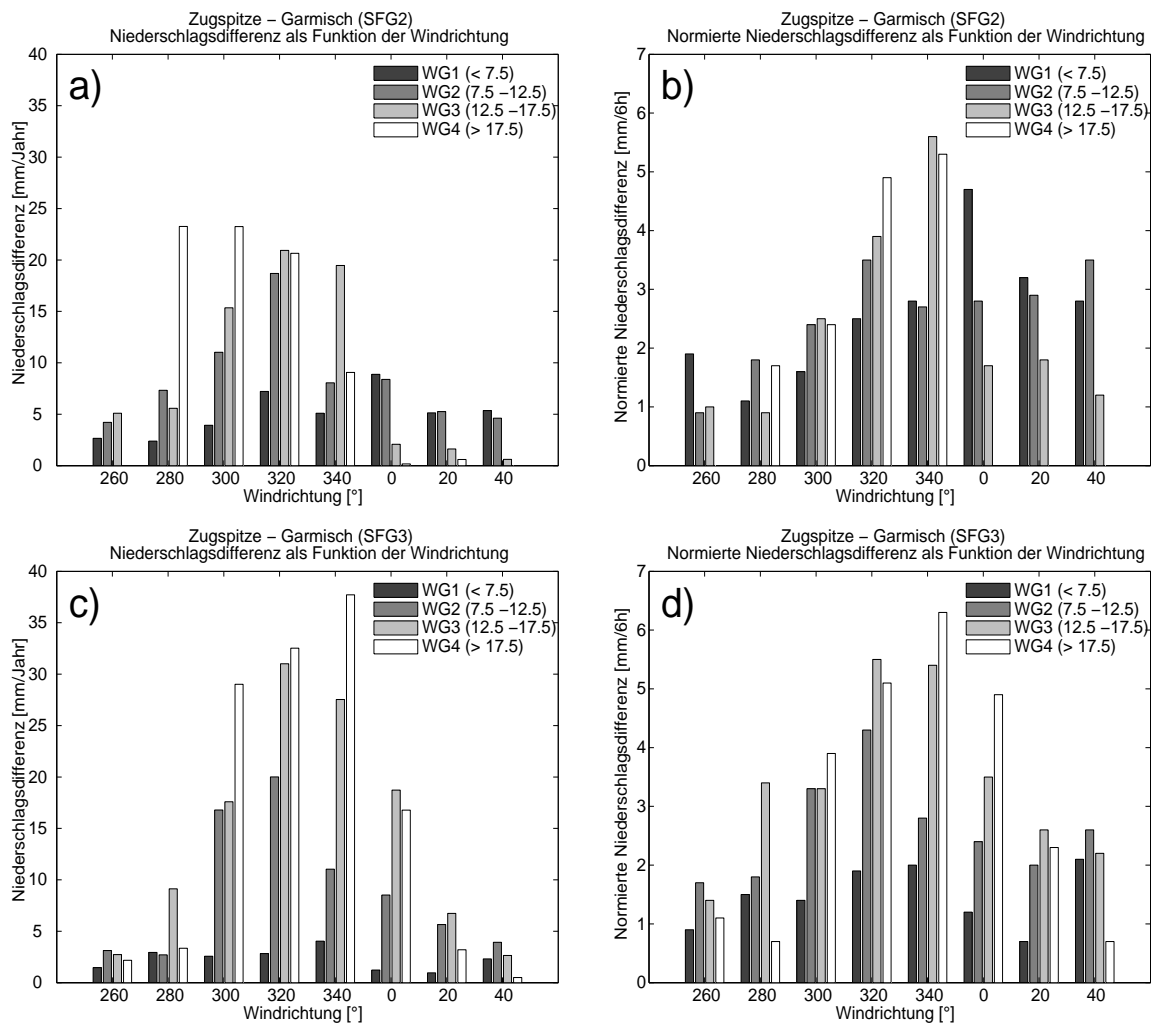
Neben den akkumulierten jährlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen den Stationen Zugspitze und Garmisch werden auch normierte Niederschlagsdifferenzen dargestellt. Diese ergeben sich aus einer Division der akkumulierten Differenzen durch die Anzahl der 6h-Intervalle in der jeweiligen Klasse. Um die normierten Differenzen nicht durch viele marginale Niederschlagsereignisse zu beeinflussen, werden Schwellwerte für die einzelnen Niederschlagsintervalle eingeführt. Es fließen in die folgenden Berechnungen der normierten Niederschlagsdifferenzen nur 6h-Intervalle ein, in denen sowohl auf der Zugspitze als auch in Garmisch zumindest 0,25 mm Niederschlag registriert wurden, oder alternativ an der Bergstation Zugspitze mindestens 1,0 mm/6h gefallen sind. Wegen der Division durch die Anzahl der Fälle ist es auch vernünftig, nur solche Windrichtungssektoren zu betrachten, in denen in den 10 Jahren von 1991 - 2000 mindestens 5 Fälle mit den entsprechenden Kriterien für die Windgeschwindigkeit bzw. das Feuchteprofil aufgetreten sind. Gemäß der Definition der normierten Differenzen ergibt sich aus einem Vergleich mit den akkumulierten Differenzen die jährliche Anzahl der Fälle im jeweiligen Sektor.

### **Windgeschwindigkeit in 700 hPa**

Im Literaturüberblick über die verschiedenen orographischen Niederschlagsverstärkungsmechanismen in Kapitel 2 wurde beschrieben, dass die Windgeschwindigkeit ein wichtiger Einflussparameter bei der orographischen Niederschlagsverstärkung ist. Deshalb wird an dieser Stelle die Niederschlagsdifferenz zwischen der Zugspitze und Garmisch in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit in 700 hPa untersucht, wo die atmosphärische Strömung mehr oder weniger unabhängig von der Topographie der Alpen verläuft. Da es einen proportionalen Zusammenhang zwischen der Kondensationsrate einer gesättigten Luft bei der Überströmung eines Berges und der Windgeschwindigkeit gibt, kann angenommen werden, dass eine Zunahme der Windgeschwindigkeit zu einer systematischen Erhöhung der orographischen Niederschlagsverstärkung führt. Zur Analyse des Einflusses der Windgeschwindigkeit wurden die 6h-Niederschlagsintervalle entsprechend der über 6 MM5-Gitterpunkte gemittelten 700-hPa-Windgeschwindigkeit, in vier Klassen unterteilt. Diese werden fortan mit den Abkürzungen WG1 - WG4 bezeichnet und sind durch die Schwellwerte von 7,5, 12,5 und 17,5  $\text{m s}^{-1}$  voneinander abgegrenzt. Die Klasse WG1 enthält also alle Fälle mit einer Windgeschwindigkeit von weniger als 7,5  $\text{m s}^{-1}$  die Klasse WG2 alle Fälle zwischen 7,5 und 12,5  $\text{m s}^{-1}$ , die dritte Klasse alle Niederschlagsereignisse mit einer Windgeschwindigkeit zwischen 12,5 und 17,5  $\text{m s}^{-1}$  und die letzte Klasse (WG4) alle Starkwindereignisse mit mehr als 17,5  $\text{m s}^{-1}$  in 700 hPa. Die Motivation für die Wahl dieser Schwellwerte basiert auf einer ungefähr gleichmäßigen Aufteilung der 6h-Niederschlagsintervalle in vier Klassen. Das Ergebnis für das Stationspaar Zugspitze/Garmisch ist in Abbildung 4.23a dargestellt. Sie zeigt die durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen der Bergstation Zugspitze und der Talstation Garmisch für den Windrichtungsbereich

zwischen  $260^\circ$  und  $40^\circ$ , in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in 700 hPa. Die hier dargestellten Differenzen beziehen sich auf die Klasse SFG2, also auf alle Niederschlagsereignisse mit einer Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m. Die Abbildung bestätigt das von der klimatologischen Analyse im vorigen Kapitel erzielte Ergebnis, dass die meiste Niederschlagsverstärkung in den Windrichtungssektoren zwischen  $280^\circ$  und  $340^\circ$  stattfindet. Betrachtet man die Aufteilung in die einzelnen Klassen der Windgeschwindigkeit, erkennt man in den Bereichen zwischen  $280^\circ$  und  $320^\circ$  eine starke Erhöhung der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen mit zunehmender Windgeschwindigkeit. So ist zum Beispiel im  $20^\circ$ -Windsektor von  $300^\circ$  (enthält alle Windrichtungen zwischen  $290^\circ$  und  $310^\circ$ ) in der Klasse WG1 mit durchschnittlich 5mm/Jahr Niederschlagsplus auf der Zugspitze zu rechnen. Die Differenz steigt mit zunehmender Windgeschwindigkeit rasch an und erreicht in der Klasse WG4 bereits 25mm/Jahr. Dieser Niederschlagsgradient ist ziemlich beachtlich, wenn man berücksichtigt, dass es sich hierbei nur um Ereignisse innerhalb der Schneefallgrenzenklasse SFG2 handelt. Bei südwestlicher bis westlicher Anströmung (Sektor  $260^\circ$ ) ergibt sich ebenfalls eine leichte Zunahme der Niederschlagsdifferenz mit stärker werdender Windgeschwindigkeit, jedoch fehlt in diesem Sektor der Balken in der stärksten Windklasse WG4. Dies hängt damit zusammen, dass es bei dieser Windrichtung keine 6h-Niederschlagsintervalle mit einer so hohen Windgeschwindigkeit gibt. Die hohen Windgeschwindigkeiten in der SFG2-Klasse beschränken sich auf die Windrichtungssektoren zwischen  $280^\circ$  und  $340^\circ$ . Auch bei reiner Nordanströmung und bei Nordostwind gibt es keine Niederschlagsereignisse mit einer Windgeschwindigkeit von mehr als  $17,5 \text{ m s}^{-1}$ . Die höchsten akkumulierten Niederschlagsdifferenzen in den einzelnen Windgeschwindigkeitsklassen hängen ebenfalls von der Windrichtung ab. Die Klasse WG4 erreicht ihr Maximum mit 25 mm/Jahr in den Sektoren bei  $280^\circ$  bzw.  $300^\circ$  während die Klassen WG3 und WG2 ihr Maximum mit jeweils 22 mm/Jahr bei  $320^\circ$  haben. Bei den geringen Windgeschwindigkeiten ist es sogar so, dass die höchsten Niederschlagsdifferenzen mit 10 mm/Jahr bei einer reinen Nordanströmung auftreten. Da es sich dabei um akkumulierte jährliche Niederschlagsdifferenzen handelt, hat jedoch die klimatologische Häufigkeit der jeweiligen Windrichtung einen starken Einfluss auf die Verteilung. Um dies zu quantifizieren, sind in Abbildung 4.23b normierte Differenzen für die Niederschlagsereignisse mit einer Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m dargestellt. Ist die Westkomponente in der Anströmung in 700 hPa dominant, ergibt sich kaum eine Abhängigkeit der orographischen Niederschlagsverstärkung (dargestellt durch normierte Niederschlagsdifferenzen) von der Windgeschwindigkeit. So liegt zum Beispiel in einem Windsektor von  $300^\circ$  die mittlere 6h-Niederschlagsdifferenz zwischen der Zugspitze und Garmisch für alle vier Windgeschwindigkeitsklassen bei ca. 2,5 mm/6h. Bei Nordwestwind, also in den Windsektoren von  $320^\circ$  und  $340^\circ$ , zeigt sich hingegen eine deutliche Zunahme der normierten Niederschlagsdifferenz mit der Windgeschwindigkeit. Die Werte erreichen hier in der stärksten Windklasse WG4 Werte von 5 mm/6h, während in der Klasse mit Windgeschwindigkeiten unter  $7,5 \text{ m s}^{-1}$  im selben Windsektor nur ungefähr die Hälfte der Differenzen (2,5 mm/6h) auftreten.





**Abbildung 4.23:** Niederschlagsdifferenz zwischen der Zugspitze und Garmisch in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit und -richtung in 700 hPa für verschiedene Schneefallgrenzen (SFG2 - Bilder a,b; SFG3 - Bilder c,d). Die Bilder a und c beinhalten jährlich akkumulierte Differenzen, während die Bilder b und d normierte Niederschlagsdifferenzen (mm/6h) darstellen.

Überraschend in Abbildung 4.23b ist, dass bei nördlichen bzw. nordöstlichen Windrichtungen die orographische Niederschlagsverstärkung indirekt proportional zur Windgeschwindigkeit in 700 hPa zu sein scheint. Dies wurde auch schon in Abbildung 4.23a festgestellt und lässt sich auf ein Repräsentationsproblem zurückführen. Vergleicht man die Abbildungen 4.23a und 4.23b miteinander, erhält man die Anzahl der Niederschlagsfälle in den einzelnen Intervallen. Hierbei sieht man, dass die Anzahl der 6h-Niederschlagsintervalle in den Windsektoren zwischen 0° und 40° deutlich niedriger ist. Im Windsektor von 20° treten in der Klasse WG1 durchschnittlich nur 2 Fälle pro Jahr auf, in der Klasse WG3 ist es sogar nur ein Fall. In der Starkwindklasse WG4 wird im Windrichtungsbereich zwischen 0° und 40° nicht einmal der erforderliche Schwellwert von 5 Fällen in den 10 Jahren zwischen 1991 und 2000 erreicht, wodurch die normierten Niederschlagsdifferenzen hier 0

gesetzt wurden. Der Grund für die geringe Anzahl der Fälle bei Nord- bzw. Nordostanströmung liegt darin, dass solch hohe Windgeschwindigkeiten bei dieser Anströmungsrichtung nur sehr selten vorkommen und andererseits solche Niederschlagsereignisse meistens mit einer Schneefallgrenze von weniger als 1000 m verbunden sind und deshalb in die SFG3-Klasse fallen. Dadurch sind also Rückschlüsse auf die orographische Niederschlagsverstärkung bei nördlichen bzw. nordöstlichen Windrichtungen in Abbildung 4.23b nicht sehr aussagekräftig. Bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung ( $280^\circ - 300^\circ$ ) erkennt man durch den Vergleich der akkumulierten mit den normierten Niederschlagsdifferenzen, dass die Anzahl der 6h-Niederschlagsintervalle in der Klasse WG4 deutlich höher ist als in den Klassen WG1 oder WG2. Bei geringer Nordkomponente in der Anströmung ist für nennenswerte orographische Niederschlagsverstärkung also eine hohe Windgeschwindigkeit nötig.

Die entsprechenden Resultate für die Klasse SFG3, also für Niederschlagsereignisse mit einer Schneefallgrenze unterhalb von 1000 m, sind in den Abbildungen 4.23c,d dargestellt. Für die akkumulierten Differenzen ergibt sich bei dominanter westlicher Komponente in der Anströmung wiederum keine eindeutige Abhängigkeit der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz von der Windgeschwindigkeit. Hier liegen auch die Werte zumeist unterhalb von 5 mm/Jahr, also klimatologisch nicht sehr relevant. Im Bereich zwischen  $300^\circ$  und  $0^\circ$  erkennt man hingegen einen eindeutigen Trend zur Zunahme der Niederschlagsdifferenz zwischen der Zugspitze und Garmisch mit stärker werdender Anströmung. In diesem Windrichtungsbereich übersteigen die jährlichen Niederschlagsdifferenzen der Klasse WG4 jene der Klasse WG1 um das bis zu 10fache. So nimmt im Windsektor von  $340^\circ$  die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz von 4 mm/Jahr in der Klasse WG1 über 12 mm/Jahr in der Klasse WG2 auf 28 mm/Jahr in der Klasse WG3 zu. Bei Windgeschwindigkeiten von über  $17,5 \text{ m s}^{-1}$  wird auf der Zugspitze über das Jahr aufsummiert sogar um 37 mm mehr Niederschlag gemessen als im Tal bei Garmisch. Bei nördlicher bzw. nordöstlicher Anströmung nehmen die akkumulierten Niederschlagsdifferenzen wegen der klimatologisch geringeren Häufigkeit wieder deutlich ab. Hier ist auch keine eindeutige Aussage über die Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit möglich. Vergleicht man die Werte in Abbildung 4.23c mit jenen in der Schneefallgrenzenklasse SFG2 (Abb. 4.23a), erkennt man deutliche Unterschiede. Bei westlicher Anströmung sind die Niederschlagswerte in der SFG2-Klasse deutlich höher, was auf den atlantischen Ursprung der Luftmasse bei westlicher Höhenströmung zurückzuführen ist. Dadurch sind die meisten Niederschlagsereignisse mit einer Schneefallgrenze über 1000 m verbunden. Nimmt die Nordkomponente in 700 hPa zu, fallen immer mehr Niederschlagsereignisse in die Klasse SFG3, so dass bei diesen Windrichtungen die akkumulierten Niederschlagsdifferenzen in Abbildung 4.23c meist höher sind als in Abbildung 4.23a.

Betrachtet man die normierten Niederschlagsdifferenzen in Abbildung 4.23d, erhält man eine Information über die Stärke der orographischen Niederschlagsverstärkung an der Zugspitze. In den Windrichtungsbereichen, in denen die Anströmung eine starke Komponente normal zur Kammlinie der Nordalpen hat ( $300^\circ - 20^\circ$ ), nehmen die normierten Niederschlagsdifferenzen stark mit der Wingschwindigkeit zu. Wird zum Bei-

spiel im Windsektor von  $340^\circ$  bei einer Windgeschwindigkeit von weniger als  $7,5 \text{ m s}^{-1}$ , durchschnittlich eine Niederschlagsdifferenz von  $2 \text{ mm/6h}$  gemessen, so ist der entsprechende Wert bei Starkwindfällen ( $> 17,5 \text{ m s}^{-1}$ ) mit  $6,5 \text{ mm/6h}$  mehr als 3mal so hoch. Auch in den umliegenden Windsektoren ist das Verhältnis ähnlich groß. Damit ist die Niederschlagsverstärkung bei niedrigen Schneefallgrenzen tendenziell etwas höher als in der Klasse SFG2. Bei westlicher Anströmung ergeben sich sehr geringe Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen mit Werten um  $1 \text{ mm/6h}$ . Hier ist auch keine eindeutige Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit erkennbar. Dies lässt sich einerseits auf die alpenparallele Strömung zurückführen, wodurch es kaum zu einer Hebung der feuchten Luftmasse kommt, andererseits ist auch die Anzahl der Fälle in diesem Windrichtungsbereich in der Klasse SFG3 gering. Diese erhält man, indem man die Werte von Abbildung 4.23c durch die Werte in Abbildung 4.23d dividiert. Die meisten Niederschlagsfälle treten im Bereich zwischen  $300^\circ$  und  $340^\circ$  auf, wobei hier vor allem die hohen Windgeschwindigkeiten (WG3, WG4) dominieren. Bei niedrigen Windgeschwindigkeiten (WG1) ergibt sich kaum eine Abhängigkeit der normierten Niederschlagsdifferenzen von der Windrichtung, und die Werte sind auch kleiner als in der WG1 Klasse in SFG2. Daraus lässt sich ableiten, dass bei schwachen Anströmungen in Verbindung mit niedrigen Temperaturen die Kondensationsraten zu gering für einen effektiven Seeder-Feeder-Mechanismus sind. Im Vergleich zur Klasse SFG2 ist das Maximum der Niederschlagsintervalle in der Klasse SFG3 etwas in Richtung Norden verschoben.

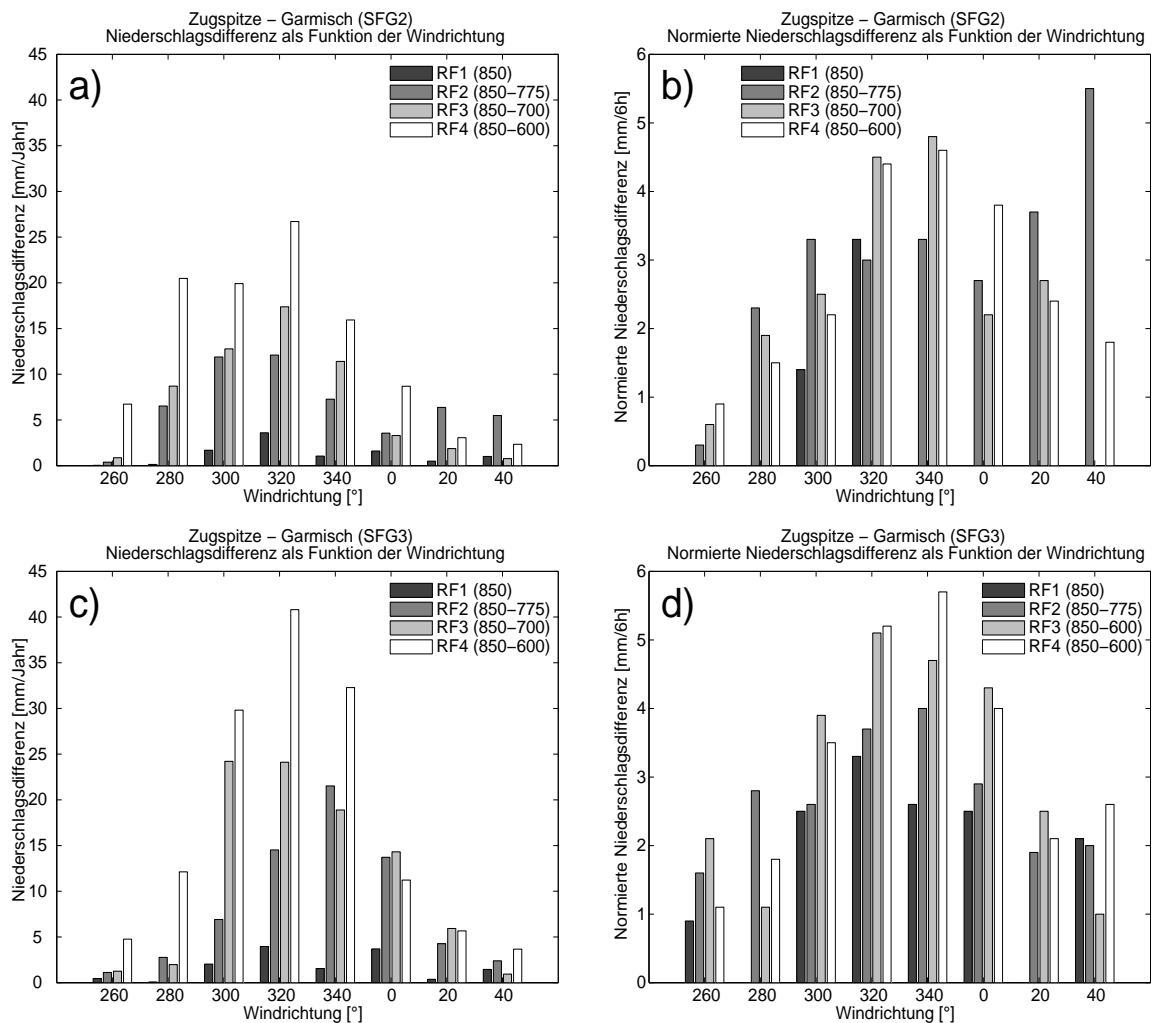
In Summe über alle Windrichtungen ist die akkumulierte Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz bei tiefen Schneefallgrenzen ( $< 1000 \text{ m}$ ) etwas höher als in der SFG2-Klasse. Für die kalten Temperaturen ergibt sich des weiteren eine größere Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Auch bei den normierten Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch sind die Werte in der Klasse SFG3 etwas höher, was damit zusammenhängt, dass Garmisch bei niedrigen Schneefallgrenzen klimatologisch erheblich weniger Niederschlag erhält als in der Klasse SFG2. Generell erkennt man in Abbildung 4.23, dass die Anzahl der Niederschlagsintervalle bei westlichen Anströmungen viel geringer ist als zum Beispiel bei reiner Nordanströmung. Dies mag etwas seltsam erscheinen, hat man doch in den vorigen Kapiteln gesehen, dass Westwind in Verbindung mit Niederschlag klimatologisch viel häufiger auftritt als Nordwind. Eine Ursache dafür liegt in der Wahl der Niederschlagsschwellwerte bei den normierten Niederschlagsdifferenzen. Durch den Schwellwert von  $0,25 \text{ mm}$  an beiden Stationen, bzw.  $1,0 \text{ mm}$  auf der Zugspitze, werden schwache Niederschlagsereignisse in dieser Auswertung nicht berücksichtigt. Bei Westwind kommt es jedoch durch die alpenparallele Strömung sehr oft zu marginalen Niederschlägen. Des weiteren ist auch der Anteil von Niederschlagsereignissen mit einem sehr hohem Temperaturniveau (Schneefallgrenze  $> 2500 \text{ m}$ ) bei Westwind deutlich höher als bei Nordwind. Da diese Ereignisse hier weggelassen werden, ist die Anzahl der Niederschlagsereignisse bei westlichen Anströmungen deutlich reduziert. Zuguterletzt mag auch noch das Weglassen von konvektiven Ereignissen einen entscheidenden Einfluss bei der Aufteilung der Niederschläge in die einzelnen Windrichtungen haben.

## Vertikales Feuchteprofil

Der nächste zu untersuchende Parameter ist das Vertikalprofil der relativen Feuchte. Die relative Feuchte in den verschiedenen Niveaus wird dabei aus dem Mischungsverhältnis der MM5-Klimamodus-Simulation berechnet. Intuitiv würde man vermuten, dass eine feuchte Luftmasse mit großer vertikaler Ausdehnung zu einer stärkeren orographischen Niederschlagsverstärkung führt als eine dünne gesättigte Luftschicht, weil in diesem Fall ein größeres Volumen an feuchter Luft zur Hebung zur Verfügung steht. Um den Einfluss des Feuchteprofils aussagekräftig zu untersuchen, ist es notwendig, das Vertikalprofil der relativen Feuchte an einer Stelle zu betrachten, an der die heranströmende Luft noch nicht signifikant orographisch gehoben wurde. Deshalb werden für die folgende Analyse die Feuchtwerte von 3 Gitterpunkten im Alpenvorland, etwas südlich von München, herangezogen. Um die Schichtdicke der gesättigten Luft für die 6h-Intervalle mit Niederschlag zu bestimmen, werden die relativen Feuchten in einer Höhe von 850, 775, 700 und 600 hPa betrachtet. Diese Niveaus wurden ausgewählt, um zwischen Frontalzonen mit einer dicken gesättigten Schicht und postfrontalen Verhältnissen, mit sukzessiver Abtrocknung durch absinkende Luft, zu unterscheiden. Dabei wird die Atmosphäre als feucht (nahezu gesättigt) bezeichnet, wenn die relative Feuchte im entsprechenden Niveau höher als 90% ist, wobei bei Temperaturen unterhalb von 0° die relative Feuchte in Bezug auf Eis verwendet wird. Nun werden 4 Feuchteklassen bestimmt, die im folgenden mit den Abkürzungen RF1 - RF4 bezeichnet werden. Dabei beinhaltet die Klasse RF1 sämtliche Fälle, in denen die relative Feuchte im Niveau von 850 hPa größer als 90% ist, aber in allen höheren Niveaus unterhalb von 90% liegt. In der Klasse RF2 reicht die feuchte Schicht bereits in eine Höhe von 775 hPa, und in der letzten Klasse (RF4) ist in allen 4 betrachteten Niveaus die relative Feuchte höher als 90%. Im Gegensatz zu den Windgeschwindigkeitsklassen in der vorigen Analyse kann es hier vorkommen, dass ein 6h-Intervall mit Niederschlag in keine der 4 Feuchteklassen fällt. Dies ist der Fall, wenn die relative Feuchte im 850-hPa-Niveau geringer als 90% ist. Obwohl dies bei Ereignissen mit signifikantem Niederschlag nur sehr selten der Fall ist, ist die Niederschlagssumme über alle 4 Feuchteklassen etwas niedriger als die akkumulierten Niederschlagswerte in den einzelnen Windrichtungssektoren in Abbildung 4.23. Ähnlich wie bei der vorigen Untersuchung werden auch hier die konvektiven Ereignisse und alle Fälle mit einer Schneefallgrenze von über 2500 m (SFG1) weggelassen. Für die Berechnung der normierten Niederschlagsdifferenzen wird wiederum nur auf 6h-Intervalle mit mehr als 0,25 mm an beiden Stationen, bzw. mehr als 1,0 mm an der Bergstation Zugspitze, zurückgegriffen.

In Abbildung 4.24 sind die akkumulierten (a,c) und normierten (b,d) Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch, in Abhängigkeit von der Dicke der feuchten Schicht, für die zwei Schneefallgrenzenklassen SFG2 und SFG3 dargestellt. Die Aufteilung in die 20°-Windsektoren entspricht im Wesentlichen jener in Abbildung 4.23 woraus abzuleiten ist, dass die Fälle mit weniger als 90% relativer Feuchte in 850 hPa keinen entscheidenden Beitrag zur Verteilung leisten.

Betrachtet man die akkumulierten Niederschlagsdifferenzen bei Fällen mit einer



**Abbildung 4.24:** Niederschlagsdifferenz zwischen der Zugspitze und Garmisch in Abhängigkeit der Windrichtung in 700 hPa und der Dicke der gesättigten Luftschicht (siehe Text für Definitionen), für verschiedene Schneefallgrenzen (SFG2 - Bilder a,b; SFG3 - Bilder c,d). Die Bilder a und c beinhalten jährlich akkumulierte Differenzen, während die Bilder b und d normierte Niederschlagsdifferenzen (mm/6h) darstellen.

Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m (SFG2) in Abbildung 4.24a, erkennt man eine deutliche Abhängigkeit vom Feuchteprofil. Während die erste Klasse, also Fälle mit Sättigung nur in 850 hPa, kaum nennenswerte Beiträge zur Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz leisten, nehmen die Werte mit zunehmender Dicke der feuchten Schicht stark zu. So beträgt zum Beispiel der Niederschlagsüberschuss an der Bergstation Zugspitze im Windsektor von  $320^\circ$  mit 12 mm in der Feuchteklasse RF2 das dreifache der Feuchteklasse RF1 (4 mm/Jahr). In der Klasse RF3 unterscheiden sich die Werte zwischen der Zugspitze und Garmisch bereits um 17 mm/Jahr, und wenn alle 4 Niveaus mehr als 90% relative Feuchte aufweisen, fällt auf der Zugspitze im Mittel um 28 mm/Jahr mehr Niederschlag als im Tal. Auch in den umliegenden Windsektoren ist der

Anstieg ähnlich hoch. Nur bei östlicher Anströmung kann keine eindeutige Abhängigkeit der Niederschlagsdifferenz vom Feuchteprofil festgestellt werden. Auffallend in dieser Abbildung sind die in allen Windsektoren extrem niedrigen Werte in der Klasse RF1. Daraus lässt sich ableiten, dass die Elimination der konvektiven Fälle auf Basis des Klassifikationsschemas von Kapitel 3.3 zu einem großen Teil erfolgreich verlaufen ist. Die stärksten Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen treten im Windrichtungsbereich zwischen  $280^\circ$  und  $340^\circ$  auf, also bei Anströmungen mit einer Komponente normal zur Kammlinie der Nordalpen. Bei Sättigung bis hinauf in 600 hPa werden in diesem Windrichtungsbereich Werte zwischen 15 und 30 mm/Jahr erreicht. Bei westlichen Windrichtungen führt die alpenparallele Strömung zu einer deutlichen Reduzierung der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen, und auch bei nördlicher bzw. nordöstlicher Anströmung ist, auf Grund der klimatologisch geringen Anzahl an Niederschlagsereignissen, die Differenz eher gering. Betrachtet man die einzelnen Feuchteklassen getrennt voneinander, erkennt man, dass das Maximum in allen vier Klassen in den selben Windsektor von  $320^\circ$  fällt. In diesem Windsektor kommt es einerseits bereits zu einer starken orographischen Niederschlagsverstärkung und andererseits ist die klimatologische Häufigkeit dieser Windrichtung bei Niederschlag sehr hoch. Der relative Anteil der Niederschlagsdifferenzen, der in die Klasse RF4 fällt, ist bei westlichen Anströmungen höher als bei nördlichen. Fallen bei Westwind von  $260^\circ$  ca. 80% der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in die Klasse RF4, sind es bei nordwestlicher Windrichtung von  $320^\circ$  nur mehr 44%. Bei östlicher Anströmung ist es sogar so, dass die Klasse RF2 höhere Werte aufweist als die Klasse RF4, jedoch ist hier wegen der geringen Differenzen die klimatologische Relevanz sehr niedrig. Der Grund für die Abnahme des relativen Anteils der Klasse RF4 von Westwind hin zu Nordwind könnte im Ursprung der Luftmassen liegen. Während bei westlicher Windrichtung hauptsächlich atlantische Luftmassen mit hohem Feuchtegehalt bis in große Höhen an die Alpen strömen, ist die gesättigte Luftmasse bei nördlicher Anströmung meistens viel seichter.

Um den Einfluss der klimatologischen Häufigkeit in den einzelnen Klassen zu umgehen, sind in Abbildung 4.24b die normierten Niederschlagsdifferenzen der Klasse SFG2 dargestellt. Die höchsten Werte werden hier im Windsektor von  $340^\circ$  erreicht, wo in den Klassen RF3 und RF4 die Zugspitze um durchschnittlich 5 mm/6h mehr Niederschlag erhält als die Talstation Garmisch. Damit ist das Maximum bei den normierten Niederschlagsdifferenzen im Vergleich zu den akkumulierten Werten etwas in Richtung Norden verschoben. Auch im Sektor von  $320^\circ$  sind die Werte noch sehr hoch, sinken jedoch mit stärker werdender Westkomponente dann erheblich ab (Abb. 4.24b). Die größten Unterschiede zu den akkumulierten Werten treten bei nördlicher bis nordöstlicher Anströmung auf. In diesem Windrichtungsbereich sind die normierten Werte mit bis zu 4 mm/6h relativ hoch, während die Niederschlagssummen sehr gering sind (Abb. 4.24a). Es kommt also in diesem Bereich zu einer starken orographischen Niederschlagsverstärkung, jedoch sind Niederschlagsereignisse mit einer solchen Anströmung relativ selten. Die meisten Niederschlagsereignisse fallen in die Windsektoren von  $300^\circ$  bzw.  $320^\circ$ . Betrachtet man die Aufteilung der normierten Niederschlagsdifferenzen in die einzelnen Feuchteklassen, erkennt man allgemein einen viel geringeren Abstand zwischen den Klassen RF1 bis RF4 als

bei den akkumulierten Niederschlagsdifferenzen in Abbildung 4.24a. So ist zum Beispiel bei nordwestlicher Anströmung die normierte Niederschlagsdifferenz in der Klasse RF3 ähnlich hoch, bzw. sogar leicht höher, als in der Klasse RF4. Bei 280° kommt es sogar zu einer kontinuierlichen Abnahme der Werte von RF2 bis RF4. Die geringe Abhängigkeit der normierten Differenzen vom Feuchteprofil lässt sich teilweise auf ein Repräsentationsproblem zurückführen. Es fehlt zum Beispiel in den meisten Windsektoren die Klasse RF1, weil es zu wenige Fälle ( $< 5$  zwischen 1991 und 2000) in dieser Feuchteklasse gibt, welche die Schwellwerte für den Niederschlag erreichen. Auch die hohen normierten Werte in der RF2-Klasse bei nordöstlicher Anströmung basieren auf einzelnen Ereignissen. In den Klassen RF1 und RF2 handelt es sich oft auch um Ereignisse mit einem starken horizontalen Feuchtegradienten zwischen dem Alpenvorland und den Nordalpen. Bei postfrontalen Fällen kommt es manchmal vor, dass die Luft im Alpenvorland (woher die Feuchtedaten stammen) in der Höhe bereits abgetrocknet ist, es in den Alpen aber staubedingt noch zu erheblichen Niederschlägen kommt. Die Verringerung des Schwellwertes für die 6h-Niederschlagsintervalle würde zu größeren Differenzen zwischen den einzelnen Feuchteklassen führen, allerdings macht es wenig Sinn, die zahlreichen marginalen Niederschlagsereignisse in die Analyse miteinzubinden. Durch einen Vergleich der akkumulierten mit den normierten Niederschlagsdifferenzen sieht man auch, dass die Anzahl der 6h-Niederschlagsintervalle in der Klasse RF4 bedeutend höher ist als in den anderen Feuchteklassen. Anders ausgedrückt ist also signifikanter Niederschlag mit mehr als 0,25 mm an beiden Stationen, bzw. mehr als 1,0 mm auf der Zugspitze, meistens in Verbindung mit einer relativ dicken, gesättigten Luftschicht.

Dieselbe Analyse ist in Abbildung 4.24c für die kalten Fälle mit einer Schneefallgrenze von weniger als 1000 m dargestellt. Die größten Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch treten in den Windsektoren von 320° und 340° auf. Bei nördlicher Anströmung sind die Werte bei tiefer Schneefallgrenze ( $< 1000$  m) deutlich höher als in der Klasse SFG2. Dies kann mehrere Gründe haben. Zum einem ist die Anzahl der Fälle in der Klasse SFG3 bei diesen Windrichtungen höher, weil solche Anströmungen meistens im Winterhalbjahr mit einer sehr tiefen Schneefallgrenze auftreten. Zum anderen treten Niederschläge mit nördlicher Anströmung und tiefer Schneefallgrenze häufig in Verbindung mit hohen Windgeschwindigkeiten auf, wodurch es zu einer stärkeren orographischen Niederschlagsverstärkung kommt, wie man in Kapitel 4.3.3.1 gesehen hat. Im Gegensatz dazu sind die Niederschlagsdifferenzen bei westlicher Anströmung geringer als in der Klasse SFG2. Ähnlich wie in Abbildung 4.24a sieht man auch bei den akkumulierten Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen der SFG3-Klasse einen deutlichen Trend zur Vergrößerung der Niederschlagsdifferenz mit zunehmender Dicke der feuchten Schicht in der Anströmung. Der höchste Wert wird im Windsektor von 320° erreicht, wo in der Klasse RF4 eine jährliche Niederschlagsdifferenz von 41 mm gemessen wird. Im selben Sektor wird in der Klasse RF3 ein Wert von 25 mm/Jahr und in der RF2-Klasse ein Wert von 15 mm/Jahr erzielt. Damit ist die Zunahme der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz mit dicker werdender Feuchteschicht etwas höher als in Abbildung 4.24a. In der Klasse RF1 treten über den gesamten Windbereich nur marginale Niederschlagsdifferenzen zwischen der

Zugspitze und Garmisch auf. Dies hängt hauptsächlich damit zusammen, dass bei einer so seichten gesättigten Luftschicht meistens nur geringe Niederschlagsmengen auftreten. Ähnlich wie in der Klasse SFG2 ist auch hier der Anteil der Feuchtekategorie RF4 an der Niederschlagsdifferenz bei nördlicher Anströmung bedeutend niedriger als bei Westwind. Fallen bei  $340^\circ$  ca. 45% der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in die Klasse RF4, sind es bei  $280^\circ$  fast 75%. Bei nördlicher bzw. nordöstlicher Windrichtung kann auch bei tiefen Schneefallgrenzen keine eindeutige Verbindung zwischen der Niederschlagsdifferenz und dem vertikalen Feuchteprofil gefunden werden. Dies lässt sich wiederum durch die geringe Anzahl der Niederschlagsereignisse erklären.

Der Vergleich zwischen den Abbildungen 4.24c und 4.24d zeigt, dass die meisten 6h-Niederschlagsintervalle mit einer Schneefallgrenze in der Klasse SFG3 in den Windsektoren von  $320^\circ$  und  $340^\circ$  auftreten. Westliche und östliche Windrichtungen kommen hingegen sehr selten vor. Betrachtet man die Aufspaltung in die einzelnen Klassen der relativen Feuchte, erkennt man eine wesentlich geringere Streuung zwischen den Werten der Klasse RF1 und den Fällen mit Sättigung bis 600 hPa (RF4) als bei der akkumulierten Darstellung. Im Gegensatz zur Schneefallgrenzenklasse SFG2 nimmt jedoch die normierte Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz in Abbildung 4.24d in einem Windrichtungsbereich zwischen  $300^\circ$  und  $0^\circ$  mit stärker werdender vertikaler Ausdehnung der gesättigten Luft zu. So erreichen die Werte im Windsektor von  $300^\circ$  2,5 mm/6h in der Klasse RF1, während in den Klassen RF3 mit 4,0 mm/6h und RF4 mit 3,7 mm/6h deutlich höhere Differenzen gemessen werden. Die stärkste Zunahme ergibt sich bei nordwestlicher Anströmung von  $340^\circ$ , wo in der Klasse RF4 mit 5,6 mm/6h eine doppelt so starke orographische Niederschlagsverstärkung auftritt wie in der Klasse RF1 (2,6 mm/6h). Ist die zonale (West-Ost) Komponente des Windes in 700 hPa hoch, kommt es nur zu geringen normierten Niederschlagsdifferenzen von maximal 2 mm/6h. Hier ergibt sich auch keine Abhängigkeit der Niederschlagszunahme mit der Höhe vom Feuchteprofil. Auch die Anzahl der Fälle ist bei solchen Windrichtungen gering, was man auch daran erkennt, dass gewisse Feuchteklassen in manchen Windrichtungssektoren nicht vorkommen ( $< 5$  Fälle). Das Maximum in der Klasse RF4 findet man mit 5,7 mm/6h im Windsektor von  $340^\circ$ , während das Maximum der Klasse RF3 bei  $320^\circ$  mit 5,2 mm/6h auftritt. Auch in den anderen beiden Feuchteklassen beschränkt sich die stärkste orographische Niederschlagsverstärkung auf diese beiden Windrichtungen. Vergleicht man die Werte in Abbildung 4.24d mit den normierten Niederschlagsdifferenzen bei einer Schneefallgrenze zwischen 2500 m und 1000 m in Abbildung 4.24b, fallen die etwas höheren Werte in der Klasse SFG3 auf. Die Unterschiede zwischen den Werten in den zwei verschiedenen Klassen der Schneefallgrenze erreichen jedoch kaum mehr als 1 mm/6h. Bei östlichen Windrichtungen erhält man bei tiefen Schneefallgrenzen ein viel einheitlicheres Signal, was auf eine höhere Anzahl an Niederschlagsfällen schließen lässt. Vor allem die Klasse RF1 kommt bei tiefen Schneefallgrenzen häufiger vor als in der Klasse SFG2.

Abschließend zu dieser Untersuchung ist noch hinzuzufügen, dass die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen auch als Funktion des MM5-Modellniederschlags im Alpenvorland analysiert wurden. Dadurch sollte der Zusammenhang zwischen der synoptischskali-



gen Hebung und dem Höhengradienten des Niederschlags gezeigt werden. Die Ergebnisse gleichen jedoch im Wesentlichen den eben gezeigten mit dem Feuchtekriterium, da es eine hohe Kreuzkorrelation zwischen der Dicke der gesättigten Luft in der Anströmung und dem expliziten Modellniederschlag des MM5 gibt. Deshalb wird auf eine Diskussion der Ergebnisse dieser Untersuchung hier verzichtet.



## Kapitel 5

# Hochaufgelöste Modellsimulationen zu Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in den Nordalpen

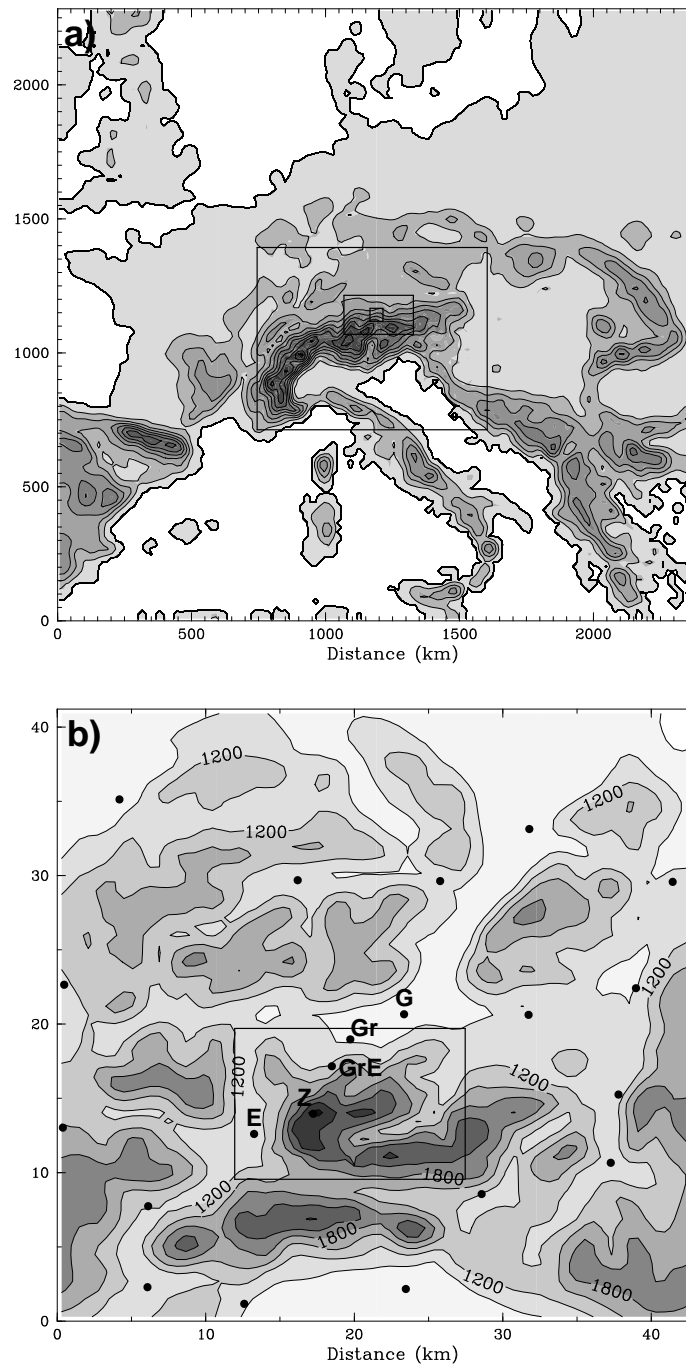
Die Untersuchung der Niederschlagsklimatologien von Berg- und Talstationen in Kapitel 4.3 hat ergeben, dass es beim Höhengradienten des Niederschlags bedingt durch topographische Beeinflussung zu sehr starken regionalen Unterschieden kommen kann. Aber auch bei der Betrachtung eines einzelnen Stationspaares können verschiedene synoptische Umgebungsbedingungen zu sehr unterschiedlichen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen führen. So haben Parameter wie die Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Temperaturniveau oder das vertikale Feuchteprofil einen sehr starken Einfluss auf die Größe der orographischen Niederschlagsverstärkung. Die genaue Untersuchung des Stationspaares Zugspitze/Garmisch in Kapitel 4.3.3 hat auch unerwartete Ergebnisse hervorgebracht. Dazu zählt zum Beispiel der negative Höhengradient bei konvektiven Ereignissen in Verbindung mit einer südwestlichen Höhenströmung, wofür bereits eine plausible Erklärung gefunden werden konnte. Ein weiterer interessanter Punkt der klimatologischen Analyse, welcher noch einer detaillierten Untersuchung bedarf, sind die relativ niedrigen Niederschlagswerte auf der Zugspitze bei hoher Schneefallgrenze und nördlicher Anströmung. Das Ziel des folgenden Kapitels ist es, mit Hilfe von hochaufgelösten Simulationen mit dem numerischen Modell MM5 einzelne klimatologisch repräsentative Niederschlagsereignisse genau zu analysieren. Dabei handelt es sich um zwei Winterfälle mit einer starken Niederschlagszunahme mit der Höhe, um ein Winter-Niederschlagsereignis mit einem vergleichsweise schwachen Höhengradienten des Niederschlags, und um einen Sommerfall mit annähernd gleichen Niederschlagsmengen auf der Zugspitze und in Garmisch. Zunächst soll durch einen Vergleich der MM5-Ergebnisse mit den Niederschlagsdaten der Wetterstationen die Fähigkeit der Reproduzierbarkeit von Niederschlagsfeldern durch numerische Modelle getestet werden. Nach erfolgreicher Validierung sollen die folgenden Simulationen die dynamischen und mi-

krophysikalischen Prozesse hinter der orographischen Niederschlagsverstärkung erklären bzw. aufdecken, warum es manchmal zu einer starken und manchmal zu keiner Niederschlagszunahme mit der Höhe kommt. In diesem Kapitel werden zuerst die Daten und die Konfiguration der numerischen Simulationen sowie die Validierungsmethoden dargestellt. Danach werden die synoptischen Lagen der ausgewählten Niederschlagsereignisse beschrieben und zuletzt folgt eine Diskussion der Modellergebnisse.

## 5.1 Modellkonfiguration

Die numerischen Simulationen in diesem Kapitel wurden mit dem Pennsylvania State University-National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model MM5 (GRELL et al., 1995) durchgeführt. Dieses numerische Modell löst die nichthydrostatischen Bewegungsgleichungen in einem geländefolgenden Sigma( $\sigma$ )-Koordinatensystem. Dabei werden 5 interaktiv genestete Modellgebiete mit einem Gitterpunktabstand von 16,2 km, 5,4 km, 1,8 km, 600 m und 200 m verwendet. Die dazugehörige Anzahl der Gitterpunkte beträgt 148 x 142, 166 x 127, 100 x 70, 73 x 70 und 82 x 52. Das äußerste Modellgebiet (Gebiet 1) umfasst ein Gebiet zwischen Irland im Nordwesten, der Ägäis im Südosten, Gibraltar im Südwesten und Moskau im Nordosten, wobei sich der Mittelpunkt in den Zentralalpen befindet. In Abbildung 5.1a ist das Gebiet 1 inklusive der Position für die Modellgebiete 2, 3 und 4 dargestellt. Die Abbildung 5.1b zeigt eine Vergrößerung der Gebiete 4 und 5. Zusätzlich sind in dieser Abbildung alle operationellen Wetterstationen im Gebiet 4 in Form von Punkten eingezeichnet. Die 5 Stationen in unmittelbarer Nähe der Zugspitze sind mit Abkürzungen versehen, welche in Tabelle 5.1 zusätzlich mit Höheninformationen und den mittleren Jahresniederschlägen eingetragen sind. Die Modelltopographie wurde mit Hilfe der digitalen Höhendaten des U.S. Geological Survey (USGS) mit einer Auflösung von 5' im Gebiet 1 bzw. 30" in den Gebieten 2 und 3, erstellt. Für die inneren zwei Modellgebiete (4 und 5) wurden die vom DLR Oberpfaffenhofen zur Verfügung gestellten hochaufgelösten (1") Daten verwendet. Die Bodenbeschaffenheit wurde ebenfalls von USGS-Daten mit einer Auflösung von 5' (Gebiet 1) bzw. 30" (Gebiet 2 - 5) übernommen.

In der Vertikalen werden bei den Simulationen 39 voll- $\sigma$ -Flächen und die dazwischenliegenden 38 halb- $\sigma$ -Flächen verwendet, worauf alle Variablen außer dem vertikalen Wind berechnet werden. Die unterste halb- $\sigma$ -Fläche befindet sich bei  $\sigma = 0.998$ , was einer Höhe von 15 m über Grund entspricht. Die vertikale Distanz zwischen den Modellniveaus vergrößert sich von 30 m in der Nähe des Bodens auf 750 m am oberen Modellrand, welcher sich in einer Höhe von 100 hPa befindet. Am oberen Rand wird eine verbesserte Version der Klemp und Durran'schen (1983) Strahlungs-Randbedingung verwendet (ZÄNGL, 2002a), um störende Reflexionen von vertikal propagierenden Schwerewellen zu vermeiden. Alle Simulationen werden mit einem verallgemeinerten vertikalen Koordinatensystem gerechnet, welches in ZÄNGL (2003) beschrieben wurde. Dies ermöglicht ein schnelles Abklingen mit der Höhe der kleinskaligen topographischen Strukturen in den Koordinatenflächen. Im Vergleich zu einem konventionellen  $\sigma$ -Koordinatensystem verbessert diese Koordinatendefinition die numerische Genauigkeit von horizontaler Advektion in großen Höhen.



**Abbildung 5.1:** Modelltopographie des ersten (a) bzw. vierten Gebiets (b). Die Topographie ist in einer Grauskala mit einem Abstand von 300 m dargestellt, wobei die Schattierung in (a) auf Meeressniveau und in (b) auf 600 m beginnt. Die Rechtecke in den Abbildungen zeigen die Position der genesteten Gebiete. Die Punkte in (b) stehen für die Lage der Wetterstationen. Die Abkürzungen stehen für Ehrwald (E), Zugspitze (Z), Grainau-Eibsee (GrE), Grainau (Gr) und Garmisch (G). Die mittleren Jahresniederschläge sowie die Stationshöhen sind in Tabelle 5.1 eingetragen.

Die hier präsentierten Simulationen verwenden einen kompletten Satz an Physikpa-

Stationsname	Abkürzung	Höhe (m)	mittl. Jahresniederschlag (mm)
<b>Ehrwald</b>	<b>E</b>	<b>1030</b>	<b>1353</b>
<b>Zugspitze</b>	<b>Z</b>	<b>2960</b>	<b>2088</b>
<b>Grainau-Eibsee</b>	<b>GrE</b>	<b>1010</b>	<b>1465</b>
<b>Grainau</b>	<b>Gr</b>	<b>760</b>	<b>1373</b>
<b>Garmisch</b>	<b>G</b>	<b>719</b>	<b>1450</b>

**Tabelle 5.1:** Operationelle Wetterstationen mit Abkürzungen in Abbildung 5.1b, sowie Meereshöhe und mittlerem Jahresniederschlag zwischen 1991 und 2000.

parameterisierungen. Alle vier untersuchten Niederschlagsereignisse wurden sowohl mit dem Goddard, als auch mit dem Reisner-Thompson Wolkenmikrophysik-Schema gerechnet. Das Goddard-Schema (TAO und SIMPSON, 1993) hat prognostische Variablen für Wolkenwasser, Wolkeneis, Regen, Schnee und Graupel. Das Reisner-Thompson-Schema (REISNER et al., 1998; THOMPSON et al., 2004) verwendet zusätzlich noch eine Variable für die Anzahl-dichte von Wolkeneispartikeln. Die folgende Analyse der 4 Niederschlagsereignisse bezieht sich jeweils auf die Simulation mit besserer Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten der Wetterstationen. Für subskalige Konvektion wird im Gebiet 1 das aktualisierte Kain-Fritsch-Schema (KAIN, 2004) verwendet, während im Gebiet 2 das Grell-Schema (GRELL, 1993) zum Einsatz kommt. Kein Konvektionsschema wurde in den Gebieten 3, 4 und 5 verwendet, wo auftretende konvektive Zellen explizit aufgelöst werden. Die Strahlung wird mit dem sogenannten „Cloud-Radiation-Scheme“ für den solaren Anteil (DUDHIA, 1989) und dem RRTM-Schema (MLAWER et al., 1997) für den langwelligen Anteil berechnet. Die Grenzschicht wird mit dem Blackadar-Schema (ZHANG und ANTHES, 1982) parameterisiert, welches auf einer Schließung erster Ordnung basiert und vier verschiedene Stabilitätsregimes für vertikale Durchmischung betrachtet. Es steht in Verbindung mit einem einfachen prognostischen Schema für die Bodenfeuchte, welches mit klimatologischen Daten in Abhängigkeit der Bodenbeschaffenheit initialisiert wird. Um numerische Fehler über gebirgiger Topographie zu minimieren, wird das in ZÄNGL (2002b) beschriebene echt horizontale Diffusionsschema für die Temperatur und das Mischungsverhältnis von Wasserdampf bzw. Wolkenwasser verwendet.

Die Anfangs- und Randbedingungen, die für die Simulationen benötigt werden, wurden vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) übernommen. Für Niederschlagsereignisse vor 2000 werden die Reanalysedaten des ERA-40 Projektes verwendet, während für spätere Ereignisse die operationellen Analysedaten zum Einsatz kommen. Die Daten werden 6-stündlich auf Standard-Druckflächen und einem Gitter von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  verwendet.

Die Auswahl der verschiedenen Niederschlagsereignisse, die hier simuliert werden, erfolgte auf Grund der Resultate der klimatologischen Analyse in Kapitel 4.3. Es wurden Niederschlagsereignisse der Jahre 1991 - 2000 ausgesucht, die für das Stationspaar Zugspitze/Garmisch typisch auftretende Niederschlagsmuster gut repräsentieren. Die Se-

lektion führte zu zahlreichen passenden Ereignissen, für die numerische Simulationen mit dem MM5-Modell durchgeführt wurden. Davon wurden dann jene Simulationen ausgewählt, welche die beste Übereinstimmung mit den beobachteten Niederschlagsstrukturen aufweisen. Schlussendlich führte die Auswahl zu 2 Fällen mit einer sehr starken Niederschlagszunahme mit der Höhe und zwei Fällen mit schwachem bzw. keinem Höhengradienten des Niederschlags. Die Simulationszeiträume für die ersten beiden Fälle reichen von 00 UTC am 19. März 1997 bis 00 UTC am 22. März 1997 bzw. 00 UTC am 5. Februar 1999 bis 00 UTC am 9. Februar 1999. Der dritte Fall trat ebenfalls im Winterhalbjahr auf, wobei die Simulation den Zeitraum von 00 UTC am 5. Dezember 1992 bis 00 UTC am 7. Dezember 1992 umfasst. Der letzte Fall steht für die im Sommer regelmäßig auftretenden Ereignisse mit einer Schneefallgrenze in einer Höhe von rund 3000 m und nahezu identischen Niederschlagsmengen auf der Zugspitze und in Garmisch. Die Reproduktion der beobachteten kleinräumigen Niederschlagsstrukturen mit Hilfe des MM5 erwies sich bei den Sommer-Niederschlagsereignissen als sehr schwierig. Innerhalb der Periode 1991 - 2000 konnte bei keinem Fall eine akzeptable Reproduktion der Niederschlagsstrukturen erzielt werden, weshalb auf einen Fall aus dem Jahr 2005 zurückgegriffen wurde. Dieser ereignete sich von 00 UTC am 10. Juli 2005 bis zum 12. Juli 2005 um 00 UTC. In allen 4 Fällen umfasst die Simulation den Zeitraum des gesamten Niederschlagsereignisses, plus eine Anlaufzeit von mindestens 6 Stunden vor dem Einsetzen des signifikanten Niederschlags. Die numerischen Simulationen von negativen Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch bei südwestlicher Anströmung führten zu keinen zufriedenstellenden Ergebnissen weshalb sie in der folgenden Analyse auch nicht besprochen werden. Der Grund für die schlechten Validierungsergebnisse bei konvektiven Niederschlägen ist, dass konvektive Niederschläge eine hohe räumliche Variabilität aufweisen und nicht deterministisch vorhersagbar sind.

## 5.2 Beobachtungsdaten und Verifikationsmaße

Die Beobachtungsdaten für die Validierung der Modellergebnisse stammen aus dem bereits in Kapitel 3.1 ausführlich beschriebenen Datensatz. Der Fokus der Analyse in diesem Kapitel befasst sich mit den Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in der Zugspitzregion in den bayerischen Nordalpen. Die Validierung beschränkt sich auf das Modellgebiet 4 und den darin enthaltenen 21 Wetterstationen (Abbildung 5.1b). Die Validierung basiert auf einer bilinearen Interpolation des Modell-Outputs von den Modellgitterpunkten auf die Standorte der Wetterstationen. Für jedes simulierte Niederschlagsereignis werden die Beobachtungen und die interpolierten Modelldaten über das Gebiet 4 und die gesamte Niederschlagsperiode aufsummiert, um den mittleren Niederschlag, den Korrelationskoeffizient und das mittlere Fehlerquadrat (RMSE) zu berechnen. Die Interpolationsmethode ist angemessen, weil die Modellauflösung viel höher ist als die Stationsdichte (TUTISON et al., 2001). Des weiteren werden punktweise Vergleiche zwischen simulierten und beobachteten Niederschlagsmengen gemacht. Dies ist vernünftig, weil diese Untersuchung sich ausschließlich auf Frontalniederschläge (nur in Fall 4 ist eingebettete Konvektion vorhanden)

bezieht, wo die orographischen Niederschlagsmuster prinzipiell deterministisch vorhersagbar sind. Ein Problem ergibt sich, da die Akkumulationszeiträume (siehe Tabelle 5.2) nicht unbedingt mit den Messintervallen der täglich abgelesenen Niederschlagsstationen (06 - 06 UTC) übereinstimmen. Dieses Problem wurde aber mit der im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Umrechnungsmethode gelöst, in dem alle Stationen auf ein einheitliches Zeitintervall von 6 Stunden gebracht wurden (siehe Kapitel 3.1). Damit ist, durch eine Aufsummierung über die gewünschten Zeiträume, ein direkter Vergleich mit den Modelldaten möglich. Die möglichen Fehler dieser Umrechnung auf die hier präsentierten Ergebnisse sind sehr klein, da immer nur zusammenhängende Niederschlagsereignisse betrachtet werden, bei denen vor und nach dem Ereignis trockene Phasen vorgekommen sind. Um die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in allen Fällen zu quantifizieren, wird der Mittelwert der vier Stationen rund um die Zugspitze (mit Abkürzungen versehen in Abbildung 5.1b) direkt mit den Zugspitzwerten verglichen.

Fall	Sim.	Beob. N.	Sim. N.	Korr.	RMSE
1	G	31,55	32,06	0,829	11,70
	R	31,55	25,85	0,786	14,49
2	G	47,41	69,59	0,882	26,25
	R	47,41	67,89	0,714	24,33
3	G	32,23	33,34	0,675	7,29
	R	32,23	34,57	0,681	7,55
4	G	81,61	106,79	0,156	47,62
	R	81,61	95,97	0,412	35,77

**Tabelle 5.2:** Validierungsergebnisse für die 4 ausgesuchten Niederschlagsereignisse. Wie bei der Wolken-Mikrophysik-Parameterisierung, beschreiben G und R das Goddard- bzw. das Reisner-Thompson-Schema. Beob. N. steht für den über Gebiet 4 gemittelten beobachteten Niederschlag und Sim. N. für den entsprechenden simulierten Modellniederschlag. Korr. bezeichnet den Korrelationskoeffizient und RMSE den mittleren quadratischen Fehler. Die Niederschlagswerte sind akkumuliert über folgende Zeiträume: 06 UTC 19 März – 00 UTC 22 März 1997 (Fall 1), 06 UTC 5 Februar – 00 UTC 9 Februar 1999, 06 UTC 5 Dezember – 00 UTC 7 Dezember 1992 (Fall 3), 06 UTC 10 Juli – 00 UTC 12 Juli 2005.

Die Validierungsergebnisse für das gesamte Modellgebiet 4 sind in Tabelle 5.2 dargestellt. Sie zeigen, dass in den Fällen 1 und 3 die beobachteten Niederschlagsmengen sehr gut mit den simulierten übereinstimmen. Im zweiten Fall ist die simulierte Niederschlagsmenge um fast 50% zu hoch, der hohe Korrelationskoeffizient zeigt aber, dass die Niederschlagsstrukturen richtig wiedergegeben wurden. Die Simulationen mit dem Goddard-Mikrophysik-Schema zeigen in den ersten beiden Fällen die bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten, während im dritten Fall beide Simulationen nahezu identische Validierungsergebnisse lieferte. Im letzten Fall (Juli 2005) ist auf Grund eingebetteter Konvektionszellen während der Niederschlagsphase die Korrelation mit den Messdaten eher gering. Hier führte das Reisner-Thompson-Mikrophysik-Schema zu deutlich besseren



Ergebnissen. Auf die Validierungsergebnisse wird im Zuge der Besprechung der einzelnen Niederschlagsereignisse noch genauer eingegangen.

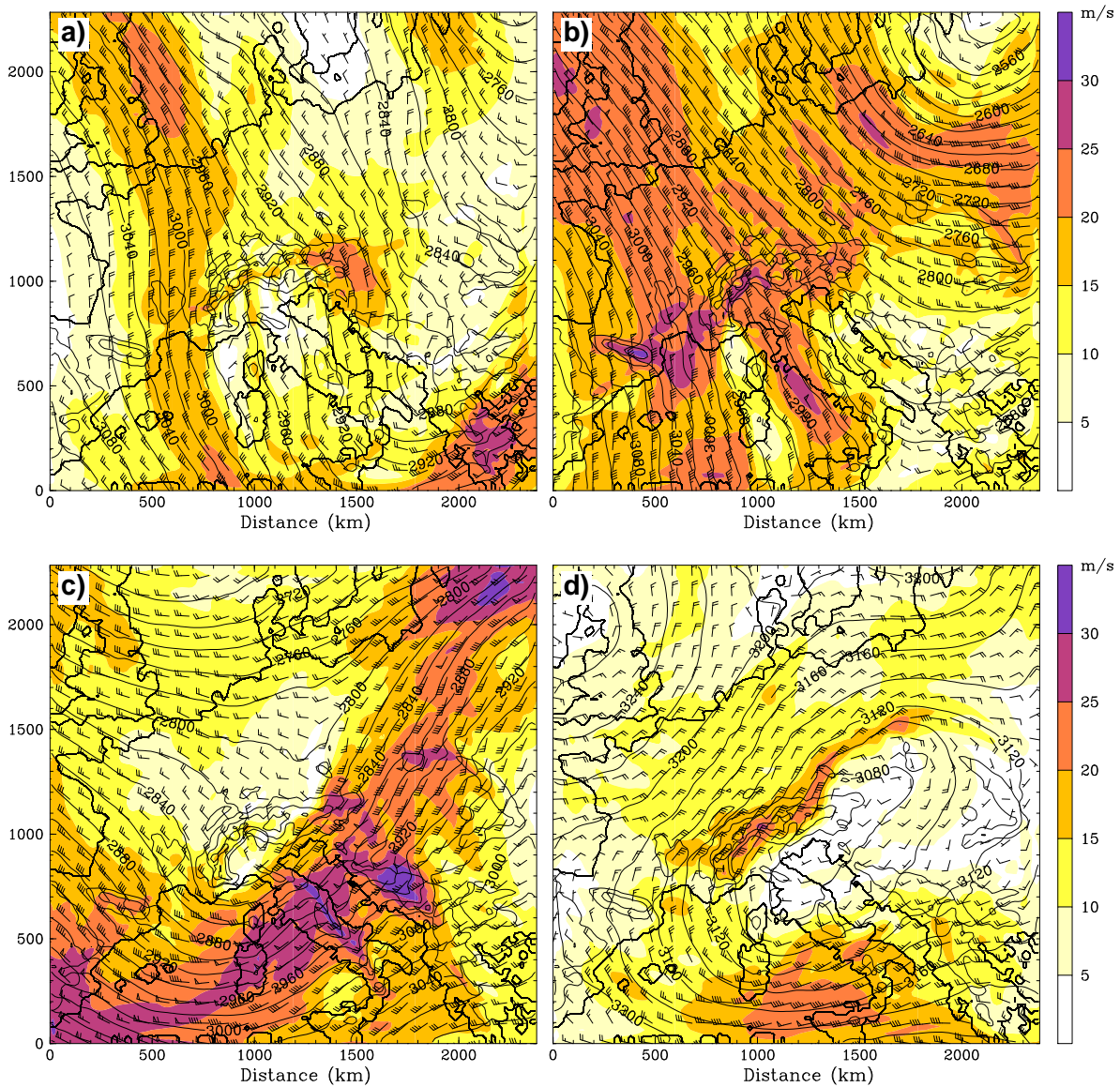
### 5.3 Synoptische Ausgangslage

Bevor mit der detaillierten Analyse der Niederschlagsereignisse gestartet wird, sollen an dieser Stelle die synoptischen Ausgangslagen kurz beschrieben werden. In Abbildung 5.2 sind die Windvektoren und das Geopotentialfeld in 700 hPa während der Hauptniederschlagsphase der einzelnen Niederschlagsereignisse dargestellt. Die entsprechenden Zeitpunkte sind 12 UTC am 20. März 1997 (36 Stunden nach Simulationsstart), 12 UTC am 6. Februar 1999 ( $t = 36$  Stunden), 12 UTC am 5. Dezember 1992 ( $t = 12$  Stunden) und 00 UTC am 11. Juli 2005 ( $t = 24$  Stunden).

Im 1997er Fall (Fall 1) wird die synoptische Situation über Europa von zwei ausgeprägten Tiefdrucksystemen geprägt. Das erste befindet sich südwestlich von Grönland und das zweite direkt über Nordosteuropa (Finnland). Zwischen diesen beiden Tiefdruckgebieten erstreckt sich ein ausgedehnter Hochdruckkeil weit in den Norden bis nach Island. Mitteleuropa befindet sich an der östlichen Flanke des Keils in einer strammen Nordwestanströmung. Über den Britischen Inseln entwickelt sich ein Kurzwellentrog, der mit Beginn der Niederschlagsphase über die Analyseregion hinwegzieht. Die Anströmung in 700 hPa ist zu Beginn des Ereignisses (19. März) südwestlich, mit leichten föhnigen Tendenzen in den Nordalpen, was mit dem Herannahen des Kurzwellentrogos erklärt werden kann. Mit dem Passieren der dazugehörigen Kaltfront dreht der Wind auf Nord, wird stärker, und Niederschlag setzt ein. Wie man an Hand von Abbildung 5.2a sehen kann, ist die Windgeschwindigkeit hinter der Front mit mehr als  $15 \text{ m s}^{-1}$  in 700 hPa relativ hoch, wodurch die Voraussetzungen für eine starke orographische Niederschlagsverstärkung in den Nordalpen gegeben sind. Das Temperaturniveau sinkt mit der Kaltfront auf  $-5^\circ$  in 850 hPa, was einer Schneefallgrenze zwischen 500 und 600 m entspricht. In der betrachteten Talregion um Garmisch fällt also, bis auf die ersten 6 Stunden, der gesamte Niederschlag in Form von Schnee. Die Niederschlagsphase erstreckt sich über einen Zeitraum von 48 Stunden, wobei das Nachlassen bzw. Aufhören des Niederschlags durch das Herannahen des Hochdruckkeils von Westen eingeleitet wird.

Im zweiten Fall (Februar 1999) ist die synoptische Ausgangslage sehr ähnlich wie im Fall 1. Auch hier wird die Wetterlage in Mitteleuropa von einem starken Tiefdruckgebiet über Skandinavien bestimmt. An dessen Rückseite strömt mit einer Nordwestanströmung polare Kaltluft in das untersuchte Gebiet und führt dort zu erheblichen Stauniederschlägen. Diese synoptische Situation hält mehrere Tage an, wobei immer wieder durchziehende Kurzwellentröge, inklusive dazugehöriger Frontensysteme, zu einer Verstärkung der Niederschläge führen. Die Windrichtung schwankt über den gesamten Niederschlagszeitraum zwischen Westnordwest und Nord. Während der Hauptniederschlagsphase herrscht eine sehr starke nordwestliche Anströmung mit Windgeschwindigkeiten über  $20 \text{ m s}^{-1}$  in 700 hPa, wie man in Abbildung 5.2b erkennen kann. Die gesamte Niederschlagsdauer beträgt 72 Stunden, also bedeutend länger als im ersten Fall. Das Temperaturniveau sinkt

mit der Kaltfront am 5. Februar auf unter  $-5^\circ$  in 850 hPa, womit der Niederschlag die betrachtete Talsohle von Garmisch (720 m) in fester Form erreicht.



**Abbildung 5.2:** Geopotentielle Höhe und Windfeld in 700 hPa. Die Konturintervalle für das Geopotentialfeld sind 20 m und die Farbe des Windfeldes entspricht der Farbskala in der Legende. Bei den Windvektoren steht eine lange Fieder für  $5 \text{ m s}^{-1}$  und eine kurze für  $2,5 \text{ m s}^{-1}$ . Das Gebiet umfasst das Modellgebiet 1, wobei die dünnen Isolinien die Modelltopographie mit einem Abstand von 750 m zeigen. Die Zeitpunkte sind der 20. März 1997 um 12 UTC (a), der 6. Februar 1999 um 12 UTC (b), der 5. Dezember 1992 um 12 UTC (c) und der 11. Juli 2005 um 00 UTC (d).

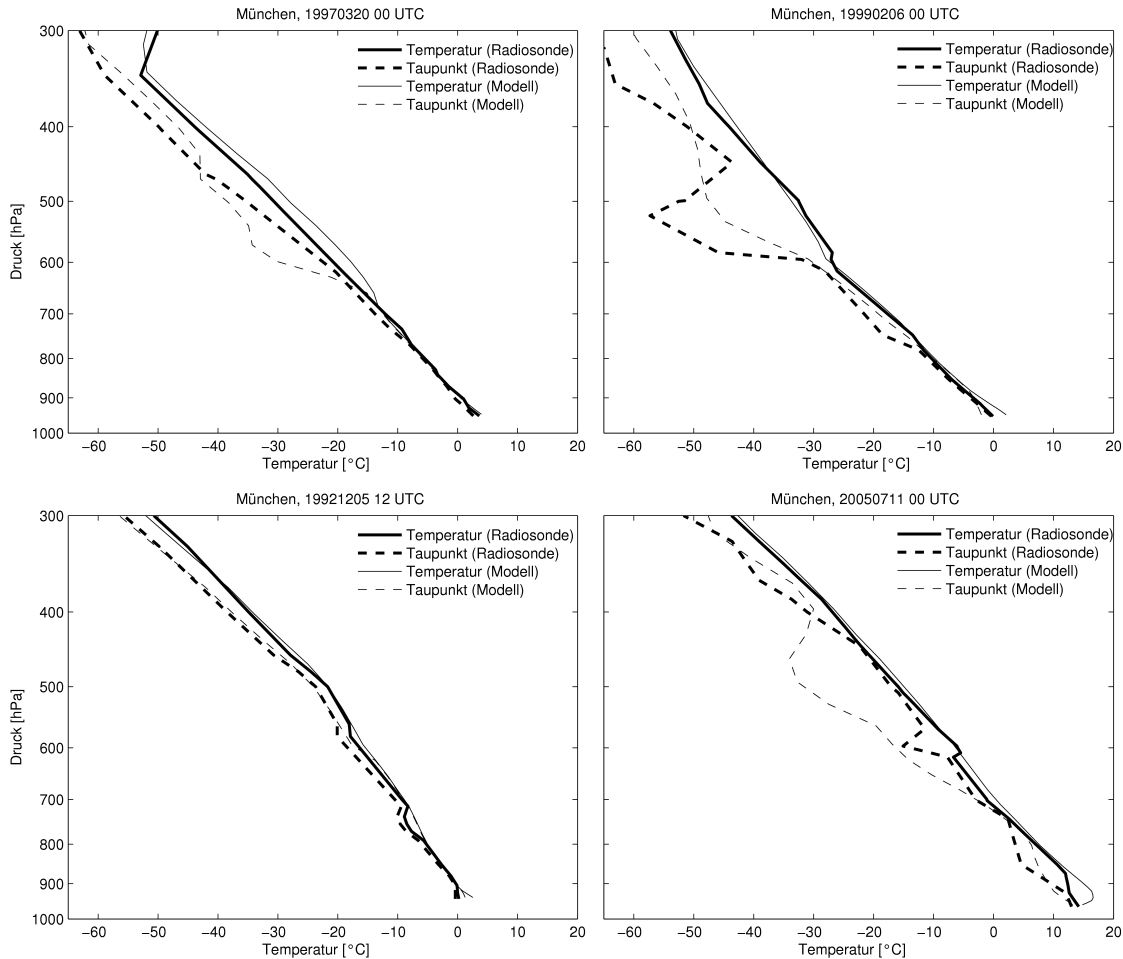
Während die Wettersituation in den ersten beiden Fällen zu einer starken orographischen Niederschlagsverstärkung in den Nordalpen geführt hat, sind die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in Fall 3 sehr gering. Die dafür verantwortliche Wetterlage ist in Abbildung 5.2c dargestellt. Mit der Verlagerung eines Tiefdruckgebiets von den Britischen Inseln in Richtung südliches Skandinavien wird Mitteleuropa am 5. Dezember von einem

weit in Richtung Süden reichenden Trog überquert. Vor dem Passieren des Troges und der eingelagerten Kaltfront dominiert in den Nordalpen eine südwestliche Anströmung mit leicht föhnigen Tendenzen. Mit der Kaltfront dreht der Wind in der mittleren Troposphäre auf Nordwest, in größeren Höhen herrscht aber über die gesamte Niederschlagsphase eine südwestliche Anströmung. Genau innerhalb der Scherungszone zwischen diesen beiden Luftschichten herrscht in 700 hPa eine schwache Anströmung mit Windgeschwindigkeiten um oder unter  $10 \text{ m s}^{-1}$ . Die Schneefallgrenze schwankt zwischen 800 m am Beginn des Ereignisses und 500 m am Ende, womit der größte Teil des Niederschlags in Garmisch als Schnee fällt. Mit der Annäherung eines Hochdruckkeils vom Atlantischen Ozean endet der Niederschlag nach 36 Stunden.

Ein Beispiel eines Sommerfalles mit sehr geringen Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch bei nördlicher Anströmung stellt der Fall 4 dar. Die großskalige Wetterlage bei diesem Ereignis im Juli 2005 ist charakterisiert durch einen Tiefdruckkomplex über Grönland und einem ausgeprägten Hochdruckkeil über dem östlichen Atlantik bis hinauf nach Skandinavien. Einige Tage vor Beginn der Niederschlagsphase schnürt sich über den Britischen Inseln ein kleinräumiges Tiefdruckgebiet ab, das in Folge in Richtung Mittelmeer zieht und sich dort intensiviert. Der Niederschlag im Untersuchungsgebiet setzt in den Morgenstunden des 10. Juli mit der Überquerung des Tiefs ein. Nach einer Phase mit schwächeren Niederschlägen gegen 18 UTC am 10. Juli verstärkt sich der Niederschlag in der folgenden Nacht noch einmal. Dies steht in Verbindung mit einer eingebetteten Okklusion, welche um die Alpen herumgeführt wird und die Analyseregion aus Nordosten erreicht. Die synoptische Situation während dieser zweiten Niederschlagsphase (00 UTC am 11. Juli 2005) ist in Abbildung 5.2d dargestellt. Zu diesem Zeitpunkt herrscht in den bayerischen Nordalpen eine starke nordöstliche Anströmung mit Windgeschwindigkeiten bis  $20 \text{ m s}^{-1}$  in 700 hPa. Man erkennt in dieser Abbildung auch sehr gut das Zentrum des Tiefs in der nördlichen Adria und die damit verbundene Nordostanströmung in den Nordalpen. Durch den Ursprung der Luft im adriatischen Meer ist das Temperaturniveau während der gesamten Niederschlagsphase mit Temperaturen von  $10^\circ$  in 850 hPa sehr hoch. Dies entspricht einer Schneefallgrenze von ungefähr 2900 m, also in etwa der Höhe des Zugspitzgipfels.

Bei der Interpretation von numerischen Modellsimulationen ist es immer wichtig, die Modellergebnisse zuerst mit den Beobachtungsdaten zu vergleichen. Tabelle 5.2 zeigt, dass die Validierung der Modellläufe mit den Daten der Wetterstationen zumeist sehr zufriedenstellende Ergebnisse liefert. Um nicht nur die Bodenwerte, sondern auch die vertikale Struktur in die Validierung miteinfließen zu lassen, bietet es sich an, die Modellergebnisse mit Radiosondendaten zu vergleichen. Da die betrachtete Analyseregion über keine Radiosondenstation verfügt, müssen die Daten der Station München-Oberschleißheim im Alpenvorland herangezogen werden. Dazu müssen zuerst die Modelldaten von den Gitterpunkten auf den Standort der Radiosonde interpoliert werden. Das Ergebnis für die Hauptniederschlagsphase der 4 Niederschlagsereignisse ist in Abbildung 5.3 dargestellt. Die dicken Linien bezeichnen darin die gemessenen Werte der Radiosonde und die dünnen Linien die Ergebnisse der Simulation, wobei die durchgezogene Linie für die Temperatur

und die strichlierten Linien für den Taupunkt stehen. Der Taupunkt ist dabei immer auf Wasser bezogen, wodurch bei Temperaturen unter  $0^{\circ}\text{C}$  und Sättigung bezüglich Eis eine kleine Taupunktsdifferenz entsteht.



**Abbildung 5.3:** Vergleich zwischen dem Radiosondenaufstieg in München-Oberschleißheim und den entsprechenden Modellergebnissen für alle 4 Niederschlagsereignisse. Die durchgezogenen Linien zeigen den Temperaturverlauf und die strichlierten Linien die Taupunktskurve. Dicke Linien repräsentieren dabei die Werte des Radiosondenaufstiegs und die dünnen Linien stehen für die Modellergebnisse.

Im ersten Fall (Abbildung 5.3a) erkennt man eine nahezu gesättigte Schicht bis 600 hPa, also bis in eine Höhe von ca. 4000 m. Darüber nimmt die relative Feuchtigkeit der Luft kontinuierlich ab, und in einer Höhe von 400 hPa beträgt die Taupunktsdifferenz bereits mehr als 20 K. Die Stabilität der Atmosphäre nimmt von unten nach oben hin leicht zu. Betrachtet man die Differenz zwischen dem vertikalen Temperaturverlauf im Modell und der Radiosonde, erkennt man kaum Unterschiede. Über dem gesamten Bereich ist die Modelltemperatur sehr nahe an der tatsächlichen Temperatur. Die höchsten Abweichungen findet man in einer Höhe von 650 hPa, wo die Temperaturdifferenz aber auch nur ungefähr 1 K beträgt. Etwas schlechter ist die Übereinstimmung zwischen den zwei Taupunktskurven, weil die Atmosphäre im Modell ab einer Höhe von 600 hPa etwas zu

feucht ist. Dies hat jedoch wenig Einfluss auf die Niederschlagsfelder in der Simulation, da die für die orographische Niederschlagsverstärkung entscheidende gesättigte Schicht sich in diesem Fall auf die untersten 400 hPa beschränkt. Insgesamt kann man mit dem Simulationsergebnis sehr zufrieden sein.

Der vertikale Temperatur- und Feuchteverlauf während des Hauptniederschlags des 1999er Falles ist in Abbildung 5.3b dargestellt. Hier ergibt sich ein zweischichtiges Profil mit einer geringen statischen Stabilität und hohem Sättigungsgrad unterhalb von 600 hPa und höherer statischer Stabilität mit geringen Werten der relativen Feuchte darüber. Die großen Taupunktdifferenzen und die hohe statische Stabilität oberhalb von 600 hPa lassen auf eine Absinkbewegung in großen Höhen rückschließen. Das Temperaturprofil wird, ähnlich wie im ersten Fall, auch in dieser Simulation sehr gut wiedergegeben. Beim Feuchteprofil zeigt sich im Modell (dünne Linie) ein deutlich glatterer Verlauf als in Wirklichkeit. Die Abweichungen sind dabei bis in eine Höhe von 600 hPa gering, erst in der Absinkzone zeigen sich größere Unterschiede. Diese sollten jedoch keinen wesentlichen Einfluss auf die simulierten Niederschläge haben, weil die Luft in dieser Schicht viel zu trocken ist, um Wolken zu bilden.

In Abbildung 5.3c erkennt man, dass die gesamte Troposphäre am 5. Dezember 1992 um 12 UTC in Bezug auf Eis gesättigt war, was auf eine starke frontale Hebung zurückzuführen ist. Das MM5 gibt diese gesättigte Schicht sehr gut wieder, nur in einzelnen Schichten von geringer vertikaler Ausdehnung sind die Abweichungen bei der Temperatur größer als 2 K. So zum Beispiel am Boden, wo eine dünne Inversion im Modell nicht aufgelöst wurde, oder in 750 hPa, wo die Stabilität in Wirklichkeit höher war. Im Gegensatz zu den ersten beiden Fällen ist jedoch beim 1992er Fall im Modell auch der vertikale Verlauf des Taupunkts bis in große Höhen sehr gut wiedergegeben.

Das Temperatur- und Taupunktprofil des einzigen betrachteten Sommerfalls ist in Abbildung 5.3d wiedergegeben. Der Jahreszeit entsprechend ist das Temperaturniveau im Vergleich zu den anderen Fällen um gut 10 K höher. Der tatsächliche Temperaturverlauf zeigt eine stabile Schicht bis 850 hPa, gefolgt von einem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten hinauf bis zu einer Inversion in 600 hPa. Oberhalb dieser Inversion ist die Schichtung etwas stabiler. Dieses Profil wurde vom MM5 im Wesentlichen sehr gut simuliert, jedoch sind die Temperaturwerte in den untersten 100 hPa im Modell höher als in der Realität. Die stabile Bodenschicht ist im Modell zwar intensiver, jedoch auch weniger mächtig als im Radiosondenaufstieg. Auch die Inversion in 600 hPa wurde nicht wiedergegeben, was aber mit deren geringer Mächtigkeit und den damit verbundenen Auflösungsproblemen im MM5 zusammenhängt. Beim Feuchteprofil zeigen sich hingegen wesentlich gravierendere Unterschiede. Vor allem in einer Höhe zwischen 700 hPa und 400 hPa ist der Taupunkt im Modell viel niedriger, also die Luft wesentlich trockener, als im Radiosondenaufstieg. Dies kann mit einem leichten Positionsfehler der okkludierten Front in der Simulation erklärt werden. Diese Front, die von der Adria ausgehend um die Alpen herumgeführt wird und dann an die Nordalpen angestaut wird, hat ihr westliches Ende im Modell um etwa 50 km zu weit im Osten. Damit verbunden ist der Feuchtegehalt in Teilen des nördlichen Alpenvorlandes, insbesondere auch am Standort der Radiosonde in

München-Oberschleißheim, im Modell niedriger als in Wirklichkeit. Dies hat aber keinen Einfluss auf die Analyseregion in der Nähe der Zugspitze, weil dieses Gebiet auch im Modell von der okkludierten Front erreicht wird. Im Gegensatz zu den Fällen 1- 3 unterstützt die vertikale Schichtung während dieses Sommerfalls die Bildung von eingebetteter Konvektion, was eine deterministische Simulation von kleinskaligen Niederschlagsstrukturen sehr schwierig macht.

## 5.4 Modellergebnisse und Diskussion

In diesem Kapitel werden nun die einzelnen Niederschlagsereignisse mit Hilfe der hochaufgelösten Simulationen in Hinblick auf die Muster der orographischen Niederschlagsbeeinflussung genau untersucht. Zuerst erfolgt eine Analyse der zwei Fälle mit starker orographischer Niederschlagsverstärkung. Dabei werden nicht nur die auftretenden Niederschlagsmuster betrachtet, sondern an Hand von Querschnitten entlang der Zugspitze soll auch die vertikale Struktur der verschiedenen meteorologischen Einflussfaktoren diskutiert werden. Dieselbe Analyse erfolgt anschließend für die Fälle 3 und 4, welche durch eine geringe Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz charakterisiert sind.

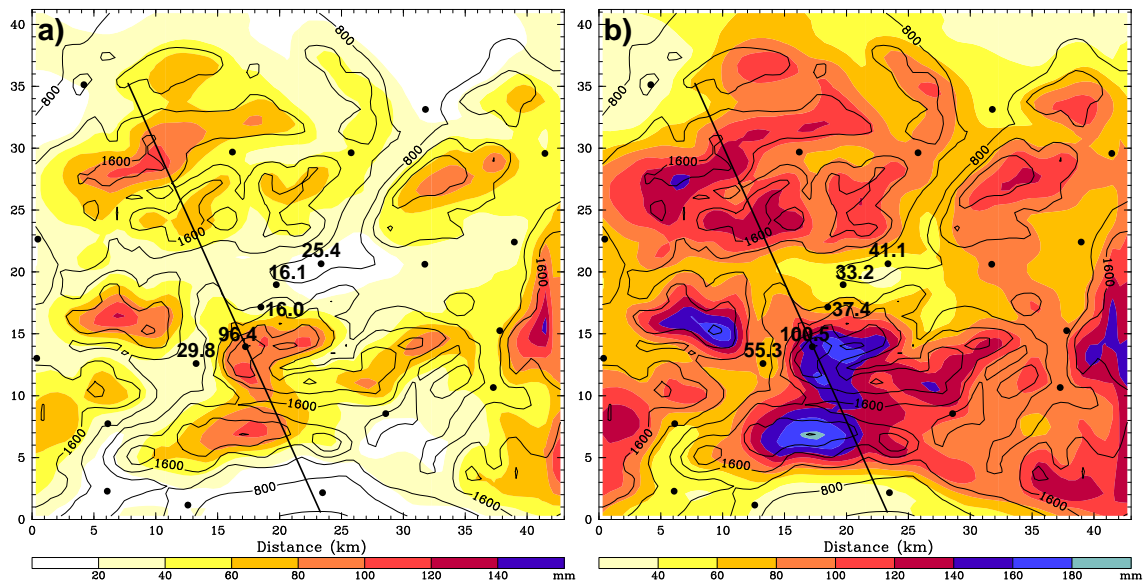
### 5.4.1 Fälle mit starker orographischer Niederschlagsverstärkung

Die ersten beiden Fälle (19. März 1997 00 UTC - 22. März 1997 00 UTC und 5. Februar 1999 00 UTC - 9. Februar 1999 00 UTC) zeichnen sich durch hohe Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in der analysierten Region aus. Die vorherrschende Windrichtung während dieser Niederschlagsereignisse ist Nordwest bis Nord, womit diese Fälle jene Wetterlage repräsentieren, die in den Nordalpen klimatologisch am meisten Niederschlag liefert (siehe Kapitel 4.3). Die Validierungsergebnisse für diese beiden Fälle sind in Tabelle 5.2 dargestellt. Für den ersten Fall (März 1997) ergeben sich bei einem Vergleich zwischen den Simulationen mit dem Goddard-Mikrophysik-Schema und dem Reisner-Thompson-Mikrophysik-Schema einige Unterschiede. Während das Goddard-Schema die über Gebiet 4 gemittelte Niederschlagsmenge nahezu perfekt simuliert, sind die Niederschlagsmengen bei der Simulation mit dem Reisner-Thompson-Schema etwas zu niedrig. Die entsprechenden Werte gemittelt über Gebiet 4 liegen bei 32,1 mm (Goddard), 25,9 mm (Reisner-Thompson) und 31,2 mm (Stationsdaten). Auch bei der Betrachtung des Korrelationskoeffizienten ergeben sich im Falle der Simulation mit dem Goddard-Schema (0,83) etwas bessere Resultate als beim Reisner-Thompson-Schema (0,79). Die Korrelationskoeffizienten um 0,8 zeigen aber, dass in beiden Simulationen die gemessenen Niederschlagsverhältnisse durch das Modell sehr gut wiedergegeben wurden. Folglich ist auch der mittlere quadratische Fehler mit 11,7 mm bzw. 14,5 mm als gering einzustufen. Aus diesen Validierungsergebnissen geht auch eindeutig hervor, dass die Simulation mit dem Goddard-Schema durchwegs bessere Ergebnisse erzielt hat und sich deshalb die folgende Analyse auf dieses Mikrophysik-Schema bezieht.

Im zweiten Fall, der sich durch eine längere Niederschlagsperiode und durch deutlich

höhere Niederschlagssummen als der erste Fall auszeichnet, kommt es zu einer generellen Überschätzung der Niederschlagsmenge im MM5-Modell. Während das gemessene Mittel über die 21 Stationen im Gebiet 4 47 mm beträgt, kommen die Simulationen mit dem Goddard- bzw. Reisner-Thompson-Mikrophysik-Schema auf 70 mm bzw. 68 mm, also auf fast 50 % mehr. Das zeigt sich auch beim mittleren quadratischen Fehler in Tabelle 5.2, der beim Goddard-Schema bei 26,3 mm und beim Reisner-Thompson Schema bei 24,3 mm liegt. Die deutliche Überschätzung der Niederschlagsmengen in beiden Simulationen kann vermutlich teilweise auf Messfehler zurückgeführt werden. Auf Grund der hohen Windgeschwindigkeiten, die auch in die Täler durchgegriffen haben, und der tiefen Temperaturen (fester Niederschlag) kann man davon ausgehen, dass die Stationsmessungen die tatsächlich gefallene Niederschlagsmenge zumeist unterschätzt haben. Leider kann eine quantitative Abschätzung dieser Größe nicht gemacht werden, da in der Analyseregion nur 2 Stationen mit Windmessern ausgestattet sind (Zugspitze, Garmisch). Außerdem sind die Windwerte der Synopstationen in einer Höhe von 10 Metern über Grund gemessen und entsprechen deshalb nicht den Windgeschwindigkeiten direkt am Niederschlagsmesser (1 m über Grund). In der Literatur (z.B. YANG et al., 1994) findet man Unterschätzungsfaktoren von 1,4 bis 1,8 für ungeschützte Niederschlagsmesser bei einer Windgeschwindigkeit zwischen 1 und 3  $\text{m s}^{-1}$ . Ein Unterschätzungsfaktor von 1,5 bedeutet dabei, dass die tatsächliche Niederschlagsmenge um 50% höher ist als die gemessene. Dazu sollte noch hinzugefügt werden, dass zwar die meisten Bergstationen über Windschutzvorrichtungen (z.B. Nipherscher Ring) verfügen, nicht jedoch die Talstationen. Wenn man nun berücksichtigt, dass die 10m-Windgeschwindigkeiten in Garmisch während dieses Niederschlagsereignisses um die 5  $\text{m s}^{-1}$  betragen haben (gemäß den Stationsdaten), erscheint es plausibel, dass hier eine systematische Unterschätzung der Niederschlagsmenge eine Rolle spielt. Abgesehen von diesem Problem sind die Korrelationskoeffizienten für das Goddard-Schema ausgezeichnet (0,88), aber auch für das Reisner-Thompson-Schema ergeben sich noch vernünftige Werte (0,71). Dies zeigt, dass die Niederschlagsmuster im Modell sehr gut wiedergegeben wurden. Auf Grund des wesentlich besseren Korrelationskoeffizienten und aus Konsistenzgründen zu Fall 1 wurde die Simulation mit dem Goddard-Schema für die weitere Analyse ausgewählt, obwohl die Abweichung der gemittelten Niederschlagsmenge und der quadratische Fehler etwas höher sind als beim Reisner-Thompson-Schema.

In Abbildung 5.4 sind die simulierten Niederschlagssummen im Gebiet 4 für die Fälle 1 (a) und 2 (b) dargestellt. Die entsprechenden Beobachtungsdaten der Wetterstationen rund um die Zugspitze sind als Zahlenwerte eingetragen. In beiden Fällen findet man die höchsten Niederschlagsmengen mit bis zu 100 mm auf den Berggipfeln. Die gemessene Niederschlagssumme auf der Zugspitze liegt zum Beispiel in Fall 1 bei 96,4 mm und in Fall 2 bei 100,5 mm. Die Talregionen erhalten in beiden Fällen wesentlich weniger Niederschlag, wobei die Berg-Tal-Niederschlagdifferenzen im Februar 1999 (Abb. 5.4b) etwas geringer sind als im Fall 1. In Abbildung 5.4a ergibt sich bei den Beobachtungswerten eine Differenz zwischen der Niederschlagssumme gemittelt über die vier Talstationen Ehrwald, Grainau, Grainau-Eibsee, Garmisch (21,8 mm) und dem Gipfelwert der Zugspitze (96,4 mm) von ungefähr 75 mm, was einem Verstärkungsfaktor von 4,5 entspricht. Betrachtet man die



**Abbildung 5.4:** Simulierte Niederschlagssummen im Gebiet 4 (siehe Abb. 5.1b) für den Zeitraum 19. März 1997 00 UTC - 22. März 1997 00 UTC (a), bzw. 5. Februar 1999 00 UTC - 9. Februar 1999 00 UTC (b). Der Niederschlag ist mit einer Farbänderung alle 20 mm dargestellt, wobei Regionen mit weniger als 20 mm weiß dargestellt sind. Die Modelltopographie ist durch Linien alle 400 m angedeutet. Die Zahlen beschreiben die gemessenen Niederschlagsmengen an den Wetterstationen (siehe Abb. 5.1b) für das jeweilige Niederschlagsereignis. Die dicke Gerade deutet den Verlauf des Querschnitts in den folgenden Bildern an.

simulierten Niederschlagsmengen für dieselben Stationen (angedeutet durch die Farbstufe in Abbildung 5.4a), kommt man auf ein ähnlich hohes Niederschlagsverhältnis. Der Mittelwert über die 4 Talstationen in der Umgebung der Zugspitze beträgt in der Simulation 22,1 mm, der entsprechende Wert auf der Zugspitze 93,5 mm. Die sehr gute Übereinstimmung zwischen dem Modell und den Wetterstationen bestätigt also die sehr guten Validierungsergebnisse von Tabelle 5.2. Im Fall 2 ist der Verstärkungsfaktor wesentlich geringer. Bei den Beobachtungsdaten beträgt die Niederschlagssumme auf der Zugspitze 100,5 mm, das Mittel über die 4 Talstationen liegt bei 41,8 mm, was einem Verstärkungsfaktor von 2,4 entspricht. Damit ist die Niederschlagsverstärkung im ersten Fall fast doppelt so hoch wie im 1997er Fall. Die simulierten Werte für den zweiten Fall liegen bei 148,2 mm auf der Zugspitze und bei 58,9 mm im Tal, woraus ein ähnlich hoher Verstärkungsfaktor (2,5) wie bei den Beobachtungsdaten folgt. Trotz der viel zu hohen simulierten Niederschlagssummen werden also die räumlichen Niederschlagsmuster korrekt wiedergegeben. Dies zeigt sich auch in den Validierungsergebnissen in Tabelle 5.2 durch den hohen Korrelationskoeffizienten. An dieser Stelle sei noch einmal betont, dass nicht die gesamte Abweichung bei den Simulationswerten zu suchen ist, sondern dass es sicherlich auch zu einer gewissen Unterschätzung der Niederschlagsmengen durch die Messstationen gekommen ist. Mit den Werten von 4,5 (Fall 1) bzw. 2,4 (Fall 2) liegen die Verstärkungsfaktoren in beiden Fällen deutlich über dem klimatologischen Mittel von 1,5 (siehe Kapitel 4.3), das sich

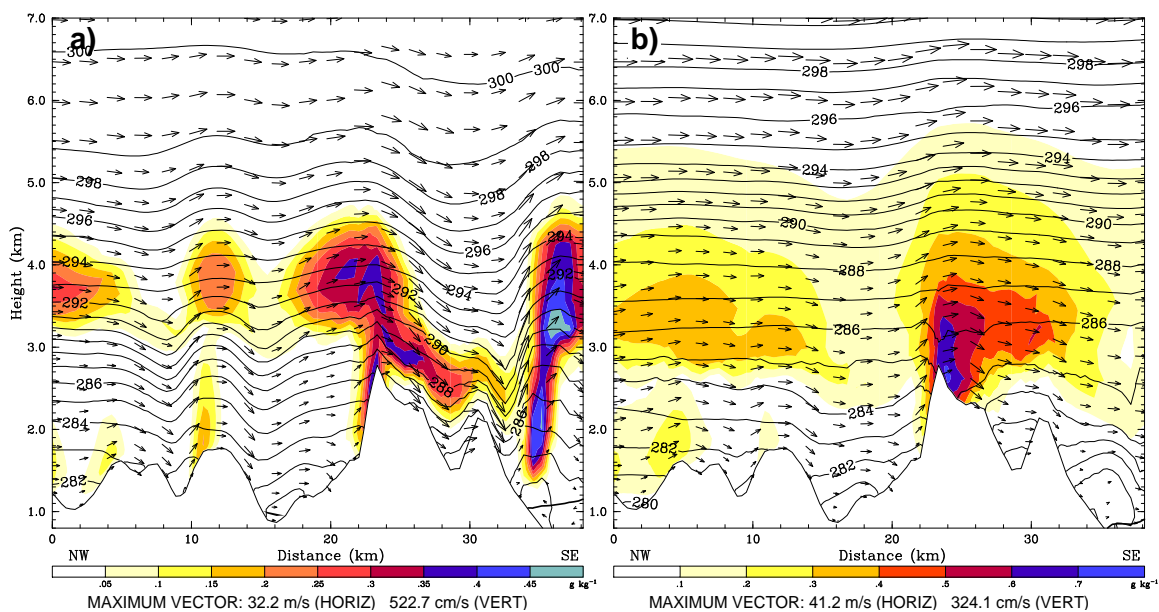


aus den Jahresniederschlagssummen der Zugspitze (2088 mm) und der vier Talstationen (1406 mm) ergibt. Die Verstärkungsfaktoren liegen aber im Bereich der typischen Werte für nördliche Windrichtungen und mäßige bis hohe Windgeschwindigkeiten (WG3, WG4) in Kapitel 4.3. Diese befinden sich für die tiefe Schneefallgrenzenklasse (SFG3) zwischen 2,5 und 3,5 womit der zweite Fall im unteren Bereich anzusiedeln ist. Der erste Fall übersteigt die typischen Verstärkungsfaktoren leicht, liegt aber immer noch im Bereich der Bandbreite der Variabilität.

Die Niederschlagsmuster der Simulation und der Beobachtungsdaten zeigen in beiden Fällen eine hohe Übereinstimmung. Ein genauere Blick zeigt aber, dass die Niederschlagsmaxima in Fall 2 im Vergleich zu Fall 1 etwas in Richtung Ost bis Südost verschoben sind. Dies kann mit der stärkeren westlichen Windkomponente und vor allem durch die wesentlich höheren Windgeschwindigkeiten ( $> 20 \text{ m s}^{-1}$ ) während der Hauptniederschlagsphase erklärt werden. Ein Vergleich zwischen der Topographie in Abbildung 5.4b (dünne Linien) und den simulierten Niederschlagsmustern zeigt auch, dass die Niederschlagsmaxima im 1999er Fall im Lee der Berggipfel zu finden sind. Dies zeigt sich zum Beispiel auf der Zugspitze, wo die Summe über die 96h-Niederschlagsphase direkt am Gipfel 148 mm beträgt, während einige Kilometer östlich der Zugspitze, trotz abfallender Topographie, über 160 mm simuliert werden. Im ersten Fall liegen die Niederschlagsmaxima durch die geringeren Windgeschwindigkeiten ziemlich genau auf den höchsten Punkten der Topographie.

Um die physikalischen Mechanismen der orographischen Niederschlagsverstärkung in diesen beiden Fällen besser untersuchen zu können, sind in den Abbildungen 5.5 und 5.6 Querschnitte der mikrophysikalischen Felder im Zugspitzgebiet dargestellt. Die Querschnitte verlaufen dabei entlang der dicken Linie in Abbildung 5.4, folgen also ungefähr der Windrichtung während der Hauptniederschlagsphase von Nordwesten nach Südosten. Die Zeitpunkte wurden dabei so gewählt, dass die momentanen Niederschlagsstrukturen zu den Zeitpunkten der Querschnitte ungefähr mit den Mustern der akkumulierten Niederschlagsmengen in Abbildung 5.4 übereinstimmen. Dies ist für den ersten Fall der 20. März 1997 um 03 UTC und im zweiten Fall der 6. Februar 1999 um 19 UTC. Das Gesamtwolkenmischungsverhältnis (Wasser + Eis) in Fall 1 zeigt eine Wolkenschicht oberhalb von 3 km Höhe und sehr schwach ausgeprägte Wolken in der Nähe der Gipfel. Die Wolkenschicht in der mittleren Troposphäre (4 km) hat sich auf Grund der synoptischskaligen Hebung an der Front gebildet und ist hauptverantwortlich für die flächendeckenden Niederschläge in der betrachteten Region. Die höchsten Werte in dieser Schicht werden bei  $x = 0, 22$  und 37 km erreicht, wo das Gesamtwolkenmischungsverhältnis bis knapp über  $0,4 \text{ g kg}^{-1}$  reicht. Die relativ hohen Werte über dem Inntal ( $x = 37 \text{ km}$ ) sind dabei durch Schwerkwellenbildung am Zugspitzmassiv bedingt. Die tieferliegende Wolkenschicht kann auf die orographische Hebung der feuchten Luft zurückgeführt werden. Die höchsten Werte werden dabei am Luvhang in der Nähe der Gipfel ( $x = 4, 10, 22 \text{ km}$ ) erzielt. Das Mischungsverhältnis in diesem Bereich ist mit Werten von weniger als  $0,2 \text{ g kg}^{-1}$  allerdings sehr niedrig. Dies liegt daran, dass sich das Wolkenwasser rasch an die Schneeflocken anlagert, die von der höheren Wolkenschicht in die darunterliegende fallen. Dies soll aber nicht bedeuten, dass die Kondensationsraten in den Hebungswolken unbedeutend sind. Im Gegenteil, der

Seeder-Feeder-Effekt durch die orographisch bedingten Wolken führt zu einer erheblichen Niederschlagsverstärkung über den Bergen. Die Windvektoren in Abbildung 5.5a beziehen sich auf die Komponente entlang des Querschnitts und deuten an, dass die Windgeschwindigkeiten bis in eine Höhe von 3 km relativ gering sind. Die hohen Werte im Lee der Zugspitze sind wiederum auf die Bildung von Schwerewellen zurückzuführen. Die Analyse der vertikalen Temperaturverteilung an Hand der  $\theta$ -Linien zeigt eine stabile Schichtung in einem Höhenbereich zwischen 2,5 km und 3,5 km an, während sich oberhalb von 5,0 km die potentielle Temperatur kaum mit der Höhe ändert. Durch die Überströmung der Berge und den damit verbundenen Kondensations- bzw. Verdunstungsprozessen schwankt die potentielle Temperatur in den untersten 4 km stark entlang einer Höhenlinie.



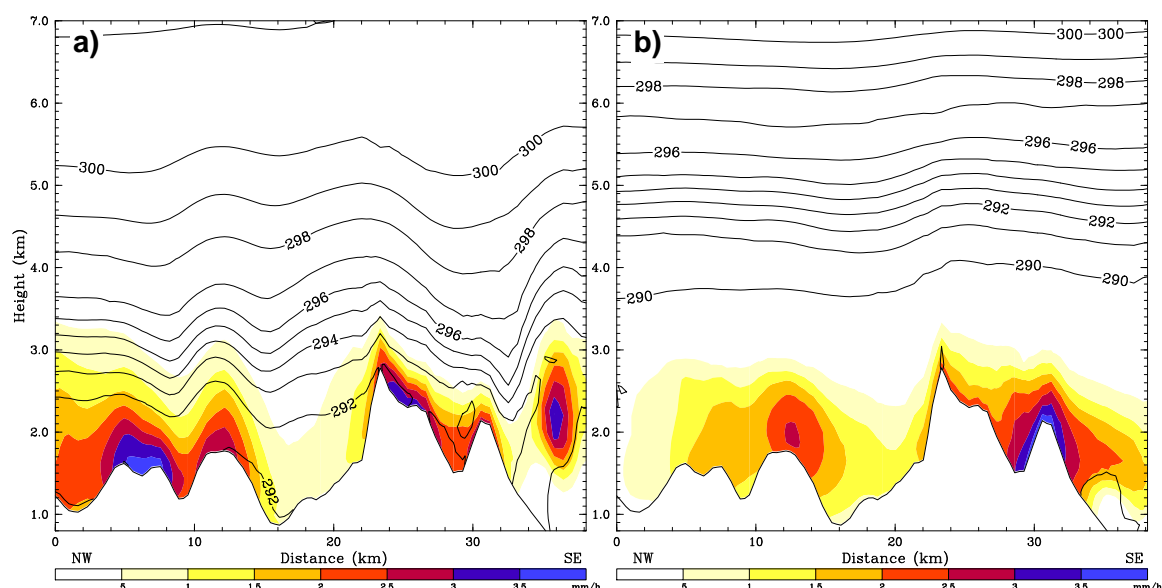
**Abbildung 5.5:** Vertikaler Querschnitt entlang der Linie in Abbildung 5.4 zum Zeitpunkt der Hauptniederschlagsphase um 03 UTC am 20. März 1997 (a) und um 19 UTC am 6. Februar 1999. Die Vektoren deuten die Windkomponente entlang des Querschnitts an, die Linien stehen für die potentielle Temperatur mit einem Konturintervall von 1 K und die Färbung stellt das Gesamtwolkenmischungsverhältnis (Wasser + Eis) dar. Die Farbstufe ändert sich dabei alle  $0,05 \text{ g kg}^{-1}$  in (a) und alle  $0,1 \text{ g kg}^{-1}$  in (b). Die dicke Linie deutet die Lage der Frostgrenze an.

Dieselbe Analyse ist für den zweiten Fall in Abbildung 5.5b dargestellt. Im Vergleich zum ersten Fall ist die stratiforme Wolkenschicht hier viel stärker ausgeprägt. Sie erstreckt sich in einer Höhe zwischen  $z = 3 \text{ km}$  und  $z = 6 \text{ km}$ , wobei das Gesamtwolkenmischungsverhältnis bis zu  $0,5 \text{ g kg}^{-1}$  beträgt. Diese dicke Wolkenschicht lässt auf eine wesentlich stärkere synoptischskalige Hebung als im ersten Fall schließen. Eine zweite Zone mit hohen Mischungsverhältnissen tritt in der Nähe der Berggipfel auf, bedingt durch die orographische Hebung. Auch diese tiefliegende Wolkenschicht ist mit Werten bis zu  $0,3 \text{ g kg}^{-1}$  in diesem Fall stärker ausgeprägt als im ersten Fall. Über dem höchsten Gipfel im betrachteten Gebiet (Zugspitze,  $x = 24 \text{ km}$ ) kommt es zu einer Verschmelzung der zwei Wolkenschich-

ten, und folglich sind die Werte mit über  $0,6 \text{ g kg}^{-1}$  hier am höchsten. Das Maximum des Wolkenwassermischungsverhältnisses tritt dabei im Lee des Zugspitzgipfels auf, was zum Teil auf die hohen Windgeschwindigkeiten und der damit verbundenen starken Verdriftung der Wolkenröpfchen zurückzuführen ist. Aber auch ein numerisches Artefakt durch die Rückkoppelung vom innersten Gebiet kann einen Einfluss auf die Position des Maximums haben. Die Windgeschwindigkeiten entlang des Querschnitts sind in den untersten 2 km sehr gering, was sicherlich damit zusammenhängt, dass die Windgeschwindigkeiten in der unteren Troposphäre stark durch die strukturierte Topographie beeinflusst sind. Oberhalb von  $z = 4 \text{ km}$  sind die Windgeschwindigkeiten mit bis zu  $40 \text{ m s}^{-1}$  deutlich höher als im ersten Fall. An dieser Stelle soll aber auch berücksichtigt werden, dass in diesem Fall die Anströmung deutlich westlicher ist als im 1997er Fall, wodurch die Windgeschwindigkeiten in Wirklichkeit noch höher waren als im Querschnitt von Abbildung 5.5b angedeutet. Bei der Betrachtung der vertikalen Schichtung fällt die stabile Schichtung der Atmosphäre oberhalb von  $z = 4 \text{ km}$  auf, welche auch im Radiosondenaufstieg von Abbildung 5.3b erkennbar ist.

In Abbildung 5.6 ist die resultierende Niederschlagsrate in  $\text{mm h}^{-1}$  Wasseräquivalent zusammen mit der äquivalentpotentiellen Temperatur ( $\theta_e$ ) eingetragen. Die Niederschlagsrate wurde aus dem vertikalen Fluss des Niederschlags relativ zur Bewegung der Luft berechnet. Diese Größe entspricht an der Oberfläche der konventionellen Definition der Niederschlagsrate, da der Wind dort parallel zum Grund verläuft. Abbildung 5.6a zeigt die räumliche Verteilung der Niederschlagsrate während der Hauptniederschlagsphase des 1997er Falls. Vom Alpenvorland in Richtung Alpen, also von Nordwesten in Richtung Südosten, taucht das erste Maximum in der Nähe der Gipfel bei  $x = 6 \text{ km}$  und  $x = 12 \text{ km}$  auf. Weitere hohe Werte der Niederschlagsrate findet man im Lee der Zugspitze ( $x = 24 \text{ km}$ ) und oberhalb des Inntals ( $x = 37 \text{ km}$ ). Dabei werden Niederschlagsraten von bis zu  $3 \text{ mm h}^{-1}$  erreicht. Das erste Maximum ist auf die orographische Hebung der feuchten Luftmasse an den Hängen der Erhebungen am Rande von Gebiet 4 zurückzuführen. Die hohen Werte im Lee der Zugspitze stimmen mit den hohen Niederschlagsmengen in Abbildung 5.4a überein. Dabei erkennt man sehr gut die durch die starke Anströmung bedingte Verdriftung der Hydrometeore ins Lee. Zwischen den beiden Maxima erstreckt sich eine Zone mit sehr geringen Niederschlagsraten auf Grund der Absinkbewegung über den Tälern und der damit verbundenen Abtrocknung der Luft. Die hohen Werte des Wolkenmischungsverhältnisses über dem Inntal durch Schwerewellen führen auch zur Ausbildung eines ausgeprägten Maximums der Niederschlagsrate in Abbildung 5.6a. Man erkennt auch, dass der Niederschlag den Talboden nicht erreicht, weil er in der trockenen Luft der Talatmosphäre verdunstet. Das  $\theta_e$ -Feld zeigt eine stabil geschichtete Luftmasse unterhalb von 5 km und eine nahezu neutral geschichtete Troposphäre oberhalb dieser Höhe. Die  $\theta_e$ -Werte in 850 hPa liegen bei 292 K, was auf eine Schneefallgrenze von 600 - 700 m schließen lässt.

Im 1999er Fall (Abbildung 5.6b) ist die großskalige Struktur des Niederschlagfeldes sehr ähnlich wie im ersten Fall. Auch hier tauchen die höchsten Werte der Niederschlagsrate auf den Bergen auf, während über den Tälern eher geringe Niederschlagsraten anzutreffen sind. Zum hier gewählten Zeitpunkt sind die Niederschlagsraten zwischen  $x = 0$



**Abbildung 5.6:** Vertikaler Querschnitt entlang der Linie in Abbildung 5.4 zum Zeitpunkt der Hauptniederschlagsphase um 03 UTC am 20. März 1997 (a) und um 19 UTC am 6. Februar 1999. Die dargestellten Felder beinhalten die Niederschlagsrate (siehe Text für Definition, Farbänderung alle  $0,5 \text{ mm h}^{-1}$ ) und die äquivalentpotentielle Temperatur (Konturintervall 1 K).

km und  $x = 14 \text{ km}$  deutlich niedriger als im ersten Fall, allerdings sind die Unterschiede bei den akkumulierten Niederschlagswerten (Abbildung 5.4) nicht so hoch. Des weiteren kommt es auch über dem Zugspitzmassiv zu kleineren Unterschieden in der Struktur der Niederschlagsfelder der beiden Fälle. Während im ersten Fall das Maximum im Lee des Zugspitzgipfels zu finden ist, taucht es in Fall 2 am zweiten Gipfel bei  $x = 31 \text{ km}$  auf. Ein ähnliches Bild zeigt sich auch bei den Summen über die gesamte Niederschlagsphase (Abb. 5.4). Dies liegt zu einem großen Teil an den wesentlich höheren Windgeschwindigkeiten und der damit verbundenen stärkeren Verdriftung der Niederschlagsteilchen im 1999er Fall. Die höchsten Werte in Abbildung 5.6b liegen bei  $3 \text{ mm h}^{-1}$ , also ähnlich hoch wie im ersten Fall. Das  $\theta_e$ -Feld unterscheidet sich hingegen deutlich zwischen den beiden Fällen. Während im ersten Fall die untere Atmosphäre stabil geschichtet ist und darüber neutrale Verhältnisse herrschen, ist die Schichtung im zweiten Fall bis zu einer Höhe von 4 km neutral geschichtet. In diesem Bereich bleibt der  $\theta_e$ -Wert von 290 K nahezu unverändert, was einer Schneefallgrenze von ca. 600 m entspricht. Damit ist zu diesem Zeitpunkt im gesamten untersuchten Gebiet der Niederschlag in fester Form gefallen. Oberhalb von 5 km nehmen die  $\theta_e$ -Werte stark zu, was auf sehr stabile Verhältnisse in dieser Höhe schließen lässt. Dies ist auf eine Absinkinversion zurückzuführen, welche auch im Radiosondenaufstieg in Abbildung 5.3b zu erkennen ist.

Abschließend zur Analyse der beiden Fälle mit großen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen gibt es noch zu sagen, dass in beiden Fällen die hohen Windgeschwindigkeiten normal zu den Nordalpen zu einer starken orographischen He-

bung entlang der einzelnen Gebirgszüge führen. Damit verbunden kommt es zur Bildung von Hebungswolken und folglich zu einer Intensivierung der Niederschläge. Zu diskutieren gilt es aber noch die Gründe für die unterschiedlich großen Niederschlagverstärkungsfaktoren in den beiden Fällen. Das Niederschlagsverhältnis zwischen der Zugspitze und den umliegenden Talstationen liegt im ersten Fall bei 4,5 und im zweiten Fall bei 2,4. Ein entscheidender Faktor dabei ist sicher die wesentlich stärkere frontale Hebung im zweiten Fall (Abb. 5.5b), welche mit einer höheren großflächigen Niederschlagssumme verbunden ist. Bei einer gegebenen absoluten Größe der lokalen Niederschlagsverstärkung führt dies zu geringeren Verstärkungsfaktoren. Ein zweiter Grund liegt vermutlich in der stärkeren Westkomponente in der Anströmung im 1999er Fall, welche weniger günstig für eine hohe orographische Niederschlagsverstärkung ist als eine Anströmung normal zum Verlauf der Nordalpen (siehe Kapitel 4.3). Dieser Effekt wird allerdings durch die wesentlich höheren Windgeschwindigkeiten im zweiten Fall zu einem großen Teil wieder kompensiert, wodurch die nördliche Komponente des Windvektors in beiden Fällen ungefähr gleich groß ist. Zusätzlich mögen auch die unterschiedliche Stabilität und das etwas anders verlaufende Feuchteprofil in der anströmenden Luftmasse eine Rolle spielen (Abb. 5.3). Im ersten Fall herrscht eine sehr einheitliche Schichtung mit Sättigung bis 600 hPa hinauf und einer allmählich geringer werdenden relativen Feuchte oberhalb. Im Gegensatz dazu ist die Strömung im zweiten Fall durch eine stabile und sehr trockene Schicht zwischen 600 hPa und 450 hPa gekennzeichnet, was zu einer reduzierten Amplitude und vertikalen Erstreckung der orographischen Hebung entlang der einzelnen Gebirgszüge führt (Abb. 5.5 und 5.6). Eine Quantifizierung der relativen Bedeutung der einzelnen Einflußfaktoren würde jedoch sehr komplexe idealisierte Simulationen verlangen, was den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde.

#### 5.4.2 Fälle mit schwacher orographischer Niederschlagsverstärkung

Wie die klimatologische Analyse in Kapitel 4.3 gezeigt hat, herrscht in den meisten Fällen eine eindeutige Zunahme des Niederschlags mit der Höhe. Dieses Szenario wurde im vorigen Abschnitt eingehend diskutiert und analysiert. Manchmal kann es aber auch vorkommen, dass in den Talregionen um Garmisch selbst bei nichtkonvektiven Ereignissen ähnlich hohe Niederschlagsmengen registriert werden wie auf der um über 2200 m höher gelegenen Zugspitze. Auf die Analyse solcher Fälle und die Unterschiede zu den gerade besprochenen liegt das Hauptaugenmerk dieses Abschnitts. Zwei Fälle, die diese weniger häufigen, aber klimatologisch durchaus relevanten Niederschlagsmuster gut repräsentieren, fanden zwischen 00 UTC am 5. Dezember 1992 und 00 UTC am 7. Dezember 1992 (Fall 3), bzw. zwischen 00 UTC am 10. Juli 2005 und 00 UTC am 12. Juli 2005 (Fall 4) statt. Während sich der dritte Fall, ähnlich wie die bisher besprochenen, im Winter ereignete, stellt der 2005er Fall einen Sommerfall mit einer Schneefallgrenze in Höhe des Zugspitzgipfels und eingebetteter Konvektion dar. Vor der Diskussion der detaillierten Analyse werden zuerst noch die Validierungsergebnisse kurz besprochen.

Für die Simulation des 3. Falles ergeben sich in Tabelle 5.2 für beide Mikrophysik-

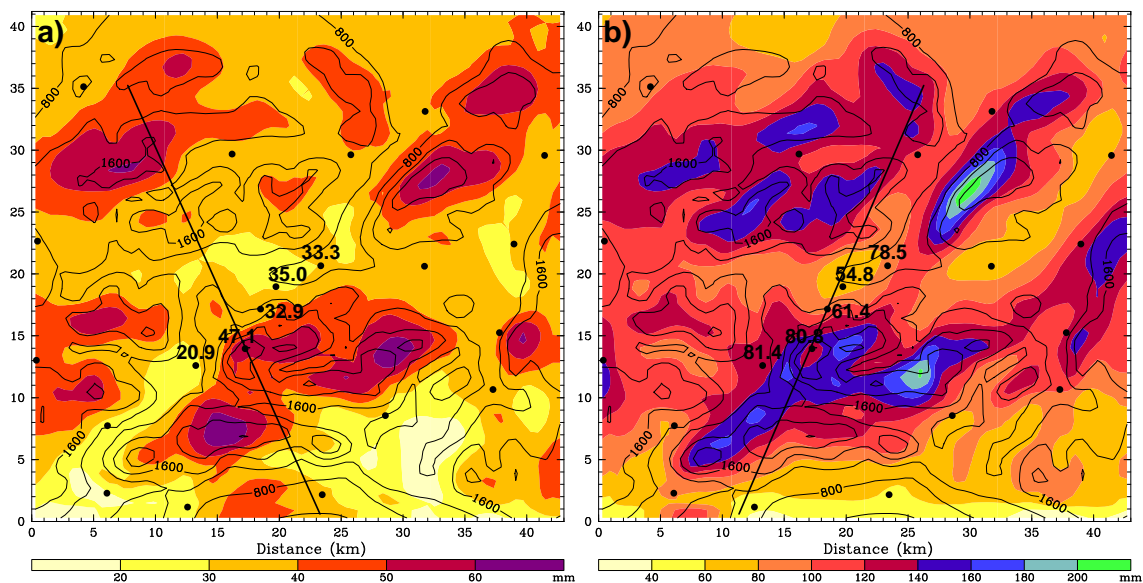
Schemata ähnliche Validierungsergebnisse. Sowohl mit dem Goddard-Schema als auch mit dem Reisner-Thompson-Schema werden die beobachteten Niederschlagsmengen im Mittel nahezu perfekt simuliert. Für das Mittel über die 21 Messstationen im Gebiet 4 ergibt sich ein Niederschlagswert von 32,2 mm, akkumuliert über die gesamte Niederschlagsphase. Die Simulationen liefern eine Niederschlagssumme von 33,3 mm (Goddard) bzw. 34,6 mm (Reisner-Thompson). Im Gegensatz zu den Gebietsmitteln des Niederschlags, werden die kleinräumigen Niederschlagsmuster vom Modell nicht immer korrekt erfasst. Dies zeigt sich an Hand des Korrelationskoeffizienten in Tabelle 5.2, welcher sowohl beim Goddard-Schema (0,67) als auch beim Reisner-Thompson-Schema (0,68) deutlich unter den Werten der ersten beiden Fälle liegt. Dies kann damit erklärt werden, dass die Varianz des Niederschlagsfeldes in diesem Fall sowohl in der Simulation als auch bei den Beobachtungen viel kleiner ist als in den Fällen 1 und 2. Deshalb führen schon relativ geringe lokale Abweichungen zwischen Modell und Wirklichkeit zu einem schlechten Korrelationskoeffizienten. Die absoluten Abweichungen sind jedoch relativ klein, was sich durch den geringen mittleren quadratischen Fehler zeigt. Dieser liegt bei der Goddard-Simulation bei 7,29 und bei der Reisner-Thompson-Simulation bei 7,55, womit der Fehler bei beiden Mikrophysik-Schemata wesentlich kleiner ist als in den vorangegangenen Fällen mit hohen Korrelationskoeffizienten. Da die Validierungsergebnisse keinem der beiden Mikrophysik-Schemata eine Präferenz geben, stützt sich die folgende Analyse, aus Gründen der Konsistenz zu den vorher simulierten Winterfällen, auf das Goddard-Schema. Dazu gilt es noch zu erwähnen, dass diese Wahl sich auf keines der erzielten Ergebnisse auswirkt.

Wesentlich größere Probleme treten bei der Simulation des 2005er Sommerfalls auf. Die Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten ist bei den Simulationen mit beiden Mikrophysik-Schemata als recht bescheiden einzustufen. So wird das beobachtete Regionalmittel des Niederschlags von 81,6 mm, akkumuliert über die gesamte 48h-Niederschlagsphase, im Modell in beiden Fällen deutlich überschätzt. Beim Goddard-Schema ergibt sich ein Niederschlagsmittel von 106,8 mm und beim Reisner-Thompson-Schema ein Wert von 96,0 mm, womit die positive Abweichung im besseren Fall immer noch bei mehr als 20% liegt. Aber auch die Niederschlagsmuster werden vom Modell nicht gut erfasst, wie sich an Hand der niedrigen Korrelationskoeffizienten zeigt. Dieser ist zwar beim Reisner-Thompson-Schema mit 0,41 wesentlich höher als beim Goddard-Schema (0,16), aber immer noch deutlich unter den Ergebnissen der anderen 3 Niederschlagsfälle. Folglich ist auch der mittlere quadratische Fehler mit 47,62 mm bzw. 35,77 mm oder ca. 50% des Gesamtniederschlags extrem hoch. Wegen der etwas besseren Validierungsergebnisse in Tabelle 5.2 wird für die folgende Analyse das Reisner-Thompson-Schema verwendet. Der Grund für die allgemein sehr schlechten Simulationsergebnisse in diesem Sommerfall liegt in den eingebetteten Konvektionszellen. Eine nähere Untersuchung hat ergeben, dass die eingelagerten Gewitter bzw. Schauer, deren Auftreten durch Radarbilder verifiziert werden konnte, im Modell oft falsch lokalisiert werden. Speziell im Norden von Gebiet 4 übersteigen die simulierten Niederschlagsmengen die beobachteten deutlich. In dieser Region werden im Modelllauf zahlreiche Konvektionszellen simuliert, welche dort zu starken Niederschlägen führen. In Wirklichkeit sind diese konvektiven Zellen aber weiter im Osten

durchgezogen, wodurch die Niederschlagssummen im östlichen Drittel des Analysegebiets durch das MM5 deutlich unterschätzt werden. Solche Konvektionszellen sind gewöhnlich nicht in deterministischem Sinne vorhersagbar, weshalb dieses Problem eher als inhärente Vorhersagegrenze und nicht als systematisches Modelldefizit interpretiert werden sollte. Glücklicherweise ist die Zugspitzregion in der Mitte von Gebiet 4 nicht sehr stark von diesem Problem betroffen, wodurch die Genauigkeit der Simulationsergebnisse für die Analyse der Gründe für die schwachen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen vollkommen ausreicht.

In Abbildung 5.7a ist das simulierte Niederschlagsfeld des 1992er-Falls (Fall 3) wiedergegeben. Im Vergleich zu den ersten beiden Fällen ergeben sich hier viel geringere Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen. Die Maxima sind auch in diesem Fall auf den Berggipfeln zu finden, wo Summen von bis zu 50 mm erreicht werden. Die Werte in den Tälern liegen mit ca. 30 mm aber nicht einmal um 50% darunter. Um den Verstärkungsfaktor zu berechnen, wird wiederum das Mittel der 4 Stationen in der Nähe der Zugspitze mit dem Gipfelwert der Zugspitze verglichen. Dabei ergeben sich Beobachtungswerte von 30,5 mm im Tal und 47,1 mm auf der Zugspitze, woraus ein Verstärkungsfaktor von ca. 1,5 folgt. Dieser Wert ist sehr nahe am klimatologischen Mittel, das sich aus dem Vergleich der Jahresniederschlagssummen ergibt. Betrachtet man die typischerweise auftretenden Verstärkungsfaktoren bei Fällen mit einer schwachen ( $7,5 - 12,5 \text{ m s}^{-1}$ ) nordwestlichen bis nördlichen Anströmung in 700 hPa und tiefer Schneefallgrenze ( $< 1000 \text{ m}$ ) in Kapitel 4.3.3, ergeben sich Verstärkungsfaktoren von 1,4 - 2,7. Damit befindet sich dieses Ereignis am unteren Ende der bei solchen Wetterlagen klimatologisch auftretenden orographischen Verstärkungsfaktoren. Die Simulationsergebnisse liefern für das Mittel über die 4 Talstationen einen Wert von 30,2 mm und für den Zugspitzgipfel eine Niederschlagssumme von 53,5 mm. Aus dem resultierenden simulierten Verstärkungsfaktor von 1,8 lässt sich ableiten, dass das beobachtete Berg-Tal-Niederschlagsverhältnis in der Simulation um ca. 15% überschätzt wird. Trotzdem herrscht immer noch ein starker Kontrast zur orographischen Niederschlagsverstärkung in den Simulationen der ersten beiden Winterfällen.

Für die weitere Untersuchung sind in den Abbildungen 5.9a und 5.10a wiederum die vertikalen Querschnitte des Strömungsfeldes und der mikrophysikalischen Variablen zum Zeitpunkt der Hauptniederschlagsphase um 12 UTC am 5. Dezember 1992 dargestellt. Der Querschnitt folgt dabei der Linie in Abbildung 5.7a von Nordwesten nach Südosten, was in etwa der 700-hPa-Anströmungsrichtung zu diesem Zeitpunkt entspricht. Wie man bei der Diskussion der synoptischen Ausgangslage in Kapitel 5.3 schon gesehen hat, herrschte während des stärksten Niederschlags eine relativ starke vertikale Scherung im Windfeld. In den untersten Schichten der Atmosphäre ist die dominierende Windrichtung Nordwest, während in größeren Höhen (oberhalb von 600 hPa) der Wind überwiegend aus südwestlichen Richtungen weht. Deshalb ist es in diesem Fall etwas schwierig, das Windfeld an Hand eines einzelnen Querschnitts vernünftig zu repräsentieren. Die Windvektoren in Abbildung 5.9a zeigen geringe Windgeschwindigkeiten in den unteren 4 km. Die Anströmung ist oberhalb von 5 km sehr viel stärker, vor allem wenn man berücksichtigt, dass hier die Projektion des Windvektors auf die Querschnittsachse dargestellt ist und die vorherrschende Windrichtung in dieser Höhe eigentlich Südwest ist. Der Grund für die vertikale



**Abbildung 5.7:** Simulierte Niederschlagssummen im Gebiet 4 (siehe Abb. 5.1b) für den Zeitraum 5. Dezember 1992 00 UTC - 7. Dezember 1992 00 UTC (a), bzw. 10. Juli 2005 00 UTC - 12. Juli 2005 00 UTC (b). Der Niederschlag ist mit einer Farbänderung alle 10 mm in (a) und alle 20 mm in (b) dargestellt, wobei Regionen mit weniger als 10 mm in (a) und weniger als 20 mm in (b) weiß dargestellt sind. Die Modelltopographie ist durch Linien alle 400 m angedeutet. Die Zahlen beschreiben die gemessenen Niederschlagsmengen an den Wetterstationen (siehe Abb. 5.1b) für das jeweilige Niederschlagsereignis. Die dicke Gerade deutet den Verlauf des Querschnitts in den folgenden Bildern an.

Windscherung liegt in der Tatsache, dass zu diesem Zeitpunkt gerade ein Kurzwellentrog mit dazugehörigem Frontensystem die Alpen überquert (siehe Abbildung 5.2c). Die Analyseregion befindet sich dabei genau zwischen der bodennahen Kaltfront und der mitteltroposphärischen Trogachse. Die geringen Windgeschwindigkeiten von weniger als  $10 \text{ m s}^{-1}$  in der Höhe der Gipfelregionen der Nordalpen führen zu einer nur schwachen orographischen Hebung entlang der einzelnen Gebirgszüge. Die Darstellung des Gesamtwolkenwassermischungsverhältnisses in Abbildung 5.9a zeigt, dass die orographischen Hebungswolken im Zugspitzmassiv nicht einmal  $0,1 \text{ g kg}^{-1}$  erreichen. Auf der anderen Seite gibt es in einer Höhe zwischen  $z = 4 \text{ km}$  und  $z = 7 \text{ km}$  eine ausgeprägte Wolkenschicht mit Mischungsverhältnissen von bis zu  $0,5 \text{ g kg}^{-1}$ . Diese dicke Wolkenschicht resultiert aus einer starken frontalen Hebung auf der Vorderseite der Trogachse. Durch diese starke Hebung ist auch das Niederschlagsmittel über Gebiet 4 in diesem Fall ähnlich hoch wie im ersten Fall. Betrachtet man den vertikalen Verlauf der potentiellen Temperatur in Abbildung 5.9a, erkennt man eine hohe statische Stabilität der Atmosphäre unterhalb von  $z = 5 \text{ km}$ . Dies kann durch den Verlauf der Frontalzone erklärt werden, worin warme mediterrane Luft über die kalte polare Luft aus dem Norden gehoben wird.

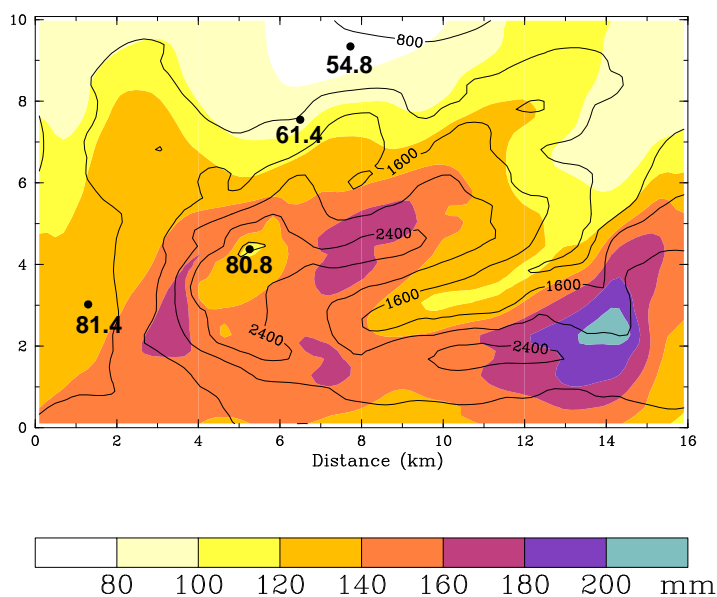
Die Darstellung der Niederschlagsrate in Abbildung 5.10a zeigt, dass selbst die schwach ausgeprägten Hebungswolken zu einer eindeutigen Verstärkung der Niederschläge



über den Gipfeln führen. So werden die höchsten Werte der Niederschlagsrate von bis zu  $3 \text{ mm h}^{-1}$  an den Luvhängen der Berge bei  $x = 5 \text{ km}$  und auf der Zugspitze bei  $x = 24 \text{ km}$  erreicht. Durch die starke frontale Hebung im gesamten Beobachtungsgebiet erreichen die Niederschlagsraten auch in den Tälern über dem gesamten Querschnitt Werte von ca.  $2 \text{ mm h}^{-1}$ . Über dem Inntal (im Lee des Zugspitzmassivs bei  $x = 34 \text{ km}$ ) erkennt man eindeutig die Abtrocknung der Luft durch die Absinkbewegung und die resultierende adiabatische Erwärmung. In diesem Bereich und auch über dem Zugspitzgipfel kam es während des Niederschlagsereignisses auch zu Ausbildung von Schwerewellen, welche einen gewissen Einfluss auf die Muster der Niederschlagsraten in dieser Abbildung haben. Im Allgemeinen sind die Berg-Tal-Differenzen der Niederschlagsrate aber wesentlich kleiner als in den Fällen mit einer starken nördlichen Windkomponente (Fälle 1 und 2). Betrachtet man die äquivalentpotentielle Temperatur in Abbildung 5.10a, erkennt man in den untersten 2,5 km eine ungefähr feucht-neutral geschichtete Atmosphäre. Der Wert von ca. 295 K in 850 hPa zu diesem Zeitpunkt impliziert dabei eine Schneefallgrenze von ungefähr 900 m, also knapp über dem Talniveau in Garmisch. Die äquivalentpotentielle Temperatur in den untersten Schichten des Inntals ist etwas niedriger, was auf einen vorhandenen seichten Kaltluftsee schließen lässt.

Der Sommerfall vom Juli 2005 repräsentiert die immer wieder auftretende Situation einer sehr schwachen orographischen Niederschlagsverstärkung im Zugspitzgebiet bei Nordwest- bis Nordanströmung und einer hohen Schneefallgrenze. Die Abbildung 5.7b zeigt, dass die Niederschlagszunahme mit der Höhe in diesem Fall eigentlich relativ hoch sind, im Bereich der Zugspitze jedoch nur eine geringe Niederschlagsdifferenz zwischen der Berg- und Talstation auftritt. Das Mittel über die 4 Stationen in der Nähe der Zugspitze ergibt eine gemessene Niederschlagssumme von 69.0 mm, akkumuliert über die gesamte 48h-Niederschlagsphase. Der entsprechende Wert auf dem Gipfel der Zugspitze in 2960 m Höhe liegt bei 80,3 mm, woraus sich ein Verstärkungsfaktor von nur 1,2 ergibt. Ein noch wesentlich kleinerer Wert ergibt sich, wenn man die Niederschlagssumme auf der Zugspitze mit dem Talwert der Station Garmisch (78,5 mm) vergleicht, wie es in der klimatologischen Analyse der Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in Kapitel 4.3 gemacht wurde. Daraus resultiert ein Verstärkungsfaktor von 1,03, was zeigt, dass sich dieser Fall optimal für die Repräsentation der klimatologisch relevanten Situation ohne nennenswerten Höhengradienten des Niederschlags eignet. Auf den ersten Blick bestätigt das simulierte Niederschlagsfeld in Abbildung 5.7b die niedrigen gemessenen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen aber nicht. Die Niederschlagsmuster in dieser Abbildung passen sehr gut mit den topographischen Strukturen zusammen, wobei die höchsten Niederschlagssummen mit Werten bis zu 200 mm in der Nähe der Gipfel zu finden sind. Die Talregionen rund um Garmisch erreichen in der Simulation hingegen kaum 80 mm, womit die simulierte Niederschlagsvariabilität in diesem Fall wesentlich höher ist als im Fall 3. Bei genauerem Hinsehen erkennt man aber ein lokales Niederschlagsminimum auf dem Zugspitzgipfel. Dies zeigt sich noch besser, wenn man die Niederschlagsmuster des innersten Modellgebiets 5, mit einem Gitterpunktabstand von 200 m, in Abbildung 5.8 betrachtet.

Darin sieht man, dass direkt am Zugspitzgipfel der Niederschlagswert mit 116.0 mm

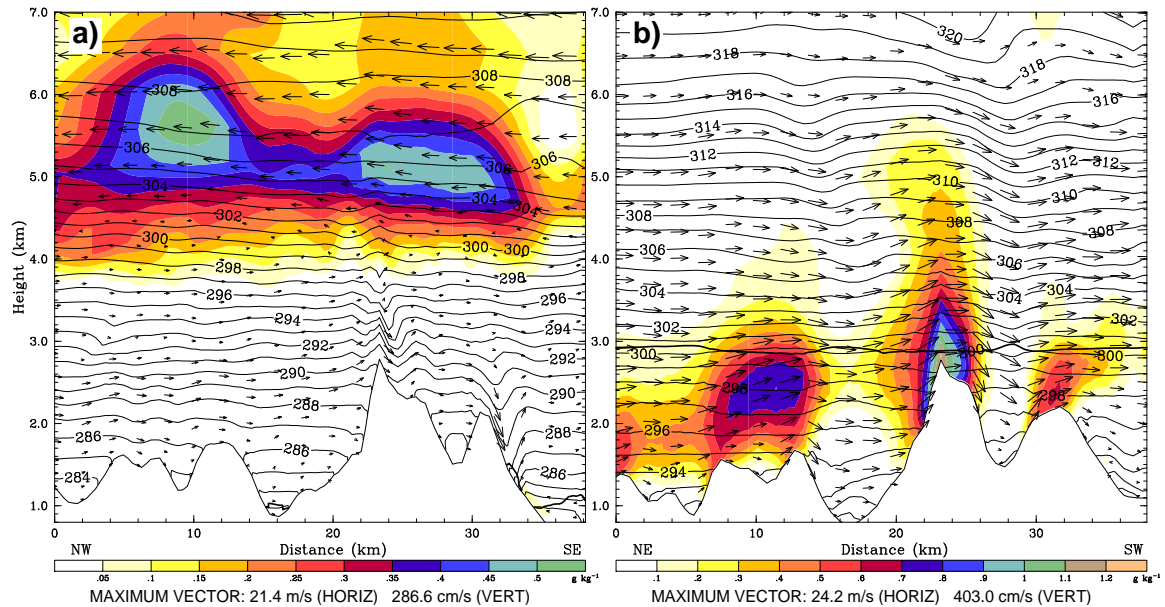


**Abbildung 5.8:** Simulierte Niederschlagssummen im Gebiet 5 (siehe Abb. 5.1b) für den Zeitraum 10. Juli 2005 00 UTC - 12. Juli 2005 00 UTC. Der Niederschlag ist mit einer Farbänderung alle 20 mm dargestellt, wobei Regionen mit weniger als 80 mm weiß dargestellt sind. Die Modelltopographie ist durch Linien alle 400 m angedeutet. Die Zahlen beschreiben die gemessenen Niederschlagsmengen an den Wetterstationen (siehe Abb. 5.1b).

deutlich niedriger ist als in der näheren Umgebung. Trotz abfallender Topographie erreichen die Niederschlagssummen in den umliegenden Gebieten verbreitet zwischen 140 mm und 180 mm. Das Niederschlagsmaximum wird im Gebiet 5 an einer Erhebung im Südwesten der Zugspitze mit knapp 200 mm erreicht. Das simulierte Niederschlagsmittel über die 4 Talstationen (nur 3 davon befinden sich im Gebiet 5) ergibt einen Wert von 95,7 mm, woraus sich ein Verstärkungsfaktor von 1,21 berechnen lässt. Dieser ist also trotz einer generellen Überschätzung der Niederschlagsmengen im gesamten Untersuchungsgebiet ähnlich hoch wie bei den Beobachtungsdaten.

Es stellt sich nun die Frage, warum es auf dem Gipfel der Zugspitze zur Ausbildung eines ausgeprägten Niederschlagsminimums kommt. In Kapitel 4.3.2 wurden die Gründe bereits kurz angesprochen. Für eine genaue Analyse sind in den Abbildungen 5.9b und 5.10b die Vertikalschnitte der potentiellen Temperatur und des Gesamtwolkenmischungsverhältnisses bzw. der Niederschlagsrate und der äquivalentpotentiellen Temperatur wiedergegeben. Man beachte, dass bei diesem Sommerfall die Hauptanströmungsrichtung Nordosten ist, weshalb auch der Querschnitt von Nordosten nach Südwesten verläuft (siehe Abb. 5.7b). Die Windvektoren in Abbildung 5.9b deuten an, dass die Anströmung während der Hauptniederschlagsphase am 11. Juli 2005 um 06 UTC recht stark ist. Der stärkste Wind ist in einer Höhe von 700 hPa (3 km) zu finden, wo Werte zwischen  $15$  und  $20 \text{ m s}^{-1}$  simuliert werden. Daraus folgend konnten sich über den einzelnen Gebirgszügen ausgeprägte Hebungswolken bilden, die ein Gesamtwolkenmischungsverhältnis von bis zu  $0,9 \text{ g kg}^{-1}$

(andere Farbskala als in Abbildung 5.9a) aufweisen. Damit sind diese Werte sogar bedeutend höher als in den Fällen 1 und 2 mit hoher orographischer Niederschlagsverstärkung. Insgesamt zeigt die Struktur des Wolkenmischungsverhältnisses in Abbildung 5.9b eine viel höhere Ähnlichkeit mit den Fällen 1 und 2 als mit dem Fall 3, welcher ebenfalls einen geringen vertikalen Niederschlagsgradienten aufweist.



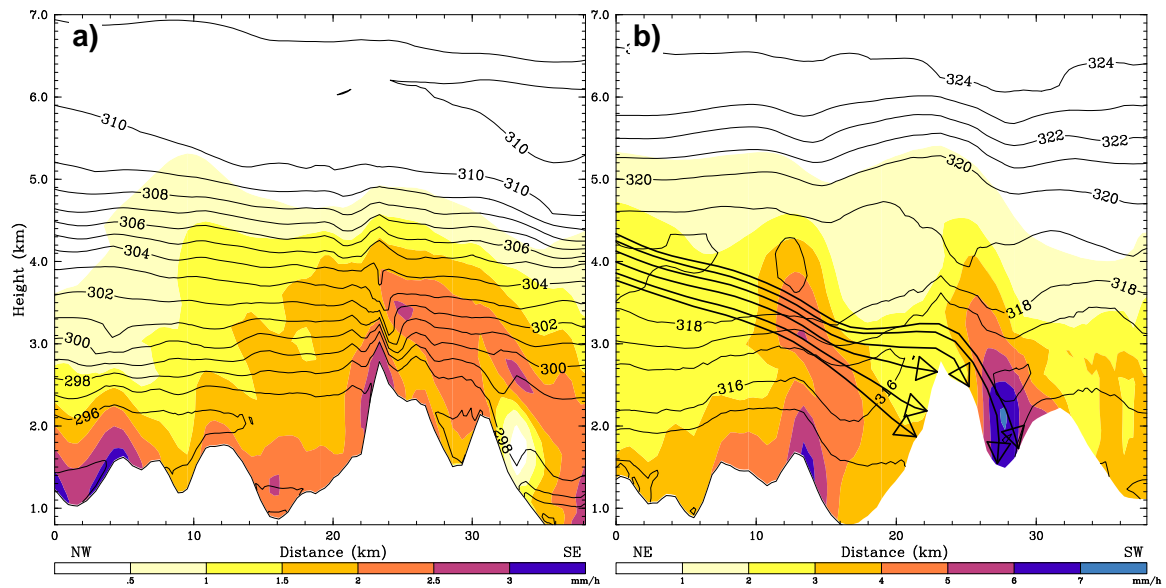
**Abbildung 5.9:** Vertikaler Querschnitt entlang der Linie in Abbildung 5.7 zum Zeitpunkt der Hauptniederschlagsphase um 12 UTC am 5. Dezember 1992 (a) und um 06 UTC am 11. Juli 2005. Die Vektoren deuten die Windkomponente entlang des Querschnitts an, die Linien stehen für die potentielle Temperatur mit einem Konturintervall von 1 K und die Färbung stellt das Gesamtwolkenmischungsverhältnis (Wasser + Eis) dar. Die Farbstufe ändert sich dabei in (a) alle  $0,05 \text{ g kg}^{-1}$  und in (b) alle  $0,1 \text{ g kg}^{-1}$ . Die dicken Linien deuten die Lage der Frostgrenze an.

Die hohen Mischungsverhältnisse in den Hebungswolken sind hauptsächlich bedingt durch das deutlich höhere Temperaturniveau, als in den 3 Winterfällen. Mit steigender Temperatur erhöht sich einerseits die Kondensationsrate bei gegebener vertikaler Windgeschwindigkeit, und andererseits ist die Anlagerungsrate bei Regen niedriger. Die Anlagerung von Wolkenwasser an den in die Hebungswolke fallenden Niederschlag ist dabei der bedeutendste Prozess zur Reduzierung des Wokenwassergehalts in der Feeder-Wolke. Des weiteren ermöglicht die niedrige statische Stabilität in den unteren 3 km ein ungehindertes Aufsteigen der Luft an den Berghängen. Über den Tälern kommt es auf Grund von Absinkbewegungen zu einer Auflösung der Wolken, wie man z.B. bei  $x = 17 \text{ km}$  und  $x = 28 \text{ km}$  sieht. Um 06 UTC am 11. Juli 2005 kann man im vertikalen Querschnitt keine großskalige Wolkendecke auf Grund von frontaler Hebung ausmachen. Zu Beginn der Niederschlagsphase mit Überquerung des Troges von Nordwesten hat es jedoch eine solche ausgedehnte Wolkendecke in der mittleren Troposphäre ( $z = 4 \text{ km}$ ) gegeben, die zu großflächigen, stratiformen Niederschlägen geführt hat. Die vertikale Schichtung der Atmosphäre kann auch

sehr gut an Hand des  $\theta_e$ -Feldes in Abbildung 4.10b abgelesen werden. Die Schichtung in den unteren 5 km ist nahezu feucht-neutral, was sich an den ähnlich hohen Werten der äquivalentpotentiellen Temperatur am Boden und in 5 km Höhe zeigt. Dazwischen (bei  $z = 2,5$  km) erkennt man auf der linken Seite des Querschnitts eine leicht instabile Schicht mit Werten, die um 1 - 2 K niedriger sind als in den umgebenden Luftschichten. Diese geringe Instabilität reicht zu diesem Zeitpunkt aber nicht für die Ausbildung von konvektiven Zellen aus, doch zu anderen Zeitpunkten und an anderen Orten hat es während dieses Niederschlagsereignisses eingebettete Konvektion gegeben. Aus den  $\theta_e$ -Werten von ca. 317 K in 850 hPa lässt sich eine Schneefallgrenze von ungefähr 2800 m - 2900 m ableiten.

Der Diskussion des Feldes der Niederschlagsrate in Abbildung 5.10b sollte hinzugefügt werden, dass es nicht möglich war, einen Zeitpunkt zu finden, an dem die momentane Niederschlagsverteilung das akkumulierte Niederschlagsfeld von Abbildung 4.7b vollständig repräsentiert. Am nächsten kommt noch die Verteilung am 11. Juli 2005 um 06 UTC. Sie zeigt ein lokales Minimum der Niederschlagsrate in der Umgebung des Zugspitzgipfels, während sowohl die Luv- als auch die Leeseite deutlich höhere Werte aufweisen. Vor allem im Hochtal im Lee der Zugspitze werden recht hohe Niederschlagsraten von über  $6 \text{ mm h}^{-1}$  erreicht. Auch hier zeigt sich wieder, dass wegen der höheren Temperaturen und des damit verbundenen höheren Sättigungsdampfdrucks die Niederschlagsintensitäten im Sommer viel höher sein können als im Winter. Im Gegensatz zur Zugspitze findet man bei den niedrigeren Bergen bei  $x = 6$  km und  $x = 14$  km die höchste Niederschlagsrate in der Nähe der Gipfel. Eine nähere Untersuchung hat ergeben, dass das lokale Niederschlagsminimum auf der Zugspitze in Verbindung mit der Frostgrenze bei 2900 m steht (dicke Linie in Abbildung 5.9b). Durch die Lage der Frostgrenze in der Nähe des Gipfelniveaus (2960 m) kommt es zum Auftreten von mehreren kombinierten Mechanismen, welche von ZÄNGL (2007a) entdeckt wurden und in ZÄNGL (2008) im Detail untersucht worden sind. Erstens führt die Differenz in der Fallgeschwindigkeit zwischen Schnee/Graupel und Regen zu einer Divergenz der Hydrometeortrajektorien in der Nähe der Schmelzzone. Dies betrifft in diesem Fall die oberste Zone des Luvhanges der Zugspitze, wo der Regen trotz der starken vertikalen Windgeschwindigkeiten zu Boden fällt, während der feste Niederschlag über den Gipfel ins Lee verfrachtet wird. Dies ist in Abbildung 5.10b durch die dicken Linien illustriert, welche die rückwärtsintegrierten Hydrometeortrajektorien darstellen. Auf der Leeseite kommt es, bedingt durch die erhöhte Fallgeschwindigkeit der Hydrometeore unterhalb der Schmelzzone, zur Ausbildung einer Zone mit verstärkten Niederschlagsraten. Zweitens führt die Tatsache, dass die Anlagerungsrate von Wolkenwasser bei Schnee und Graupel deutlich höher ist als bei Regen, zu einer Verschiebung der Zone des maximalen Niederschlagswachstums weg von den bodennahen Schichten, wo das Wolkenwassermischungsverhältnis am höchsten ist (Abb. 5.9b). Daraus folgt, dass die resultierende Niederschlagsverstärkung den Boden erst in einem gewissen Abstand im Lee des Berges erreicht. In gewisser Weise ist diese Verschiebung ins Lee auch bei der Station Ehrwald erkennbar. Wie man in Abbildung 5.8 erkennen kann, wurde an dieser Station im Südwesten der Zugspitze bei diesem Ereignis im Juli 2005 etwas mehr Niederschlag registriert als auf dem Gipfel der Zugspitze. Dies wird auch durch die MM5-Simulation

qualitativ so simuliert.



**Abbildung 5.10:** Vertikaler Querschnitt entlang der Linie in Abbildung 5.7 zum Zeitpunkt der Hauptniederschlagsphase um 12 UTC am 5. Dezember 1992 (a) und um 06 UTC am 11. Juli 2005. Die dargestellten Felder beinhalten die Niederschlagsrate (siehe Text für Definition, Farbänderung alle  $0,5 \text{ mm h}^{-1}$  in (a) und  $1 \text{ mm h}^{-1}$  in (b)) und die äquivalentpotentielle Temperatur (Konturintervall 1 K). Zusätzlich sind in (b) die rückwärtsintegrierten Hydrometeortrajektorien eingezeichnet.

Einen weiteren Anhaltspunkt für die lokalen Niederschlagsverhältnisse am Zugspitzmassiv geben die einige Jahrzehnte alten Beobachtungsdaten der Hangstation Schneefernerhaus (2654 m), etwa 700 m Horizontalabstand südwestlich des Zugspitzgipfels gelegen. Für die Periode zwischen 1931 und 1960 ergeben sich nach FLIRI (1975) mittlere jährliche Niederschlagssummen von 2905 mm, während die Zugspitze im selben Zeitraum nur auf 1946 mm kommt. Die relative Differenz von gut 30% tritt dabei ziemlich gleichmäßig verteilt über das gesamte Jahr auf. Für das Winterhalbjahr könnten 2 Gründe dafür verantwortlich sein. Einerseits kommt es durch die wesentlich höheren Windgeschwindigkeit am Gipfel zu einer starken Verdriftung von Schneeflocken und folglich zu einer erheblichen Unterschätzung der gefallenen Niederschlagsmenge. Andererseits kann der Transport von abgelagertem Schnee (Schneetreiben) vom Zugspitzkamm in Richtung Schneefernerhaus bei starkem Nordwind zu einer Überschätzung der Niederschlagsmenge am Schneefernerhaus führen. Im Sommer ist hingegen wegen der geringeren Windgeschwindigkeiten und der oftmals sehr hohen Schneefallgrenze dieser Effekt nicht durch Messfehler zu erklären. Eine plausible Erklärung könnte das oben erwähnte lokale Niederschlagsminimum auf der Zugspitze bei Schneefallgrenzen in der Höhe des Gipfels liefern. Leider kann diese Hypothese nicht durch die Messdaten einer vor einigen Jahren eingerichteten automatischen Station auf dem Schneefernerhaus überprüft werden, da die Datenqualität bei dem dort

installierten Niederschlagsmesser sehr schlecht ist.

Zusammenfassend zu diesem Kapitel ist noch zu erwähnen, dass sich das numerische Modell MM5 erfreulich gut für die Untersuchung von kleinskaligen Niederschlagsstrukturen in den Alpen eignet. In allen 4 untersuchten Fällen werden die Niederschlagsverhältnisse zwischen der Zugspitze und Garmisch qualitativ richtig wiedergegeben. Mit Hilfe von vertikalen Querschnitten konnten die verschiedenen orographischen Niederschlagsverstärkungsmechanismen gut visualisiert werden. Abschließend sollte an dieser Stelle noch betont werden, dass auch versucht wurde, die negativen Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch bei konvektiven Niederschlägen aus südwestlichen Richtungen mit dem MM5 zu simulieren. Zwar bildete sich in einigen Simulationen Konvektion über dem Wettersteinmassiv aus, welche in Garmisch mehr Niederschlag als auf der Zugspitze lieferte, doch die quantitative Übereinstimmung zwischen simuliertem und beobachtetem Niederschlag war in diesen Fällen schlecht. Der Hauptgrund für die schlechten Validierungsergebnisse ist, dass konvektive Niederschläge eine hohe räumliche Niederschlagsvariabilität haben und nicht deterministisch vorhersagbar sind.

## Kapitel 6

# Zusammenfassung der Ergebnisse

In dieser Arbeit wurde die klimatologische Bedeutung verschiedener orographisch bedingter Niederschlagsverstärkungsmechanismen in mehreren Regionen der Ostalpen untersucht. Die dafür notwendige Datenbasis besteht aus zwei großen Teilen. Zum einen wurden die Beobachtungsdaten von über 1000 Stationen in Bayern und in den österreichischen Bundesländern Vorarlberg, Tirol und Salzburg verwendet und zum anderen wurden die meteorologischen Umgebungsparameter aus einer mit ERA-40-Daten angetriebenen Klimamodus-Simulation mit dem numerischen Modell MM5 übernommen. Zunächst erfolgte eine Umrechnung der Stationsdaten in ein einheitliches Zeitintervall von 6 Stunden. Mit Hilfe der Felder der wichtigsten meteorologischen Parameter aus der Klimamodus-Simulation des MM5 konnten nun die 6h-Niederschlagswerte der einzelnen Stationen in verschiedene Klassen eingeteilt werden. Dabei wurde zwischen Kaltfront, Warmfront, konvektivem und unklassifiziertem Niederschlag unterschieden. Konvektiver Niederschlag in Verbindung mit Kaltfronten wurde dabei zur frontalen Klasse gezählt. Die unklassifizierten Fälle repräsentieren hauptsächlich frontrückseitigen Stau und quasi-stationäre Fronten. Zusätzlich erfolgte noch eine Einteilung der 6h-Niederschlagsintervalle mit Hilfe der Windrichtung in 700 hPa und eine Unterscheidung zwischen Sommer- und Winterhalbjahr.

Das erste klimatologische Niederschlagsmuster, das untersucht wurde, ist der Niederschlagsgradient zwischen dem nördlichen Alpenvorland und dem Alpennordrand. Dazu wurden 3 Regionen im Alpenvorland und 3 Regionen in den Nordalpen ausgewählt, die jeweils aus 10 Stationen mit ähnlicher Niederschlagsklimatologie bestehen. Auf Grund der Niederschlagsdifferenzen zwischen diesen Regionen konnte die klimatologische Bedeutung der einzelnen Niederschlagsklassen analysiert werden. Die Ergebnisse zeigen, dass sommerliche Konvektion und orographische Niederschlagsverstärkung den Hauptanteil am Niederschlagsgradienten zu den Alpen hin ausmachen. Im Sommer tritt konvektiver Niederschlag hauptsächlich in Verbindung mit südwestlicher Anströmung auf, sowohl präfrontal als auch direkt in Verbindung mit dem Durchzug einer Kaltfront. Dabei entwickeln sich Schauer und Gewitter vorzugsweise über der erhöhten Topographie der Alpen, von wo aus sie dann mit der südwestlichen Höhenströmung ins Alpenvorland ziehen. Mit dieser Advektion ist eine allmähliche Abschwächung der Zellen verbunden, woraus sich eine Abnahme der Niederschlagssummen in Richtung Alpenvorland ergibt.

Auf der anderen Seite kommt es bei nordwestlicher bis nördlicher Anströmung zu einer starken orographischen Hebung der feuchten Luftmasse an den Nordalpen und folglich zu einer Niederschlagszunahme zu den Alpen hin. Dieser Prozess ist der wichtigste Verstärkungsfaktor im Winterhalbjahr, während im Sommer die orographisch ausgelöste Konvektion dominierend ist. Die größte Niederschlagsverstärkung durch orographische Hebung ergibt sich für die Niederschlagsklasse der Kaltfronten. Aber auch bei den unklassifizierten Fällen kommt es durch die postfrontale, nördliche Anströmung zu einem deutlichen Niederschlagsgradienten. Während im Alpenvorland nur mehr vereinzelte Schauer durchziehen, kommt es durch den Stau in den Alpen zu andauernden, ergiebigen Niederschlägen hinter einer Front. Ein Vergleich zwischen den 3 Regionen am nördlichen Alpenrand hat gezeigt, dass die Windrichtungsabhängigkeit der Niederschlagszunahme zu den Alpen hin einen eindeutigen West-Ost-Gradienten aufweist. Im südwestlichen Bayern (Allgäu) tritt durch die lokale Topographie eine orographische Hebung nicht nur bei Nordanströmung auf, sondern auch bei westlichen Windrichtungen. Wegen der klimatologischen Häufigkeit von Westwind ergibt sich in dieser Region der stärkste Niederschlagsgradient bei einer Westanströmung. Geht man entlang des Alpenrandes weiter nach Osten, verschiebt sich das Niederschlagsmaximum hin zu nördlichen Windrichtungen, was sich auch auf die Niederschlagsdifferenz zwischen dem Alpenvorland und den Nordalpen auswirkt. So tritt im Osten von Bayern der stärkste Niederschlagsgradient bei nordwestlicher bis nördlicher Anströmung auf. Bei einer exakten Westanströmung aus  $270^\circ$  kommt es zu einem negativen Niederschlagsgradienten zu den Alpen hin. Dies ist hauptsächlich auf Fronten aus Westen zurückzuführen, die in den Nordalpen durch Leeeffekte von stromaufwärts liegenden Bergen für verringerte Niederschlagsmengen sorgen, während im Alpenvorland das Niederschlagsfeld ohne Abschwächung durchzieht. Dieser Effekt betrifft das Allgäu nicht, weil es hier durch die topographische Struktur auch bei Westwind zu einer orographischen Niederschlagsverstärkung kommt.

Anschließend wurden die Ursachen für die Niederschlagsabnahme von den Nordalpen in Richtung inneralpine Regionen genauer untersucht. Auch hier wurden wiederum die Niederschlagsklimatologien von 3 Regionen in den Nordalpen und 3 Regionen in den Zentralalpen miteinander verglichen. Auf Grund der geringen Stationsdichte in den inneralpinen Gebieten besteht in dieser Untersuchung jede Region aus nur 5 Stationen, über denen die Niederschlagswerte gemittelt wurden. Die Regionen sind dabei über die gesamte Analyseregion verteilt, um etwaige West-Ost-Niederschlagsdifferenzen zu erkennen. Grundsätzlich kommt es bei nordwestlichen bis nördlichen Windrichtungen zu einer starken Abschirmung der Niederschläge an den Nordalpen. Dies betrifft vor allem Kaltfronten, bei denen die Niederschläge in den Nordalpen orographisch verstärkt werden, während es in den inneralpinen Regionen durch Leeeffekte zu einer Abtrocknung der Luft und folglich zu einer Reduzierung der Niederschlagsmenge kommt. Aber auch die unklassifizierten Fälle zeigen einen stark negativen Nord-Süd-Niederschlagsgradienten. Die Niederschlagsdifferenz ist bei Warmfronten generell viel geringer, weil Warmfronten einerseits klimatologisch nicht so häufig sind und andererseits durch die aufgleitende Bewegung an der Front die Abschirmung durch die Nordalpen viel schwächer ist als bei Kaltfronten. Bei konvekti-



ven Niederschlägen gibt es eine starke Abhängigkeit des Niederschlagsgradienten von der Windrichtung. Bei westlicher bis leicht südwestlicher Anströmung kommt es in den inneralpinen Regionen verstärkt zur Bildung von konvektiven Zellen und Gewittern. Vor allem in den östlichen Regionen des Alpenhauptkamms führt eine Konvergenz von Nordwest- und Südwestwinden, die durch die Umströmung der Alpen bei Westwind entstehen, zur Bildung von starken konvektiven Niederschlägen. Nimmt die südliche Komponente in der Anströmung in 700 hPa zu, werden jedoch die über dem Alpenhauptkamm gebildeten Gewitter in Richtung Alpennordrand advehiert. Dort kommt es bei solchen Wetterlagen nicht selten zu einer Verstärkung der konvektiven Zellen durch eine Konvergenz mit der aus dem Alpenvorland einfließenden Thermikströmung. Generell sind die Niederschlagsdifferenzen zwischen den Nordalpen und den inneralpinen Regionen bei konvektiven Niederschlägen wegen der fehlenden systematischen Niederschlagsverstärkung nicht so hoch wie bei frontalen Niederschlägen.

Vergleicht man die inneralpinen Regionen miteinander, erkennt man eine deutliche Zunahme des klimatologischen Jahresniederschlags von Westen nach Osten. Wird in den Tälern der Zentralalpen im Westen von Tirol kaum ein Jahresniederschlag von 800 mm erreicht, kommen die inneralpinen Regionen im Bundesland Salzburg auf teilweise deutlich über 1000 mm. Eine wichtige Ursache dafür liegt in einer kontinuierlichen Abnahme der Kammhöhe der Nordalpen von Westen nach Osten. Aber auch die Nord-Süd-Ausdehnung der Alpen nimmt nach Osten hin immer mehr ab, wodurch das Übergreifen von Niederschlägen in die inneralpinen Täler im Osten erleichtert wird. Des weiteren hat auch die Struktur der Nordalpen, mit west-ost-orientierten Tälern und mächtigen Gebirgszügen im Westen und kleinen Gebirgsgruppen mit zahlreichen Einschnitten in Nord-Süd-Richtung im Osten, einen bedeutenden Anteil an der Verteilung der Niederschläge. Zusätzlich zur Unterteilung in die verschiedenen Niederschlagsklassen wurde in diesem Abschnitt auch eine Analyse der Abhängigkeit des Niederschlagsgradienten vom Temperaturniveau durchgeführt. Auf Grund der Temperaturdaten der Wetterstationen und der Annahme eines feuchtadiabatischen vertikalen Temperaturgradienten wurde die Schneefallgrenze der Luftmasse bestimmt. Eine Einteilung in 3 Klassen (Schneefallgrenze  $> 2500$  m,  $2500$  m -  $1000$  m,  $< 1000$  m) ergab, dass die größten Niederschlagsdifferenzen in der mittleren Klasse auftreten. Dies hängt jedoch damit zusammen, dass eine Schneefallgrenze zwischen  $2500$  m und  $1000$  m über das Jahr gesehen am häufigsten vorkommt.

Der dritte Teil dieser Arbeit beschäftigt sich mit Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen in den Alpen. Zu diesem Zweck wurden 4 Stationspaare ausgewählt (jeweils bestehend aus einer Berg- und einer Talstation), an denen der Höhengradient des Niederschlags untersucht wurde. Bedingung für die Auswahl der Stationspaare war, neben einer großen Differenz in der Seehöhe ( $> 1000$  m), auch eine geringe horizontale Distanz, um etwaige horizontale Niederschlagsgradienten auszuschließen. Auch bei dieser Analyse wurde der Datensatz in die 3 Klassen der Schneefallgrenze ( $> 2500$  m,  $2500$  m -  $1000$  m,  $< 1000$  m) unterteilt. Die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen wurden zusätzlich auch in Abhängigkeit der Windrichtung in 700 hPa untersucht. In einem zweiten Teil wurde die Abhängigkeit der Niederschlagsverhältnisse von verschiedenen meteorologischen Parametern wie der Windge-

schwindigkeit oder dem vertikalen Feuchteprofil analysiert. Für diesen Teil wurden konvektive Niederschläge mit Hilfe der Niederschlagsklassifizierung von Kapitel 3 ausgeschlossen, da Konvektion für gewöhnlich nicht mit systematischen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen verbunden ist.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Niederschlagszunahme mit der Höhe sehr stark von der lokalen Topographie beeinflusst wird. Während bei 3 Stationspaaren die Bergstation deutlich höhere Niederschlagsmengen als das Tal aufweist, kann beim inneralpinen Stationspaar Patscherkofel/Innsbruck keine Niederschlagszunahme mit der Höhe festgestellt werden. Dies kann auf die spezielle Lage der Bergstation Patscherkofel zurückgeführt werden, welche sich als nicht günstig für orographische Niederschlagsverstärkung herausstellte. Für die anderen Stationspaare kann eine starke Niederschlagszunahme mit der Höhe, mit Werten von bis zu 50 mm pro Jahr und  $10^\circ$ -Windsektor, hauptsächlich bei nordwestlichen bis nördlichen Windrichtungen beobachtet werden. Dies trifft vor allem bei Schneefallgrenzen unterhalb von 2500 m zu, während bei wärmeren Temperaturen die Differenzen viel geringer sind. Bei westlicher Anströmung tritt kaum eine Niederschlagszunahme mit der Höhe auf, weil bei diesen Wetterlagen der Wind parallel zum Alpenkamm weht. Im Falle einer südwestlichen Windrichtung kommt es beim Stationspaar Zugspitze/Garmisch zur Ausbildung eines negativen Höhengradienten des Niederschlags. Dies liegt an der lokalen Topographie und der besonderen Lage der Bergstation Zugspitze. Die Zugspitze befindet sich am westlichen Ende des Wettersteingebirges, eine Region mit bevorzugter Auslösung von Konvektion. Bei einer südwestlichen Höhenströmung werden die Zellen vom Gipfel weg in Richtung Garmisch advehiert. Ihr Reifestadium erreichen sie dabei erst abseits von der Gipfelstation, wodurch es zu einer negativen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz kommt. Aber auch bei nordwestlicher bis nördlicher Windrichtung gibt es bei hohen Temperaturen (Schneefallgrenze  $> 2500$  m) Fälle, in denen die Gipfelregionen nur unbedeutend mehr Niederschlag erhalten als die Täler. Diese besondere Situation wurde im letzten Teil der Arbeit durch hochaufgelöste MM5-Simulationen genauer analysiert.

Eine detaillierte Untersuchung der Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch ergab eine deutliche Abhängigkeit der orographischen Niederschlagsverstärkung von der Windgeschwindigkeit in 700 hPa. Je höher die Windgeschwindigkeit, desto stärker fällt die Niederschlagszunahme mit der Höhe aus. Dies liegt daran, dass die Kondensationsrate bei orographischer Hebung proportional zur Windgeschwindigkeiten bei einem gesättigten Aufstieg und gegebenem Temperaturprofil ist. Die normalisierten Werte (mm/6h) erreichen dabei bis zu 5 mm/6h für eine Windgeschwindigkeit von mehr als  $12.5 \text{ m s}^{-1}$ . Klimatologisch gesehen ist die Niederschlagsverstärkung bei tiefen Temperaturen (Schneefallgrenze  $< 1000$  m) größer als bei hoher Schneefallgrenze, obwohl kalte Luft weniger Feuchtigkeit aufnehmen kann als warme. Dies ist hauptsächlich darauf zurückzuführen, dass nordwestliche bis nördliche Windrichtungen vermehrt im Winter und in Verbindung mit hohen Windgeschwindigkeiten auftreten. Die Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen zeigen auch einen Zusammenhang mit dem vertikalen Feuchteprofil. Je dicker die gesättigte Schicht in der anströmenden Luftmasse ist, desto größer ist die orographische Niederschlagsverstärkung. Dies liegt daran, dass bei der Hebung einer

feuchten Schicht mit großer vertikaler Ausdehnung mehr Wasserdampf auskondensieren kann, als wenn nur eine dünne gesättigte Schicht gehoben wird.

Im letzten Teil der Dissertation wurde speziell auf die Niederschlagsdifferenzen zwischen der Zugspitze und Garmisch eingegangen. Mit Hilfe von hochaufgelösten numerischen Simulationen mit dem MM5 wurden vier Ereignisse ausgewählt, die klimatologisch relevante Niederschlagsmuster repräsentieren. Zwei Winterfälle stehen für Situationen mit einer hohen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz bei starker nordwestlicher bis nördlicher Anströmung. In einem dritten Fall herrscht ebenfalls eine nördliche Anströmung im Kammniveau der Alpen, jedoch wurden bei diesem Ereignis nur relativ geringe Unterschiede in der Niederschlagssumme zwischen der Zugspitze und Garmisch registriert. Der vierte Fall repräsentiert eine Situation im Sommer mit einer Schneefallgrenze in Gipfelniveau und sehr geringen Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen trotz starker Nordkomponente in der Anströmung. Durch vertikale Querschnitte wurde versucht, die dynamischen und mikro-physikalischen Gründe für die unterschiedlichen Niederschlagsmuster herauszufinden.

Die Voraussetzung für die Verwendung von Ergebnissen einer numerischen Simulation ist eine eingehende Validierung mit Beobachtungsdaten. Die Validierungsergebnisse für die ersten beiden Fälle sind sehr zufriedenstellend, was sich an einem sehr hohen Korrelationskoeffizienten ( $> 0.8$ ) zeigt. Im zweiten Fall wurde allerdings die Niederschlagssumme im gesamten Gebiet deutlich überschätzt, was sich aber teilweise auf eine messtechnische Niederschlagsunterschätzung durch starken Wind und tiefe Temperaturen zurückführen lässt. Im dritten Fall liegt die simulierte Niederschlagsmenge sehr nah an der gemessenen, wobei aber der Korrelationskoeffizient vergleichsweise niedrig ist. Dies kann damit erklärt werden, dass die Niederschlagsvariabilität in diesem Fall generell sehr klein war, wodurch kleine Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung zu einer schlechten Korrelation führten. Relativ unzufriedenstellende Ergebnisse lieferte die Simulation des vierten Falles wegen eingebetteter Konvektionszellen. Diese wurden im Modell um eine horizontale Distanz von ca. 20 km falsch lokalisiert. Trotzdem wurden die Niederschlagsverhältnisse zwischen der Zugspitze und Garmisch in allen vier Fällen exzellent wiedergegeben.

Die genaue Analyse brachte bei den ersten beiden Fällen mit großer Berg-Tal-Niederschlagsdifferenz den klassischen Seeder-Feeder Effekt als dominierenden Verstärkungsfaktor hervor. Weil die Strömung teilweise in die Täler durchgegriffen hat, konnten sich über allen Gebirgszügen deutliche orographische Hebungswolken bilden, die zu einer Niederschlagsintensivierung durch Anlagerung von Wolkenwasser führten. Über den Tälern kam es hingegen zu Absinkbewegungen und damit verbunden zu einer teilweisen Verdunstung des synoptischskaligen Niederschlags. Die unterschiedlichen Verstärkungsfaktoren zwischen Fall 1 (4.5) und Fall 2 (2.4) konnten teilweise durch die wesentlich höhere großskalige Niederschlagsmenge in Fall 2 erklärt werden. Aber auch die stärkere westliche Windkomponente mag etwas zur geringeren Niederschlagsverstärkung in Fall 2 beigetragen haben. Die Niederschlagsstruktur im dritten Fall wurde wegen der geringen Windgeschwindigkeiten hauptsächlich durch die großskalige frontale Hebung bestimmt und nur wenig durch die Orographie beeinflusst. Außerdem kam es durch eine genau über den Alpen liegende Frontalzone zu einer starken vertikalen Windscherung während

der Hauptniederschlagsphase. Im vierten und einzigen Sommerfall konnten geringe Berg-Tal-Niederschlagsdifferenzen nur in der Zugspitzregion beobachtet werden, was auf ein lokales Niederschlagsminimum am Zugspitzgipfel zurückzuführen ist. Auf Basis der hochaufgelösten Simulation konnte dieses Niederschlagsminimum durch eine Divergenz von Hydrometeortrajektorien erklärt werden. Durch die unterschiedlichen Fallgeschwindigkeiten von Schnee/Graupel und Regen bildete sich an der Schmelzzone in Höhe des Gipfelniveaus ein Bereich mit geringeren Niederschlagsmengen aus. Auch die stärkere Anlagerung von Wolkenwasser an den in die Hebungswolke hineinfallenden Niederschlag bei Schneefall favorisiert starkes Wachstum der Niederschlagsteilchen eher oberhalb der Schneefallgrenze als knapp darunter. Wegen der Verdriftung kam es in diesem speziellen Fall zur Ausbildung eines deutlichen Niederschlagsmaximums im Lee der Zugspitze.

# Literatur

- Anquetin, S., F. Miniscloux, and J.D. Creutin, 2003: Numerical simulation of orographic rainbands. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8386 pp.
- Bader, M., and W. Roach, 1977: Orographic rainfall in warm sectors of depressions. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **103**, 269–280.
- Baumgartner, A., and H.J. Liebscher, 1996: Allgemeine Hydrologie. , **2. Auflage**, 694.
- Bergeron, T., 1935: On the physics of clouds and precipitation. *Proceedings of the Fifth Assembly UGGI*, **2**, 156.
- Bergeron, T., 1965: On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Suppl. Proc. Int. Conf. Cloud Physics*, 96–100.
- Blumer, F., 1994: Die Höhenabhängigkeit des Niederschlags im Alpenraum. *Diss. ETH Zürich*, **Nr. 10784**, 242.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2369–2383.
- Carruthers, D., and T. Choullarton, 1983: A model of the seeder-feeder mechanism of orographic rain including stratification and wind-drift effects. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **109**, 575–588.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn state/NCAR MM5 modeling system. Part 1: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569–585.
- Choullarton, T., and S. Perry, 1986: A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **112**, 335–345.
- Colle, B., 2004: Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 588–606.
- Cosma, S., E. Richard, and F. Miniscloux, 2002: The role of small-scale orographic features in the spatial distribution of precipitation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **128**, 75–92.
- Crook, N.A., and D. Tucker, 2005: Flow over heated terrain. Part 1: Linear theory and idealized numerical simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2552–2564.

- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077–3107.
- Emanuel, K.A., 1994: Atmospheric Convection. *Oxford University Press*, 580pp.
- Erk, F., 1887: Die vertikale Verteilung und die Maximalzone des Niederschlags am Nordabhang der bayrischen Alpen im Zeitraum November 1883 bis November 1885. *Met. Z.*, **4**, 55–69.
- Fliri, F., 1975: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Monographien zur Landeskunde Tirols. *Universitätsverlag Wagner, Innsbruck/München*, **Folge 1**, 454.
- Frei, C., and F. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873–900.
- Fuhrer, O., and C. Schär, 2005: Embedded cellular convection in moist flow past topography. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2810–2828.
- Geiger, H., H. Zeller, and G. Röthlisberger, 1991: Starkniederschläge des schweizerischen Alpen und Alpenrandgebietes. *Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft*, **Band 7**, 55 ff.
- Grell, G.A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764–787.
- Grell, G.A., J. Dudhia, and D.R. Stauffer, 1995: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM). *NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR*, 122pp.
- Havlik, D., 1969: Die Höhenstufe maximaler Niederschlagssummen in den Westalpen. *Freiburger Geographische Hefte*, **7**, 67.
- Houze, R.A.J., 1993: Cloud Dynamics. *Academic Press: San Diego, USA*.
- Janjic, Z., 1990: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927–945.
- Jiang, Q., 2003: Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus A*, **55**, 301–316.
- Kain, J.S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181.
- Kirshbaum, D., and D. Durran, 2004: Atmospheric factors governing banded orographic convection. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 682–698.
- Kirshbaum, D., and D. Durran, 2005: Observations and modeling of banded orographic convection. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3758–3774.
- Klinger, E., 1986: Die Wetterbeobachtung an Klimastationen. *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*, 107.
- Knoch, K., and E. Reichel, 1930: Verteilung und jährlicher Gang der Niederschläge in den Alpen. *Veröffentlichungen des Preussischen Meteorologischen Instituts*, **IX**.

- Kubat, O., 1972: Die Niederschlagsverteilung in den Alpen mit besonderer Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verteilung. *Veröffentlichungen der Universität Innsbruck. Alpenkundl. Studien*, **X**, 69.
- Lang, H., 1985: Höhenabhängigkeit der Niederschläge. Der Niederschlag in der Schweiz. *Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie*, **31**, 149–157.
- Lauffer, H., 1977: Die Talsperren und Flusstauwerke Österreichs und der Wasserkraftausbau. *Österreichische Wasserwirtschaft*, **29**, 178–198.
- Lauscher, F., 1976: Weltweite Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlags. *Wetter und Leben*, **28/2**, 80–90.
- Liljequist, G.H., and K. Cihak, 1984: Allgemeine Meteorologie. *Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig/Wiesbaden*, 396.
- Lugauer, M., and P. Winkler, 2005: Thermal circulation in South Bavaria - climatology and synoptic aspects. *Met. Z.*, **14**, 15–30.
- Mlawer, E.G., S.G. Taubmann, P.D. Brown, M.J. Iacono, and S.A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663–16682.
- Peristeri, M., W. Ulrich, and R.K. Smith, 2000: Genesis conditions for thunderstorm growth and the development of a squall line in the northern Alpine foreland. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 251–260.
- Raulin, V., 1879: Über die Verteilung des Regens im Alpengebiet von Wien bis Marseille. *Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie*, **14**, 233–247.
- Reichel, E., 1962: Der Einfluss der Orographie auf die Niederschlagsverteilung am nördlichen Alpenrand. *VI Congr. Intern. Meteorol. Alpine Bled.*, 165–170.
- Reisner, J., R.M. Rasmussen, and R.T. Brintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **124**, 1071–1107.
- Robichaud, A., and G. Austin, 1988: On the modeling of warm orographic rain by the seeder-feeder mechanism. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **114**, 967–988.
- Rotunno, R., and R. Ferretti, 2001: Mechanisms of intense Alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1732–1749.
- Schwarb, M., 2001: The alpine precipitation climate: Evaluation of a high-resolution analysis scheme using comprehensive rain-gauge data. *Diss. ETH Zürich*, 131 pp.
- Schüepp, M., 1978: Witterungsklimatologie. *Klimatologie der Schweiz. Beiheft zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt*, **Band III**, 93.
- Senesi, S., P. Bougeault, J.L. Cheze, P. Cosentino, and R.M. Thepenier, 1996: The Vaison-La-Romaine flash flood: Mesoscale analysis and predictability issues. *Wea. and Forecasting*, **11**, 417–442.

- Smith, R.B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Ad. Geophys.*, **21**, 87–229.
- Smith, R.B., 2003: A linear upslope time-delay model for orographic precipitation. *J. Hydr.*, **282**, 2–9.
- Smith, R.B., and I. Barstad, 2004: A linear theory of orographic precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1377–1391.
- Smith, R.B., I. Barstad, and L. Bonneau, 2005: Orographic precipitation and Oregon's climate transition. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 177–191.
- Stauffer, D., and N.L. Seaman, 1990: Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part 1: Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1250–1277.
- Steinacker, R., 1983: Diagnose und Prognose der Schneefallgrenze. *Wetter und Leben*, **35/2**, 81–90.
- Tao, W.K., and J. Simpson, 1993: Goddard cumulus ensemble model. Part 1: Model description. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science*, **4**, 35–72.
- Thompson, G., R.M. Rasmussen, and K. Manning, 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 519–542.
- Tutison, B., D. Harris, and E. Foufoula-Georgiou, 2001: Scale issues in verification of precipitation forecasts. *J. Geophys. Res.*, **106**, 11775–11784.
- Wastl, C., and G. Zängl, 2007: Analysis of the climatological precipitation gradient between the Alpine foreland and the northern Alps. *Met. Z.*, **16**, 541–552.
- Wastl, C., and G. Zängl, 2008: Analysis of mountain–valley precipitation differences in the Alps. *Met. Z.*, **17**, 311–321.
- Weixlederer, R., 1939: Studien über die alpine Gewittertätigkeit. *Met. Z.*, **56**, 215–227.
- WMO, 1992: International Glossary of Hydrology. , **385**, 413.
- Yang, 1994: Wind-induced error on snow measurement: WMO Intercomparison Results. *Ann. Meteor.*, **30**, 61–64.
- Zhang, D., and R.A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer - sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594–1609.
- Zängl, G., 2002a: Stratified flow over a mountain with a gap. Linear theory and numerical simulations. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **128**, 927–949.
- Zängl, G., 2002b: An improved method for computing horizontal diffusion in a sigma-coordinate model and its application to simulations over mountainous topography. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1423–1432.
- Zängl, G., 2003: A generalized sigma coordinate system for the MM5. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2875–2884.



- Zängl, G., 2005: Dynamical aspects of wintertime cold pools in an Alpine valley system. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2721–2740.
- Zängl, G., 2007a: Interaction between dynamics and cloud microphysics in orographic precipitation enhancement: A high - resolution modeling study of two north-Alpine heavy precipitation events. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 2817–2840.
- Zängl, G., 2007b: Small-scale variability of orographic precipitation in the Alps: Case studies and semi-idealized numerical simulations. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **133**, 1701–1716.
- Zängl, G., 2008: The temperature dependence of small-scale orographic precipitation enhancement. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **134**, 1167–1181.



# Dank

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen Personen bedanken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Ganz besonders gilt mein Dank Dr. Günther Zängl, der mir eine Anstellung an der Universität München ermöglicht hat. Er war auch stets ein guter Betreuer und beantwortete mit seinem unerschöpflichen Wissen alle meine Fragen.

Mein Dank gilt außerdem Herrn em. Prof Dr. Joseph Egger für die Durchsicht der Dissertation, sowie Dr. Matthias Hornsteiner für das Korrekturlesen und die zahlreichen anregenden Diskussionen.

Mein Dank geht außerdem an Herrn Dipl. Phys. Andreas Pfeiffer für die Durchführung der MM5-Klimamodus-Simulationen und an Herrn Dipl. Met. Heinz Lösslein für die computertechnische Unterstützung.

Dem Deutschen Wetterdienst (DWD), der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) und dem Hydrographischen Zentralbüros Österreich (HZB) sei für die Bereitstellung der Datengrundlage gedankt. Auch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), die für die Finanzierung meines ersten Promotionsjahres gesorgt hat, soll an dieser Stelle erwähnt werden.

Ferner möchte ich mich besonders bei meinen Eltern, meiner Schwester sowie all meinen Freunden für die Geduld während meiner Promotionszeit herzlich bedanken.



# Lebenslauf

## **Persönliche Daten:**

Name Clemens Wastl  
geboren am 30. Dezember 1981  
in Innsbruck  
Anschrift Thalkirchner Straße 276, 81371 München

## **Schulbildung:**

1988–1992 Volksschule Oberperfuss  
1992–1996 Hauptschule Kematen  
1996–2000 BORG Innsbruck Fallmerayerstraße, Matura Juni 2000

## **Grundwehrdienst**

September 2000 bis Mai 2001, Hochgebirgskompanie Absam

## **Studium:**

Oktober 2001 bis August 2005, Meteorologiestudium an der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck  
Diplomarbeit Starkniederschlagsauswertung in Nord- und Osttirol  
Abschluss Magister der Naturwissenschaften, August 2005

## **Promotion:**

Dezember 2005 bis Dezember 2008 an der Ludwig-Maximilians-Universität München