



universität  
wien

# Diplomarbeit

Titel der Diplomarbeit

## Modifikation der Schneefallgrenze in komplexer Topographie

Verfasser

Christian Pehsl Bakk.techn.

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Wien, November 2010

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 415

Studienrichtung lt. Studienblatt: Meteorologie

Betreuerin / Betreuer: O. Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker



## Zusammenfassung

Im Laufe der Jahre wurden verschiedenste Methoden zur Bestimmung der Schneefallgrenze entwickelt. Dabei haben sich die Feuchttemperatur sowie die Äquivalenttemperatur als recht zuverlässige Parameter herauskristallisiert. So setzen numerische Wettervorhersagemodelle das Niveau mit einem bestimmten Grenzwert der Feuchttemperatur (z.B.: +1 °C oder +1.5 °C) mit der Schneefallgrenze gleich. Des Weiteren wird auch die relative Topographie oft für eine Abschätzung der Schneefallgrenze herangezogen, da die Schichtdicke äquivalent zur mittleren Temperatur innerhalb der Schicht ist. Entspricht die Dicke der Schicht zwischen 1000 hPa und 500 hPa etwa 5360 gpm, so kann man von einer Schneefallgrenze bei 1000 m Seehöhe ausgehen. Allerdings gelten die Grenzwerte dieser Methoden nur bei Annahme feuchtadiabatischer Luftschichtung, sodass etwa bei Inversionswetterlagen die reale Schneefallgrenze deutlich von der prognostizierten abweichen kann.

Die zum Schmelzen des fallenden Niederschlags notwendige Energie wird der Luft entzogen, welche sich dadurch abkühlt. Die numerischen Wettervorhersagemodelle erfassen diesen physikalischen Prozess unzureichend, sodass besonders bei Starkniederschlagsereignissen ein weiterer Unsicherheitsfaktor der Prognose der Schneefallgrenze durch diesen Abkühlungseffekt auftreten kann. Unter Annahme feuchtadiabatischer Luftschichtung ergeben sich für ein Absinken der Nullgradgrenze um 1000 m anhand eines vereinfachten Energiebilanzmodells Niederschlagsmengen von rund 21 mm. Allerdings gelten diese Ergebnisse nur bei advektionsfreien Verhältnissen, um den gesamten Schmelzprozess in derselben Luftmasse erfolgen zu lassen. Noch stärker wirkt sich dieser Abkühlungseffekt in Tälern aus, da das abzukühlende Luftvolumen kleiner als in der Ebene ist. Unter Berücksichtigung der Talstruktur zeigen numerische Berechnungen für ein Absinken der Nullgrad- bzw. Schneefallgrenze um 1000 m im Stubaital auf Höhe Neustift eine Reduktion der notwendigen Niederschlagsmenge auf rund 11 mm. Lokal können sich die Mengen in eng eingeschnittenen Tälern gegenüber der Ebene sogar mehr als halbieren.

Die Erfahrung des Meteorologen gepaart mit den Berechnungen anhand der Energiebilanzgleichung können zu deutlichen Verbesserungen der Prognose der Schneefallgrenze bei Starkniederschlagsereignissen führen. Zumindest die Wahrscheinlichkeit des überraschenden Absinkens der Schneefallgrenze bis ins Tal kann abgeschätzt werden. Der operationelle Einsatz dieses Energiebilanzmodells ist aufgrund der Sensibilität der Prozesse sowie der Abhängigkeit von vielen weiteren Faktoren (Stauwirkungen, Inversionen, Windverhältnissen, Temperaturadvektionen) jedoch nur bedingt möglich.

## Abstract

In the past, many different methods for analysing and forecasting the snow line have been developed. The most reliable parameters are the wet bulb temperature and the equivalent temperature. Numerical weather prediction models often equalize the level of a defined limit of the wet bulb temperature (e.g.  $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$  or  $+1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) with the snow line. Furthermore, the different thickness charts are also used for estimating the mean level of the melting process, for example a thickness value of 5360 *gpm* for the 1000 – 500 hPa layer is equivalent to a snow line of 1000 m. However, these methods are based on the assumption of a moist adiabatic atmosphere. Thus, under different weather conditions (e.g. inversions) large deviations between the predicted and the real snow line may occur.

The latent heat required for melting the precipitation is removed from the atmosphere. The numerical weather prediction models are not able to capture this cooling process adequately. Thus, heavy precipitation can cause a sometimes surprising sinking of the snow line. Calculations based on a simplified energy budget equation show that 21 mm of precipitation are required for lowering the freezing or snow line by about 1000 m. Due to the reduced air volume, this cooling effect is even more intense in valleys. Numerical calculations show that, for example, in Neustift in the Stubai valley in Tyrol the required precipitation amount for a lowering of the snow line by about 1000 m is reduced to 11 mm. In very narrow valleys reductions of more than 50% are possible.

The experience of a meteorologist in combination with the calculations of the energy budget model can improve the prediction of the snow line. At least the probability of surprising snowfall down to the valley floor can be estimated. For operational forecasts this method is suitable to only a limited extent because the impacts of the cooling process are influenced by many other factors (orographic effects, temperature advection, wind conditions, inversions).

# Inhaltsverzeichnis

<b>Einleitung</b>	<b>7</b>
<b>I. Grundlagen</b>	<b>9</b>
<b>1. Niederschlag</b>	<b>10</b>
1.1. Niederschlagsbildung . . . . .	10
1.2. Niederschlagsarten . . . . .	12
<b>2. Schneefallgrenze</b>	<b>14</b>
2.1. Zusammenhang mit atmosphärischen Zustandsgrößen . . . . .	14
2.1.1. Feuchttemperatur . . . . .	15
2.1.2. Relative Topographie . . . . .	17
2.2. Analyse und Prognose der Schneefallgrenze . . . . .	18
2.2.1. Radar . . . . .	19
2.2.2. Feuchttemperatur . . . . .	19
2.2.3. Äquivalentpotentielle Temperatur in 850 hPa . . . . .	20
2.2.4. Relative Topographie . . . . .	21
<b>II. Absinken der Nullgradgrenze     durch den Entzug der Schmelzenergie</b>	<b>23</b>
<b>3. Problemstellung</b>	<b>24</b>
<b>4. Verifikation der Schneefallgrenze bei Starkniederschlagsereignissen</b>	<b>26</b>
4.1. Prognosemodell MetGIS . . . . .	26
4.2. Geographische Lage und Klimatologie der Stationen . . . . .	28
4.3. Ergebnisse . . . . .	30

4.4. Fallbeispiele . . . . .	31
4.4.1. Innsbruck 29. - 30. März 2009 . . . . .	31
4.4.2. Kötschach-Mauthen 02. - 03. November 2009 . . . . .	33
<b>5. Berechnungen in idealen Geländeformen</b>	<b>35</b>
5.1. Absinken der Nullgradgrenze über der Ebene . . . . .	35
5.2. Absinken der Nullgradgrenze in idealisierten Talformen . . . . .	37
5.3. Auswertung . . . . .	38
<b>6. Berechnungsmethode in realer Topographie</b>	<b>43</b>
6.1. Topographischer Amplifikations-Faktor . . . . .	43
6.2. Bestimmung der Luftvolumsreduktion anhand von Topographiedaten . . . . .	45
6.3. Numerische Lösung der Wärmebilanzgleichung . . . . .	47
<b>7. Auswertungen im Ostalpenraum</b>	<b>50</b>
7.1. Salzach- und Ennstal . . . . .	52
7.2. Arlberggebiet . . . . .	55
7.3. Inntal . . . . .	58
7.4. Murtal, südliche Steiermark und Unterkärnten . . . . .	61
7.5. Lesach- und Gailtal . . . . .	64
<b>8. Fazit</b>	<b>67</b>
8.1. Prognosebeispiel zur Absenkung der Schneefallgrenze . . . . .	70
<b>III. Anhang</b>	<b>73</b>
Abbildungsverzeichnis	75
Tabellenverzeichnis	76
Lebenslauf	77
Danksagung	78
Erklärung	79
Literaturverzeichnis	80

# Einleitung

Die Prognose der Schneefallgrenze beschert dem Meteorologen bzw. Synoptiker auch trotz der heute bereits vorhandenen, hochauflösenden numerischen Wettermodelle besonders in gebirgigen Regionen oftmals noch Schwierigkeiten. Neben der für jedermann sichtbaren Auswirkung, die eine überraschende Schneedeckenbildung hervorruft, spielen etwa im Tourismus oder dem Straßenräumdienst auch wirtschaftliche Faktoren eine bedeutende Rolle. Bei unzureichender Vorwarnung des Räumungsdienstes kann das plötzliche Absinken der Schneefallgrenze bis auf Talniveau zudem zu Verkehrsproblemen oder sogar zu Unfällen führen.

Worin liegen nun die Probleme bei der prognostischen Erfassung des Übergangs von festem zu flüssigem Niederschlag? Auch der Nichtfachmann wird über die Notwendigkeit einer möglichst exakten Temperaturprognose nicht überrascht sein. Zu beachten ist dabei aber, dass die alleinige Information der Temperatur, etwa auf Talniveau, in vielen Situationen nicht ausreicht, um eine klare Aussage, ob Schnee oder Regen fallen wird, treffen zu können. Vielmehr ist eine exakte Kenntnis des vertikalen Temperaturprofils der Atmosphäre notwendig. Nicht selten kommt es selbst bei negativen Temperaturen zu teils gefrierendem Regen und andererseits zu Schneefall bei deutlich positiven Temperaturen. Eine mitentscheidende Rolle spielt dabei auch die vorherrschende Luftfeuchtigkeit in der Atmosphäre. Im ersten Teil der Arbeit werden unterschiedliche Methoden zur Analyse und Prognose der Schneefallgrenze vorgestellt und deren Vor- und Nachteile diskutiert (siehe Kap. 2). Zudem sollen die grundlegenden Mechanismen der Niederschlagsentstehung erklärt werden (siehe Kap. 1).

Einen weiteren Unsicherheitsfaktor bei der Prognose der Schneefallgrenze stellt die Abkühlung der Luft durch den Entzug der zum Schmelzprozess des Niederschlags benötigten Energie dar. Insbesondere in engen Tälern, wo ein Luftaustausch behindert und das abzukühlende Luftvolumen geringer ist, kann es bei kräftigen Niederschlägen aufgrund dieses Effektes zu einem Absinken der Schneefallgrenze um einige hundert Meter führen (vgl. dazu Zängl und Unterstrasser [16] sowie Hohenwarter [3]). Durch die derzeit noch zu geringe Auf-



Abbildung: Starkschneefall in einem Siedlungsgebiet [27]

lösung der Wettervorhersagemodelle wird dieser physikalische Prozess unzureichend erfasst. Im zweiten Teil der Arbeit soll durch eine Verifikation von Starkniederschlagsereignissen im Inn- und Gailtal dieser prognostische Fehler nachgewiesen werden. In weiterer Folge werden dann quantitative Auswertungen dieses Abkühlungsprozesses anhand der Aufstellung einer vereinfachten Energiebilanz vorgestellt, wobei zunächst die Auswirkungen des reduzierten Luftvolumens in idealisierten Talstrukturen untersucht werden (siehe Kap. 5). In den Kapiteln 6 und 7 stehen dann numerische Berechnungen in realer Topographie im Ostalpenraum im Vordergrund. Eine Diskussion der prognostischen Anwendung der Ergebnisse sowie Möglichkeiten für einen operationellen Einsatz der Methodik stellen schließlich den Schlusspunkt der Arbeit dar (siehe Kap. 8).

**Teil I.**

**Grundlagen**

# 1. Niederschlag

In der Meteorologie bezeichnet der Begriff Hydrometeor Erscheinungen, die mit Wasser in flüssiger oder fester Form zu tun haben. Dazu zählen neben schwebenden Teilchen (Nebel, Wolken) auch Niederschläge wie Regen und Schnee. Sowohl für den interessierten Wetterbeobachter als auch für den Meteorologen selbst zählt der Niederschlag wohl zu den faszinierendsten Begleiterscheinungen des Wetters. Leider gestalten sich aber trotz der heutzutage vorhandenen numerischen Wettermodelle Niederschlagsprognosen immer noch als sehr schwierig. Besonders die Vorhersage der Niederschlagsmenge, sowie in der kalten Jahreszeit auch der Niederschlagsart, stellen große Herausforderungen an das Modell und den Meteorologen dar.

## 1.1. Niederschlagsbildung

Der Prozess der Niederschlagsbildung wird durch das Wachstum der Wolkentröpfchen eingeleitet. Diese entstehen in übersättigter Luft durch Kondensation von Wasserdampf an Wolkenskondensationskeimen. Durch diesen Vorgang können aber nur Tröpfchen mit einer Größe von maximal  $20 - 50 \mu\text{m}$  entstehen. Niederschlagsteilchen weisen jedoch Radien von mindestens  $100 \mu\text{m}$  auf. Für den weiteren Entwicklungsprozess wird eine Unterscheidung der Niederschlagsbildung in warmen und kalten Wolken vorgenommen (vgl. Reuter et al. [8]).

- Warme Wolken

Kommt in Wolken in der gesamten Entwicklungsphase nur flüssiges Wasser vor, so werden sie als *warm* bezeichnet. Je nach Art der Kondensationskeime können selbst bei Temperaturen weit unter  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  noch flüssige, stark unterkühlte Tröpfchen auftreten. Typischerweise sind in mittleren Breiten Wolken bis zu einer Temperatur von  $-3 \text{ }^\circ\text{C}$  reine Wasserwolken. Das Wachstum der Tröpfchen erfolgt in warmen Wolken durch Kollision und Koaleszenz. Aufgrund der unterschiedlichen Tröpfchengrößen treten Differenzen in den Fallgeschwindigkeiten auf, die in weiterer Folge zu Kollisionen

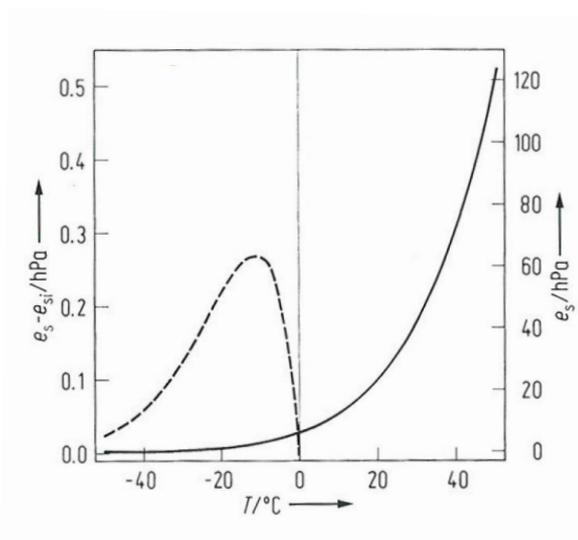


Abbildung 1.1.: Sättigungsdampfdruck  $e_s$  über ebener, chemisch reiner Wasseroberfläche (durchgezogen, rechte Ordinate) und Eis  $e_{si}$  (strichliert, linke Ordinate, dargestellt ist  $e_s - e_{si}$ ) [8]

der Teilchen führen. In Abhängigkeit der Radien der kollidierenden Tropfen findet danach zu einer gewissen Wahrscheinlichkeit auch Koaleszenz (Zusammenwachsen) statt. Mit zunehmender Größe des Tropfens geht das weitere Wachstum durch Koaleszenz dann immer rascher voran. Bei hohem Feuchtegehalt der Luft, beispielsweise in den Tropen und Subtropen, führt dieser Mechanismus schließlich zu Regen. In den mittleren und hohen Breiten sind Niederschläge aus warmen Wolken aber sehr selten und meist unergiebig.

- Kalte Wolken

Eine Wolke, die teilweise oder zur Gänze aus Eispartikel besteht, wird als *kalt* bezeichnet. In kalten Wolken führt ein anderer Mechanismus zur Bildung von Niederschlagsteilchen. Dabei spielt der unterschiedliche Sättigungsdampfdruck über Eis und über Wasser eine tragende Rolle. Befindet sich ein Eiskristall in der Umgebung unterkühlter Wassertropfen, so tritt im Falle von Wasserdampfsättigung bezüglich der flüssigen Tröpfchen deutliche Übersättigung bezüglich des Eispartikels auf (**Bergeron-Findeisen-Prozess**, vgl. Abb. 1.1). Der Eiskristall wächst dadurch auf Kosten der flüssigen Teilchen sehr rasch an und zersplittert bei Kollisionen wiederum in mehrere kleine Eispartikel. Die so in Gang gesetzte Kettenreaktion hat eine rasche Vereisung der Wolke und somit eine effiziente Ausbildung von Niederschlagsteilchen zur Folge.

Fest fallende Niederschäge	
Schnee	Setzt sich aus vielen kleinen Eiskristallen zusammen und kommt in unterschiedlichen, meist sechsstrahligen Formen vor.
Graupel	Sind kegelförmige Partikel mit einem Durchmesser von unter 5 mm und weisen eine höhere Fallgeschwindigkeit als Schnee auf.
Eiskörner	Sind durchsichtige, meist kugelförmige Eispartikel mit einem Durchmesser von unter 5 mm (gefrorener Regen!).
Hagel	Durchsichtige oder nicht durchsichtige Partikel mit einem Durchmesser von über 5 mm. Können sowohl in regelmäßigen Formen (Kugel) als auch in unregelmäßigen Klumpen vorkommen und weisen hohe Fallgeschwindigkeiten auf.
Flüssig fallende Niederschäge	
Regen	Fallende Wassertropfen bei positiven Temperaturen des Wassers selbst und positiver Umgebungstemperatur.
Nieseln	Entspricht der Definition von Regen bei einem Tröpfchendurchmesser von unter 0.5 mm.
Gefrierender/s Regen/Nieseln	Wassertropfen mit einer Temperatur von über 0 °C, die bei Auftreffen an gefrorenem Untergrund zu Eisbildung führen können.
Unterkühlter/s Regen/Nieseln	Wassertropfen mit einer Temperatur von unter 0 °C, die bei Auftreffen am Boden oder an Gegenständen sofort gefrieren.

Tabelle 1.1.: Wichtigste Niederschlagsarten nach Liljequist und Cehak [4]

In mittleren Breiten kann man davon ausgehen, dass jeglicher Niederschlag ursprünglich in fester Form vorhanden war. Je nach Temperatur- und Feuchteprofil erreichen Eisteilchen bzw. -kristalle entweder den Erdboden oder schmelzen in der Luft um schließlich als Regen am Boden anzukommen. Eine detaillierte Beschreibung des gesamten Wolken- und Niederschlagsentstehungsprozesses würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, deswegen sei an dieser Stelle auf die Werke von Wallace und Hobbs [17], Liljequist und Cehak [4] sowie Reuter et al. [8] verwiesen.

## 1.2. Niederschlagsarten

Wie bereits in Kap.1.1 erwähnt, erreichen je nach Zustand der Atmosphäre unterschiedlichste Niederschlagsteilchen den Erdboden (vgl. Tab. 1.1). Bei einem Wetterereignis können oftmals auch mehrere Niederschlagsarten zeitgleich (z.B.: Schneeregen, Hagel/Regen) auftreten. Insbesondere in der kalten Jahreszeit sind abhängig von der Wetterlage auch

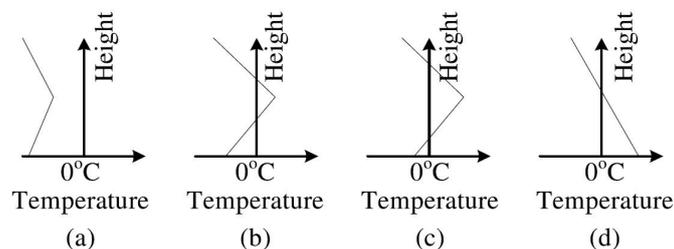


Abbildung 1.2.: Typischer Verlauf des Temperaturprofils bei Durchzug einer Warmfront und anfangs vorliegender Inversion [5]

Wechsel von flüssigem zu festem Niederschlag oder umgekehrt möglich. Abbildung 1.2 zeigt schematisch einen typischen Verlauf des Temperaturprofils bei einem Durchzug einer Warmfront und anfangs vorliegender Inversion. Während in (a) noch in jeder Schicht negative Temperaturen herrschen und somit Schnee fällt, setzen sich die wärmeren Luftmassen zunächst in der Höhe durch, was zu einer immer dicker werdenden Schicht mit positiven Temperaturen führt. Die Niederschlagsart verändert sich von Schnee zu Eiskörnern (b) sowie gefrierendem Regen (c). Zuletzt hat die Warmluft auch die bodennahe Inversion ausgeräumt und unterhalb der Nullgradgrenze der Feuchttemperatur fällt durchgehend Regen (d).

## 2. Schneefallgrenze

In der Literatur existiert bis heute keine einheitliche Definition der Schneefallgrenze. Die Bezeichnung als Grenze lässt einen Laien außerdem auf einen scharfen Übergang zwischen festem und flüssigem Niederschlag schließen. In Wirklichkeit handelt es sich jedoch um kein Niveau, sondern um eine mehr oder weniger dicke Schicht in der Atmosphäre, in der der Schmelzvorgang stattfindet. Die Dicke dieser Schicht hängt dabei vom Vertikalprofil von Temperatur und Feuchte ab. Laut Steinacker [13] kann die Schneefallgrenze somit als mittleres Niveau der gesamten Schmelzschicht bezeichnet werden, während man als Beobachter jene Höhe als Definition bevorzugt, in der der Schnee am Boden liegen bleibt.

Im Folgenden wird der Zusammenhang der Schneefallgrenze mit den meteorologischen Parametern erläutert, sowie einige Methoden zur Analyse und Prognose vorgestellt. Insbesondere wird dabei auf regionale Unterschiede und diverse Unsicherheitsfaktoren hingewiesen.

### 2.1. Zusammenhang der Schneefallgrenze mit atmosphärischen Zustandsgrößen

Die Schneefallgrenze mit der Nullgradgrenze gleichzusetzen, erweist sich nur bei Sättigung der Luft als hinreichend genau. Mehrjährige Beobachtungen, durchgeführt in Innsbruck, erfassten Schneefallereignisse bei Temperaturen von bis zu  $+6\text{ °C}$ . Der Grund dafür liegt in der Eigenkühlung der Schneeflocke beim Absinken zum Boden. Durch die Ventilation beim Fallen des Eiskristalls setzt, vorausgesetzt die Luft ist nicht gesättigt, Verdunstung und somit Abkühlung in der näheren Umgebung des Teilchens ein. Extremfälle mit zumindest teilweise festem Niederschlag (jedoch keinem Hagel) bei Temperaturen von bis zu  $+16\text{ °C}$  wurden dadurch zu Beginn von schauerartigen Graupelniederschlägen beobachtet [13].

Das mit dem Eigenkühlungseffekt der Schneeflocke in Verbindung stehende Temperaturmaß wird Feuchttemperatur genannt und kann mit Hilfe eines Aspirationspsychrometers gemessen werden (vgl. Kap. 2.1.1). Die Feuchttemperatur (in Folge mit  $T_f$  bezeichnet) steht



Abbildung 2.1.: Schneefallgrenze, beobachtet in der Schweiz [31]

somit in engerem Zusammenhang mit der Schneefallgrenze als die gewöhnliche (trockene) Temperatur. Der Übergangsbereich von festem zu flüssigem Niederschlag liegt beispielsweise bei den fünfjährigen Beobachtungen in Innsbruck nur zwischen  $0\text{ }^{\circ}\text{C} \leq T_f \leq +2\text{ }^{\circ}\text{C}$  und ist somit deutlich geringer als jener der Trockentemperatur (vgl. Steinacker [13]).

Eine weitere Möglichkeit für die Bestimmung der am Boden ankommenden Niederschlagsart ist durch die relative Topographie zweier Druckflächen gegeben. Die Schichtdicke zwischen zwei Niveaus ist nämlich proportional zur mittleren Temperatur innerhalb der Schicht (vgl. Kap. 2.1.2). Wird neben dem Temperaturprofil auch die Luftfeuchtigkeit berücksichtigt, kann zusätzlich die äquivalent-relative Topographie als wichtiges Maß zur Bestimmung der Schneefallgrenze berechnet werden.

### 2.1.1. Feuchttemperatur

Die Feuchttemperatur wird mit einem Thermometer gemessen, dessen Glaskolben mit einem feuchten Baumwollgewebe umwickelt ist. Bei hinreichend starker, kontinuierlicher Belüftung verdunstet das Wasser vom Gewebe und entzieht der mit dem Kolben in Kontakt kommenden Luft die dafür notwendige Wärme. Es stellt sich somit eine Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur und der am Thermometer angezeigten Feuchttemperatur ein, die abhängig vom Feuchtegehalt ist (siehe Wallace und Hobbs [17]). Je trockener die



Abbildung 2.2.: Aspirationspsychrometer nach Aßmann [30]

Luft, desto mehr Verdunstung und somit Abkühlung tritt am Kolben auf und der Temperaturunterschied ist dementsprechend groß. Ist die Luft jedoch gesättigt, so verdunstet kein Wasser am Kolben und beide Temperaturen sind gleich. Mittels vorgefertigter Tabellen lassen sich aus den gemessenen Trocken- und Feuchttemperaturwerten die zugehörigen Taupunkte sowie die relativen Feuchten ermitteln.

An synoptischen Messstationen liegen im Allgemeinen zumeist Taupunkt- und Temperaturdaten vor. Die Feuchttemperatur wird in den meisten Fällen nicht direkt gemessen. Radiosondenaufstiege liefern wiederum ein Vertikalprofil der Feuchte und Temperatur. Es ist somit die Bestimmung bzw. Berechnung der Feuchttemperatur anhand der zur Verfügung stehenden Daten erforderlich. Dazu kann entweder ein Psychrometerdiagramm zum Ablesen der Feuchttemperatur (siehe Taylor-Diagramm in Montgomery [6]) oder eine von vielen unterschiedlichen empirischen Formeln (Gleichung 2.1 nach Rohregger [9]) zur Berechnung herangezogen werden.

$$T_f = -5.806 + 0.672 \cdot T - 0.006 \cdot T^2 + (0.061 + 0.004 \cdot T + 0.000099 \cdot T^2) \cdot f + (-0.000033 - 0.000005 \cdot T - 0.0000001 \cdot T^2) \cdot f^2 \quad (2.1)$$

Auswertungen der Feuchttemperatur mit Gleichung 2.1 ( $T$  in  $^{\circ}C$  und  $f$  in  $\%$ ) unter bestimmten meteorologischen Bedingungen zeigen, dass bei geringer Luftfeuchtigkeit selbst bei einer Temperatur von beispielweise  $+3^{\circ}C$  noch mit Schneefall gerechnet werden muss, da die Feuchttemperatur dabei nur knapp über  $0^{\circ}C$  liegt (vgl. Tab. 2.1).

Temperatur [ $^{\circ}C$ ]	Taupunkt [ $^{\circ}C$ ]	Rel. Feuchte [%]	Feuchttemperatur [ $^{\circ}C$ ]
5	-3.3	55	1.8
3	-4	60	0.4
3	-0.1	80	1.8
3	3	100	3
2	0.5	90	1.4
1	-2.1	80	-0.2

Tabelle 2.1.: Berechnete Feuchttemperatur unter beliebig angenommenen Temperatur- und Feuchteverhältnissen der Atmosphäre

### 2.1.2. Relative Topographie

Schichtdicken werden aufgrund deren Proportionalität zur mittleren Temperatur innerhalb der Schicht häufig für eine Abschätzung der Niederschlagsart herangezogen. Welche Niveaus dazu am häufigsten verwendet werden, wird in Kap.2.2 diskutiert. An dieser Stelle wird die Herleitung aus der Gasgleichung 2.2 und der hydrostatischen Grundgleichung 2.3 durchgeführt, um die Verbindung mit der Schichtmitteltemperatur zu verstehen.

$$p = \rho R_L T_v \quad (2.2) \quad dp = -g\rho dz \quad (2.3)$$

Der Index  $v$  für die Temperatur in Gleichung 2.2 kennzeichnet den Begriff *virtuell*. In der Meteorologie ist es üblich, den feuchteabhängigen Faktor nicht in der Gaskonstante  $R_L$  selbst, sondern in der Temperatur zu berücksichtigen (vgl. Reuter, Hantel und Steinacker [8]). Die virtuelle Temperatur lässt sich mit  $T_v = (1 + 0.608q) \cdot T$  berechnen, wobei  $q$  der spezifischen Feuchte entspricht. Umformen der Gasgleichung auf die Dichte  $\rho$  und Einsetzen in die hydrostatische Grundgleichung 2.3 liefert dann

$$\frac{dp}{p} = -\frac{gdz}{R_L T_v}. \quad (2.4)$$

Nach Einsetzen der Definition des Geopotentials  $d\Phi = gdz$  kann beidseitig unter der Annahme einer konstanten mittleren Temperatur  $\overline{T}_v$  integriert werden und man erhält den Ausdruck

$$\Delta\Phi = \Phi_1 - \Phi_2 = R_L \overline{T}_v \log \frac{p_2}{p_1}. \quad (2.5)$$

Festhalten der Druckniveaus  $p_2$  und  $p_1$  führt somit zu direkter Proportionalität der Schichtdicke  $\Delta\Phi$  zur mittleren Temperatur  $\overline{T}_v$ , wobei die restlichen Parameter konstant sind. Durch Einführung der Einheit des **Geopotentiellen Meters** mit  $9.80 \text{ m}^2/\text{s}^2 = 1 \text{ gpm}$

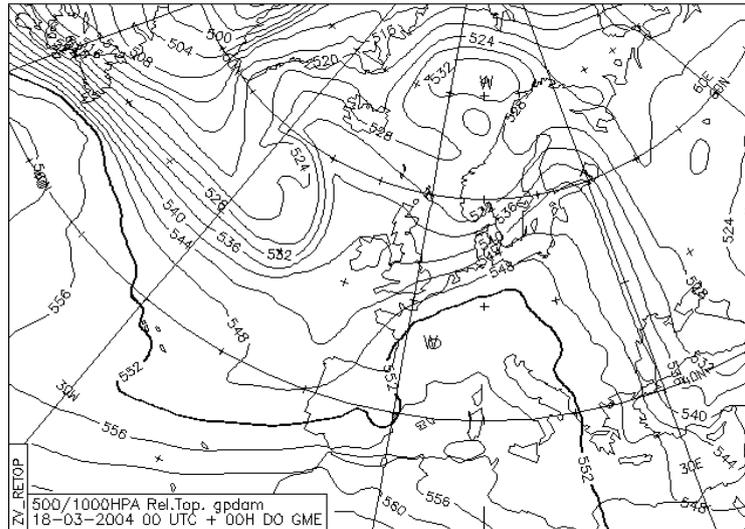


Abbildung 2.3.: Relative Topographie 500 hPa / 1000 hPa in *gpm* [29]

erhält Gleichung 2.5 eine sehr anschauliche Bedeutung, da zahlenmäßig dadurch 1 *gpm* praktisch genau der geometrischen Höhe in *m* entspricht. Die Messung bzw. Bestimmung der Schichtdicke  $\Delta\Phi$  ist somit äquivalent zu einer Temperaturmessung der Atmosphäre. Ist die Schichtdicke zwischen zwei Druckniveaus groß, so muss auch die mittlere Temperatur  $\overline{T}_v$  hoch sein und umgekehrt. Die flächenmäßige Darstellung von  $\Delta\Phi$  wird als **relative Topographie** bezeichnet. Die in Abb. 2.3 dick durchgezogene Isolinie der relativen Topographie 500 *hpa* / 1000 *hPa* entspricht beispielsweise einer Schichtdicke von 552 *gpm* oder etwa 5520 m. Alternativ könnte die Darstellung auch mit Isothermen erfolgen, dabei würden 552 *gpm* nach Gleichung 2.6 zirka 272 *K* entsprechen.

$$\Delta\Phi \text{ [gpm]} = \left( \frac{R_L}{9.8} \log \frac{p_2}{p_1} \right) \cdot \overline{T}_v \text{ [gpm]}. \quad (2.6)$$

## 2.2. Analyse und Prognose der Schneefallgrenze

Im Laufe der Jahre wurden viele unterschiedliche Methoden und Kenngrößen zur Bestimmung der Schneefallgrenze entwickelt. Einige beruhen dabei aber auf statistischen Auswertungen von Niederschlagsereignissen in bestimmten Regionen und sind deswegen nur bedingt anderswo anwendbar. So sind Kriterien, die in Kanada und den USA für Schneefall bis auf Meeresniveau gelten, bei einem Kaltfrontdurchgang im Alpenvorland womög-

lich unbrauchbar. Zusätzlich sind beinahe alle Methoden weiteren Annahmen, wie etwa feuchtadiabatischer Luftschichtung, unterworfen und können bei bestimmten Wetterlagen eklatante Abweichungen von der wahren Schneefallgrenze hervorrufen. Wie detailliert ab Kap.3 diskutiert, spielt der Abkühlungseffekt durch den Schmelzprozess des Niederschlags eine weitere, zum Teil entscheidende Rolle für die Höhe der Schneefallgrenze.

### 2.2.1. Radar

Ein Mikrowellenradar eignet sich sehr gut für eine Analyse der aktuellen Schneefallgrenze. Dabei wird die Übergangszone von festem in flüssigen Niederschlag durch das sogenannte *Bright Band* sichtbar. Die Intensität des rückgestrahlten Signals hängt nämlich sowohl von der Größe des Niederschlagspartikels als auch von seinem Aggregatzustand ab. Wasser hat dabei eine etwa fünfmal höhere Reflektivität als Eis, wodurch Schneeflocken, die in der Schmelzzone allmählich von einem dünnen Wasserfilm überzogen werden, die kräftigsten Radarsignale liefern.

Insbesondere im Bereich des Nowcastings kann eine genaue Analyse der aktuellen Lage der Schneefallgrenze anhand von Radarmessungen sehr hilfreich sein. Leider sind sowohl der Betrieb als auch die Anschaffung der Messgeräte mit hohen Kosten verbunden. In Gebirgsregionen, wo prinzipiell eine genaue Analyse enorm wichtig wäre, schatten Bergkämme zudem die Radarsignale ab, wodurch nur eine punktuelle Anwendbarkeit möglich ist.

### 2.2.2. Feuchttemperatur

Die Feuchttemperatur  $T_f$  ist das am häufigsten verwendete Maß zur Bestimmung der Schneefallgrenze. Stehen beispielsweise Radiosondendaten zur Verfügung, so kann der vertikale Feuchttemperaturverlauf aus den Messdaten berechnet werden. Sobald die Feuchttemperatur dabei einen gewissen Grenzwert überschreitet, wird diese Höhe der Schneefallgrenze gleichgesetzt. Meist wird dieser Grenzwert zwischen  $+1\text{ °C}$  und  $+2\text{ °C}$  festgelegt, wobei unter anderem auch regionale Unterschiede maßgeblich für die Wahl sein können. In der Arbeit von Rohregger [9] wurden beispielsweise Untersuchungen von Niederschlagsereignissen in Innsbruck und Wien bei Feuchttemperaturen unter  $+3\text{ °C}$  durchgeführt. Dabei zeigte sich, dass die Anzahl von Regen- und Schneefallereignissen in Wien bei einer Feuchttemperatur von  $+1.2\text{ °C}$  genau gleich hoch ist, während sich in Innsbruck dieser Wert auf  $+0.9\text{ °C}$  reduziert. Sind in einem Gebiet in der näheren Umgebung nur Messungen einer

Bodenstation verfügbar, so kann die Faustformel

$$\Delta h [m] = \frac{(T_{f(Boden)} - 1)}{0.006} [m] \quad (2.7)$$

für die Schneefallgrenze über Grund angewendet werden [13]. Liegt die Feuchttemperatur an der Station Innsbruck (575 m Seehöhe) beispielsweise bei +7 °C, so kann man von einer Schneefallgrenze in etwa 1600 m Seehöhe ausgehen.

Für die Prognose der Schneefallgrenze verwenden numerische Wettervorhersagemodelle ebenfalls meist die Feuchttemperatur. Aus den prognostizierten Vertikalprofilen von Feuchte und Temperatur wird jene Höhe, in der die Feuchttemperatur das erste Mal den Grenzwert (meist +1 °C oder +1.5 °C) überschreitet, mit der Schneefallgrenze gleichgesetzt.

Die Bestimmung der Schneefallgrenze anhand der Feuchttemperatur stellt bei maritimen Kaltluftmassen, die meist feuchtadiabatisch geschichtet sind, eine zuverlässige Größe dar. Liegen allerdings im Vorfeld von Fronten Inversionen vor, so kann etwa trotz negativer Feuchttemperatur am Boden Regen bzw. gefrierender Regen fallen, da der Schmelzvorgang unter Umständen (z.B.: Durchzug von Warmfront oder Okklusion) bereits in großen Höhen stattfindet. Übersteigt hingegen bei der Auswertung des Vertikalprofils die Feuchttemperatur beispielsweise in 1500 m kurz den Grenzwert, kann bei einer Inversion in den darunter liegenden Schichten dieser wieder deutlich unterschritten werden. In solchen Situationen entscheiden oft minimale Unterschiede im Temperaturprofil, ob die Schneefallgrenze nun bei knapp 1500 m liegt, oder ob es doch zu Schneefall bis ins Tal kommt.

### 2.2.3. Äquivalentpotentielle Temperatur in 850 hPa

Die Äquivalenttemperatur  $T_e$  ist jene Temperatur die man erhält, wenn der gesamte in der Luft enthaltene Wasserdampf kondensiert und die dabei frei werdende Kondensationswärme der Luft zugeführt wird. Sie steht in engem Zusammenhang mit der Feuchttemperatur und kann mit

$$T_e = T_f + \frac{L \cdot m_s(T_f)}{c_p} \quad (2.8)$$

berechnet werden (vgl. Steinacker [13]).  $L$  entspricht dabei der Verdunstungswärme,  $m_s(T_f)$  dem Sättigungsmischungsverhältnis bei  $T_f$  und  $c_p$  der spezifischen Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck. Setzt man die Schneefallgrenze wie in Kap.2.2.2 etwa bei  $T_f = 1$  °C an, so erhält man nach Gleichung 2.8 eine Äquivalenttemperatur von etwa 12 °C als Kriterium für die Schneefallgrenze. Der Vorteil dieser Methode beruht nun auf der

$\Delta\Phi(500 \text{ hPa} / 1000 \text{ hPa})$ [gpdm]	Schneefallgrenze [m]
524	0
536	1000
548	2000
560	3000

Tabelle 2.2.: Linearer Zusammenhang zwischen Schneefallgrenze und relativer Topographie  $\Delta\Phi(500 \text{ hPa} / 1000 \text{ hPa})$  nach Steinacker [13]

Tatsache, dass Wettermodelle im Allgemeinen eine Analyse bzw. Prognose der Äquivalentpotentiellen Temperatur ( $\Theta_e$ ) in 850 hPa berechnen. Unter Annahme feuchtadiabatischer Schichtung bleibt  $\Theta_e$  mit der Höhe konstant und es kann somit ein linearer Zusammenhang nach Gleichung 2.9 zwischen der Äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa und der Schneefallgrenze hergeleitet werden (vgl. Steinacker [13]). Liegt  $\Theta_e(850 \text{ hPa})$  beispielsweise bei etwa 24 °C, kann man von einer Schneefallgrenze von 1000 m ausgehen.

$$SFG [m] = \frac{\Theta_e(850 \text{ hPa}) - 12}{0.012} [m] \quad (2.9)$$

Aufgrund der engen Beziehung zur Feuchttemperatur hat auch diese Methode Schwächen beim Vorliegen von Inversionen oder beim Durchzug von Warmfronten, da in solchen Fällen die feuchtadiabatische Schichtung oft nicht gegeben ist und die Schneefallgrenze kleinräumig sehr stark schwanken kann. Weiters steigen durch die Annahme von  $d\Theta_e/dz = 0$  die Unsicherheiten bei der Bestimmung an, je weiter die Schneefallgrenze von der 850 hPa-Schicht (in etwa 1500 m Höhe) entfernt liegt.

#### 2.2.4. Relative Topographie

Die Berechnung der Schichtdicke zwischen zwei Druckflächen stellt eine weitere wichtige Methode zur Prognose der Schneefallgrenze dar. Wie in Kap. 2.1.2 gezeigt, ist die relative Topographie ein integrales Maß, wodurch im Gegensatz zu anderen Methoden dabei die atmosphärischen Eigenschaften der Luft innerhalb einer ganzen Schicht berücksichtigt werden.

Am häufigsten findet die relative Topographie 500 hPa / 1000 hPa für eine Abschätzung der Schneefallgrenze Verwendung. Unter Annahme feuchtadiabatischer Schichtung ergibt sich dabei nämlich ein linearer Zusammenhang mit der Schneefallgrenze (vgl. Tab. 2.2). Bei Vorliegen von Inversionen kann die wahre Schneefallgrenze aber auch bei dieser Metho-

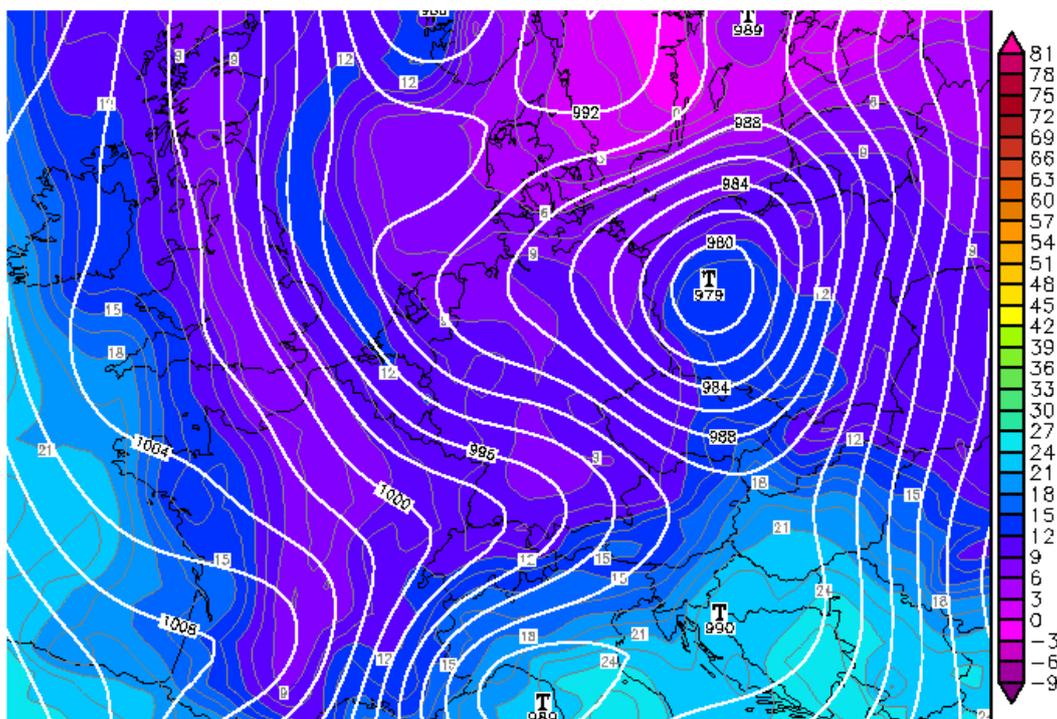


Abbildung 2.4.:  $\Theta_e(850 \text{ hPa})$  - südlich der Alpen Werte über  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ , mit der Kaltfront aus Nordwest Absinken der Schneefallgrenze bis zum Boden, da  $\Theta_E \leq 12 \text{ }^\circ\text{C}$  [23]

de deutlich von der prognostizierten abweichen. Einige Wetterdienste verwenden deswegen auch kombinierte Varianten unterschiedlicher Druckflächen für die Vorhersage der Niederschlagsart. Die Methode nach Cantin und Bachand (1993) (vgl. Rohregger [9]) benötigt beispielsweise die Schichtdicken zwischen  $1000 \text{ hPa} / 850 \text{ hPa}$  und  $850 \text{ hPa} / 700 \text{ hPa}$ . Übersteigt die Dicke der oberen Schicht dabei  $154 \text{ gpdm}$ , so muss innerhalb der Schicht teilweise mit Temperaturen über  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  gerechnet werden. Bleibt andererseits die Mächtigkeit der unteren Schicht unter  $131 \text{ gpdm}$ , sind bodennah negative Temperaturen zu erwarten. Eine solche Konstellation würde somit zu gefrierendem Regen oder Eiskörnern führen. Bei Anwendung dieser Methode sollte man aber nicht vergessen, dass die vorgegebenen Grenzen nicht fix für jede Vorhersage herangezogen werden können. Es spielt insbesondere die zu erwartende Wetterlage an sich (Kaltfront, Warmfront, ...), aber auch die betrachtete Region eine Rolle. Oben genannte Kriterien wurden durch statistische Auswertungen in Kanada aufgestellt, wodurch sie etwa im Alpenbereich nur bedingt gültig sind.

## Teil II.

# Absinken der Nullgradgrenze durch den Entzug der Schmelzenergie

### 3. Problemstellung

Findeisen [1] erklärte bereits 1940 die Ausbildung einer isothermen Schicht in der Atmosphäre durch den Schmelzprozess des festen Niederschlags. Sobald die Feuchttemperatur höher als  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  beträgt, setzt das Schmelzen der Schneeflocken ein. Die dazu benötigte Energie wird der Luftmasse unterhalb der Nullgradgrenze der Feuchttemperatur entzogen (in weiterer Folge wird mit der Nullgradgrenze stets die Nullgradgrenze der Feuchttemperatur bezeichnet). Als unmittelbare Konsequenz aus dem Schmelzprozess sinkt die Lufttemperatur und somit auch die Nullgrad- und Schneefallgrenze ab. Um größere Auswirkungen des Effektes zu garantieren, muss der Schmelzprozess allerdings möglichst in derselben Luftmasse erfolgen. Die meteorologische Situation sollte somit eine hinreichend gute Kombination aus Niederschlagsrate bzw. -menge und Advektionsprozessen aufweisen. Verursachen starke Windverhältnisse beispielsweise einen ständigen Austausch der Luftmassen oder gar Warmluftzufuhr, so können selbst hohe Niederschlagsraten nur bedingt zu einem Absinken der Schneefallgrenze führen. Bei kräftigen Kaltfronten hingegen, die einerseits Kaltluftadvektion und andererseits starke Niederschläge bringen können, sind innerhalb kürzester Zeit Schneefälle bis in Lagen weit unterhalb der ursprünglich vorherrschenden Schneefallgrenze möglich. Besonders Gebirgstäler eignen sich für solche Ereignisse besonders gut. Zum Einen ist das abzukühlende Luftvolumen bedingt durch die Orographie geringer als in der Ebene, und zum Anderen werden Advektionsprozesse unterhalb des Kammniveaus in vielen Fällen durch das Gebirge gehemmt. Staueffekte können zudem noch zu einem erheblichen Anstieg der Niederschlagsmengen führen.

Den theoretischen Überlegungen zum Absinken der Schneefallgrenze durch den Entzug der Schmelzenergie stehen viele beeindruckende Ereignisse in der Realität gegenüber (siehe Steinacker [12] und Kain et al. [2]). So kam es zum Beispiel im Juli 1978 bei Durchzug einer Kaltfront mit starkem Niederschlag überraschend zu Schneefall in Innsbruck (580 m Seehöhe). Untersuchungen von Steinacker [12] zeigten auf, dass trotz ähnlicher Niederschlagsmengen die Schneefallgrenze im bayrischen Alpenvorland bei über 1000 m Seehöhe blieb. Somit spielte bei diesem Ereignis auch das reduzierte Luftvolumen im Inntal eine

entscheidende Rolle. Des Weiteren treten auch im Gail- und Lesachtal in Kärnten einige Male im Jahr Starkschneefälle auf, obwohl die Schneefallgrenze aufgrund der vorherrschenden Luftmasse sowie der Prognosen des numerischen Wettermodells nicht auf Talniveau liegen sollte (siehe Hohenwarter [3] und Spreitzhofer [10]).

Wieviel Niederschlag ist nun notwendig um die Temperatur der Luft durch den Entzug der Schmelzenergie abzusenken? Anhand einer einfachen Energiebilanzgleichung lässt sich eine erste Abschätzung durchführen. Dazu wird die benötigte Energiemenge um Luft abzukühlen (Gleichung 3.1 Term a) der Schmelzenergie von Wasser gegenübergestellt (Gleichung 3.1 Term b).

$$\underbrace{M_{Luft} \cdot c_p \cdot dT}_a = \underbrace{M_{Nied.} \cdot L_s}_b \quad (3.1)$$

Berechnungen mit einer beispielsweise 1000 m hohen Luftsäule (Grundfläche 1 m<sup>2</sup>) konstanter Dichte (1.25 kg/m<sup>3</sup>) ergeben für eine Abkühlung um 2 K eine notwendige Niederschlagsmenge von 10 mm.

$$M_{Nied} = \frac{M_{Luft} \cdot c_p \cdot dT}{L_s} = \frac{1.25 \cdot 1000 \cdot 1004 \cdot 2}{334000} \text{ kg} = 10 \text{ mm} \quad (3.2)$$

Die erforderlichen Mengen um eine signifikante Abkühlung der Luft zu verursachen, können bei Niederschlagsereignissen in der Realität somit durchaus fallen. In weiterer Folge wird obige Energiebilanzgleichung noch erweitert, da zusätzliche Prozesse einen erheblichen Einfluss auf den Abkühlungseffekt haben (siehe Kap. 5).

## 4. Verifikation der Schneefallgrenze bei Starkniederschlagsereignissen

Anhand von Prognosen des MetGIS-Wettermodells soll der mögliche Prognosefehler der Schneefallgrenze aufgrund des unzureichend erfassten Entzugs der Schmelzenergie nachgewiesen werden. Dazu werden Niederschlagsereignisse im Zeitraum von Jänner 2007 bis März 2010 im Raum Innsbruck und Kötschach-Mauthen untersucht. Um den Fehler möglichst nur auf den Schmelzprozess des Niederschlags einzugrenzen, bedarf es aber einer geeigneten Filterung der Ereignisse. Sind die Niederschlagsmengen nämlich einerseits zu gering, so sind die Auswirkungen des Effekts vernachlässigbar klein. Findet andererseits der Schmelzprozess in zu großen Höhen statt, so verhindern Advektionsvorgänge ein erhebliches Abkühlen der Luftmasse. Deshalb fließen nur Starkniederschlagsereignisse (mind.  $10 \text{ mm} / 24 \text{ h}$ ) mit einer maximalen Schneefallgrenze um 2200 m (entspricht in etwa dem mittleren Kammniveau) mit in die Untersuchung ein. Unter Annahme gesättigter und feuchtadiabatisch geschichteter Luft sollte dafür die Temperatur an den Stationen während des Niederschlags nach Gleichung 2.7 zumindest kurzzeitig unter  $9 - 10 \text{ }^\circ\text{C}$  liegen. Konvektive Ereignisse in den Sommermonaten sowie stratiforme Starkniederschläge bei hohen Temperaturen werden für die Auswertung daher nicht berücksichtigt. Des Weiteren sind natürlich reine Schneefallereignisse aufgrund des fehlenden Schmelzprozesses ebenfalls nicht von Bedeutung.

### 4.1. Prognosemodell MetGIS

Beim Prognosesystem MetGIS handelt es sich um ein kombiniertes **M**eteorologisches und **G**eographisches **I**nformations **S**ystem auf Java-Basis (vgl. Spreitzhofer [11]). Es ist speziell für die Vorhersage in Gebirgsregionen konzipiert, da hochauflösende topographische Informationen für das Downscaling meteorologischer Parameter verwendet werden. Von Beginn der Entwicklung an erfolgte eine Zusammenarbeit von internationalen Organisatio-

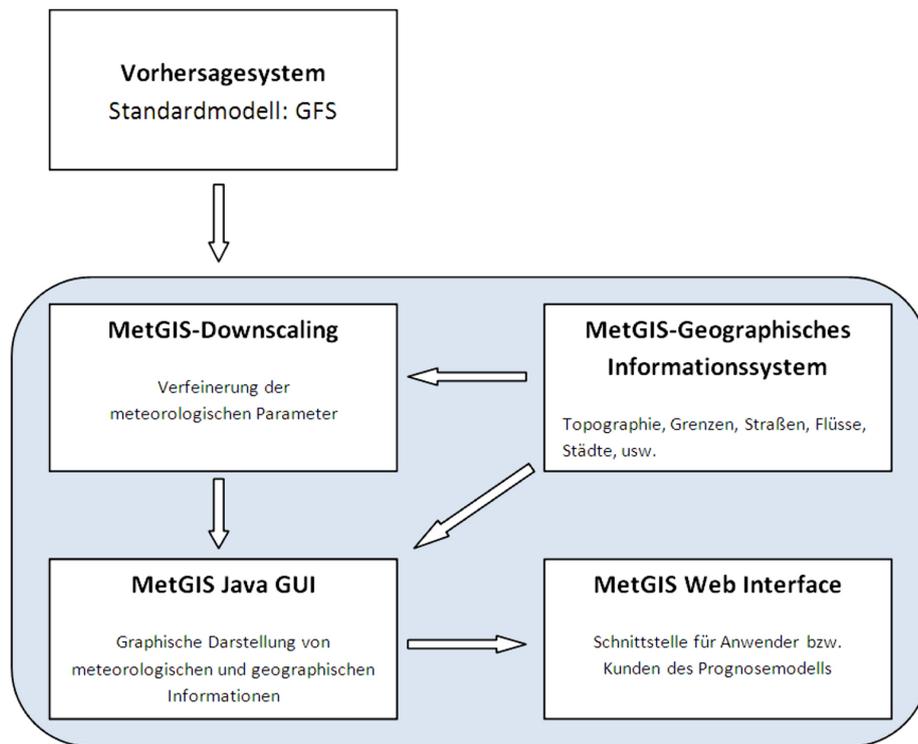


Abbildung 4.1.: Aufbau des Prognosemodells MetGIS

nen im Bereich der Meteorologie bzw. der Atmosphärenforschung. Dadurch sind Erfahrung und Wissen unterschiedlicher Institutionen in das Projekt eingeflossen, um eine möglichst breite, globale Anwendungsmöglichkeit zu gewährleisten. Die laufende Weiterentwicklung erfolgt seit einigen Jahren aber hauptsächlich am Institut für Meteorologie und Geophysik in Wien. Aktuell werden operationelle Vorhersagen nicht nur in der Alpenregion, sondern auch in den Pyrenäen, den Anden, im Kaukasus sowie in Japan durchgeführt. Berechnungen im Himalaya sowie in Neuseeland und Afrika sind bereits in Planung.

In Abbildung 4.1 wird schematisch der Aufbau des Prognosemodells dargestellt. An der Spitze des Systems steht dabei das numerische Vorhersagemodell. Prinzipiell kann dafür jedes beliebige Modell herangezogen werden, als Standard wird jedoch das GFS (Global Forecast System) vom nationalen Wetterdienst der Vereinigten Staaten verwendet. Mit Hilfe topographischer Informationen basierend auf SRTM-Daten (Shuttle Radar Topographic Mission) werden die Parameter des numerischen Modells mit statistischen und dynamischen Downscaling-Verfahren verfeinert. Die Aufbereitung der Daten wird über ein Java GUI durchgeführt und die Ergebnisse auf einer Internetplattform präsentiert. Neben der grafi-

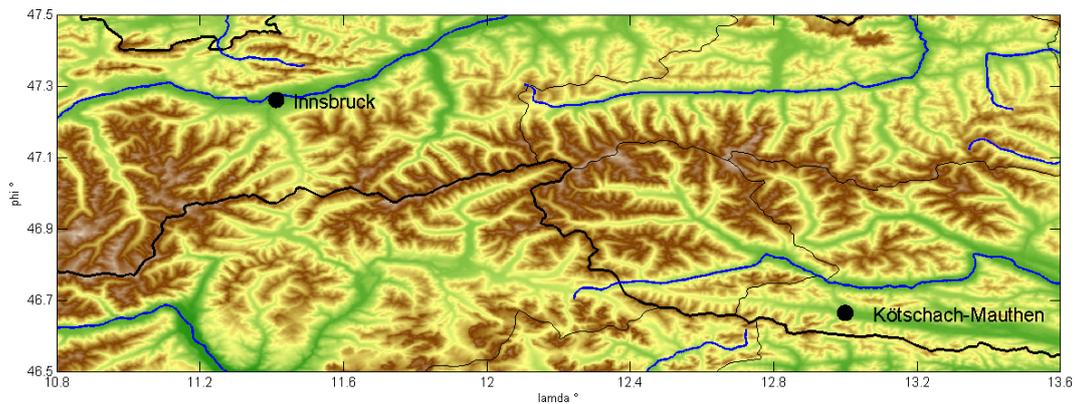


Abbildung 4.2.: Geographische Lage der Stationen

schen Aufbereitung der Parameter Temperatur, Wind, Niederschlagsart und -menge sowie der Schneefallgrenze können zusätzlich noch Punktprognosen in 3-Stunden-Intervallen abgefragt werden. Genau diese Punktprognosen stellen die Grundlage der Verifikation der Starkniederschlagsereignisse in Innsbruck und Kötschach-Mauthen dar.

## 4.2. Geographische Lage und Klimatologie der Stationen

Die Station Innsbruck-Flughafen liegt bei rund  $11^{\circ} 21' E$  und  $47^{\circ} 16' N$  im West-Ost gerichteten Inntal auf etwa 580 m Seehöhe. Im Norden wird die Stadt Innsbruck durch die Nordkette des Karwendelgebirges mit einem Kammniveau von bis zu 2600 m eingegrenzt. Südlich von Innsbruck mündet das Wipptal zwischen den Vorbergen des Zentralalpenmassivs, Saile und Patscherkofel, in das Inntal. Durch die inneralpine Lage verzeichnet die Station geringere Niederschlagssummen als etwa gleich hoch gelegene Gebiete im bayerischen Alpenvorland. Kötschach-Mauthen befindet sich bei etwa  $13^{\circ} 00' E$  und  $46^{\circ} 40' N$  im ebenfalls Ost-West gerichteten oberkärnterischen Gailtal auf rund 700 m Seehöhe. Nördlich wird das Tal durch die bis zu 2370 m hohen Gailtaler Alpen begrenzt, südlich davon liegen die Karnischen Alpen mit Erhebungen von bis zu 2780 m. Westlich von Kötschach schließt das Lesachtal an das Gailtal an. Durch die spezielle Lage südlich des Alpenhauptkamms wird das Gebiet das ganze Jahr über sehr stark von Südstauniederschlägen beeinflusst und zählt dadurch zu den niederschlagsreichsten Gebieten Österreichs.

Anhand der Klimatabellen 4.1 werden die Unterschiede der Gebiete in Bezug auf die durchschnittlichen Niederschlagsmengen deutlich erkennbar. Da an der Station in Kötschach-

	Innsbruck-Flughafen (Inntal)						Reisach (Gailtal)					
	T [°C]	rsum [mm]	r10 [d]	ssum [cm]	smax [cm]	s20 [d]	T [°C]	rsum [mm]	r10 [d]	ssum [cm]	smax [cm]	s20 [d]
Jan	-1.7	43.9	1.2	25.6	58	4.9	-4.2	69.9	2	25.5	144	20.1
Feb	0.4	41.4	0.9	30	66	3.6	-1.7	61.6	1.9	35.3	205	17.5
Mar	4.8	55.9	1.2	12.5	35	0.9	2.5	95.6	2.7	28.5	150	14.1
Apr	8.4	57.7	1.4	3.5	22	0.1	6.6	118	3.4	12.2	132	2.3
Mai	13.4	87.1	2.7	0	0	0	11.8	127.6	3.9	1.3	38	0.1
Jun	16.1	110.3	3.8	0	0	0	15.1	144.8	4.7	0	0	0
Jul	18.1	137.2	4.2	0	0	0	17.3	151.1	5.1	0	0	0
Aug	17.7	111.3	4	0	0	0	16.8	125	4	0	0	0
Sep	14	78.1	2.8	0	0	0	12.8	144.7	3.9	0	0	0
Okt	9.1	57.3	1.9	0.8	10	0	7.5	164.1	4.3	3	22	0.1
Nov	2.9	63.2	1.9	12	53	0.5	1.2	148.4	3.9	28.9	66	3.2
Dez	-1	53.1	1.2	25.9	35	2.2	-3.4	90.8	2.9	39.9	96	12.4
Jahr	8.5	896.5	27.2	110.3	66	12.2	6.9	1441.6	42.7	174.6	205	69.8

Tabelle 4.1.: Klimatologie von Innsbruck-Flughafen und Reisach [28]

Mauthen die Messdaten noch über keine 30-jährige Klimanormalperiode vorliegen, wird auf die etwa 11 km weiter östlich gelegene Station in Reisach zurückgegriffen. Die Jahressummen des Niederschlags (rsum) sind in Innsbruck dabei um beachtliche 60% niedriger als im Gailtal. Der Unterschied ist besonders in den Herbstmonaten sehr deutlich. Der Grund dafür liegt in den noch recht hohen Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres zu dieser Jahreszeit. Dadurch kann bei einer Tiefdruckentwicklung über dem Mittelmeer noch sehr feuchtwarme Luft von Süden her zu den Alpen gesteuert werden. Bedingt durch den zusätzlichen Stauereffekt führt dies teilweise zu intensiven Niederschlägen im Süden und Südwesten Österreichs. Gerade Wetterlagen mit südwestlicher Strömung bringen in Innsbruck hingegen zumeist föhnige und trockene Witterung. Neben den absoluten Mengen ist auch die Anzahl der Tage mit Niederschlägen von mehr als 10 mm (r10) im Gailtal durchschnittlich deutlich höher als im Inntal. Während man in Innsbruck an etwa 27 Tagen im Jahr mit kräftigeren Niederschlägen rechnen muss, sind es in Reisach 42 Tage. Ähnlich wie bei den absoluten Summen (rsum) sind die Unterschiede in der kühlen Jahreszeiten stärker ausgeprägt. Die dementsprechend höheren mittleren Neuschneesummen (ssum), maximalen Gesamtschneehöhen (smax) und Anzahl der Tage mit einer Schneedecke über 20 cm (s20) sind eine unmittelbare Konsequenz aus der feuchteren Witterung im Gailtal gegenüber dem Inntal.

	Anzahl der Fälle	$T_B - T_P$	$SFG_B - SFG_P$
Innsbruck-Flughafen	27	$-1\text{ }^\circ\text{C}$	$-250\text{ m}$
Kötschach-Mauthen	35	$-2.8\text{ }^\circ\text{C}$	$-520\text{ m}$

Tabelle 4.2.: Mittlere Differenz zwischen beobachteter (Index B) und prognostizierter (Index P) Temperatur und Schneefallgrenze

### 4.3. Ergebnisse

Um den eventuellen Prognosefehler der Schneefallgrenze möglichst nur auf den vom Modell unzureichend erfassten Effekt des Entzugs der Schmelzenergie einzuschränken, werden nur Niederschlagsereignisse mit Mengen von über 10 mm in 24 Stunden und nicht zu hoher Schneefallgrenze berücksichtigt. Eine weitere Einschränkung muss aber anhand der Prognosen selbst vorgenommen werden. Bringt beispielsweise eine Kaltfront Niederschlagsmengen von deutlich über 20 mm, während das Modell im selben Zeitraum aber nur 5 mm prognostiziert, so kann der eventuelle Fehler in der Vorhersage der Schneefallgrenze nicht auf den Entzug der Schmelzenergie zurückgeführt werden.

Unter Berücksichtigung der oben genannten Kriterien ist es erforderlich, die Prognose der Schneefallgrenze in 35 Fällen im Gailtal und 27 Fällen im Inntal zu verifizieren. MetGIS bestimmt die Schneefallgrenze aus dem vertikalen Temperatur- und Feuchteprofil. Übersteigt der daraus ermittelte vertikale Verlauf der Feuchttemperatur zum ersten Mal den festgelegten Grenzwert von einem Grad, so wird dieses Niveau mit der Schneefallgrenze gleichgesetzt. Da weder in Kötschach-Mauthen noch in Innsbruck ein menschlicher Beobachter die jeweils aktuelle Schneefallgrenze abschätzt und dokumentiert, wird aus den vorhandenen Stationsmessungen die Feuchttemperatur bzw. Äquivalentpotentielle Temperatur berechnet und mit Hilfe von Gleichung 2.9 daraus die Schneefallgrenze ermittelt. Um den vom Modell unterschätzten Abkühlungsprozess der Luft alternativ nachzuweisen, erfolgt zusätzlich auch ein Vergleich der prognostizierten und beobachteten  $2m$ -Temperaturen während der Niederschlagsereignisse.

Die Auswertung der Daten zeigt sowohl im Inn- als auch im Gailtal deutlich negative Abweichungen der Prognose (vgl. Tabelle 4.2). Während in Innsbruck die Schneefallgrenze bei Starkniederschlägen durchschnittlich um etwa 250 m zu hoch prognostiziert wird, liegt sie in Kötschach-Mauthen im Mittel sogar um 520 m tiefer als vom Modell vorhergesagt. Auch die Untersuchung der  $2m$ -Temperatur bestätigt an beiden Stationen den im Allgemeinen unterschätzten Abkühlungseffekt bei Starkniederschlägen. Trotz der sorgfältigen Filterung

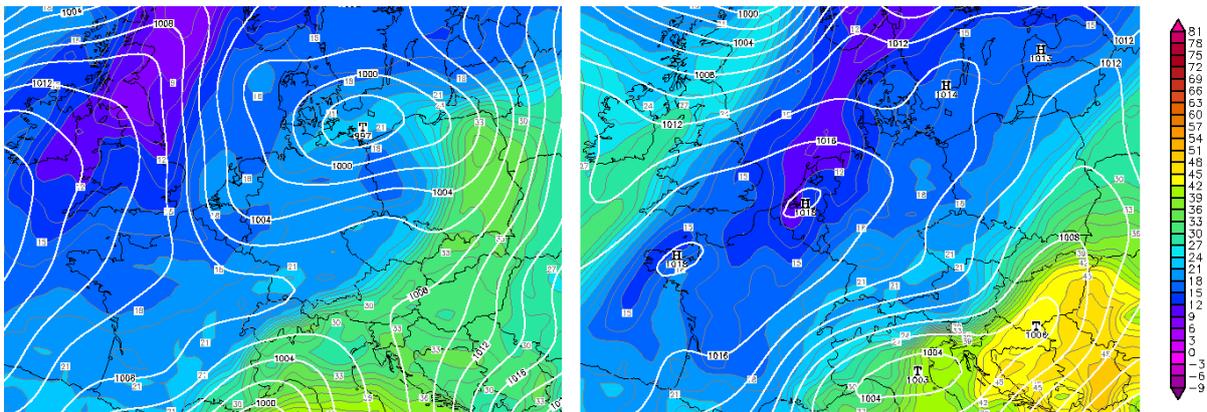


Abbildung 4.3.: 850 hPa  $\Theta_E$ - und Bodendruckanalyse vom 29.03.2009 00 UTC (links) und 30.03.2009 00UTC (rechts) [23]

der Ereignisse muss man aber beachten, dass nicht nur der Entzug der Schmelzenergie die Abweichungen der Prognose von der Realität verursacht. In den Wintermonaten herrschen insbesondere in Alpentälern häufig stabile Luftschichtungen oder sogar Inversionen vor. Die Wettervorhersagemodelle können diese oft nicht auflösen, wodurch die gemessene Temperatur an den Stationen bereits vor Einsetzen des Niederschlags in einigen Fällen unterhalb der vorhergesagten liegt. Weiters ist die Anzahl der untersuchten Fälle aufgrund der nur bis 2007 zurückreichenden MetGIS-Prognosen zu gering, um eindeutige Aussagen treffen zu können. Dass die Wettervorhersagemodelle die Auswirkungen des Entzugs der Schmelzenergie bei Starkniederschlägen meist unzureichend erfassen, ist aber dennoch unbestritten, wie detaillierte Untersuchungen zweier Ereignisse in Kapitel 4.4 zeigen werden.

## 4.4. Fallbeispiele

### 4.4.1. Innsbruck 29. - 30. März 2009

Ausgehend von einem Bodentief mit Kern südlich von Schweden überquerte eine kräftige Kaltfront im Laufe des 29. März 2009 Österreich. Dabei bildete sich zusätzlich über dem Golf von Genua ein weiteres Tief, wodurch im ganzen Land zum Teil starke Niederschläge einsetzten. Mit Durchzug der Kaltfront zeigen die  $\Theta_E$ -Analysen in 850 hPa (GFS vom nationalen Wetterdienst der USA [23]) einen Temperaturrückgang im Bereich Innsbruck von etwa 30 °C am 29.03.2010 um 00 UTC auf 21 °C 24 Stunden später (vgl. Abbildung 4.3). Die daraus mit Gleichung 2.9 berechnete Schneefallgrenze lässt auf ein Absinken von

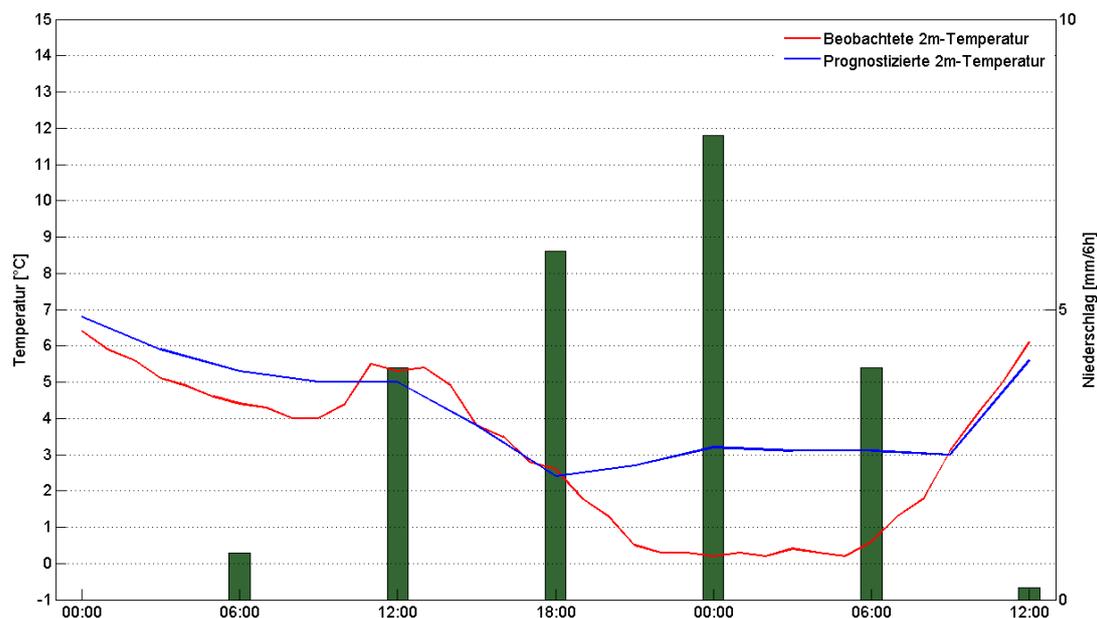


Abbildung 4.4.: Temperatur- und Niederschlagsverlauf in Innsbruck zwischen 29.03.2009 00 UTC und 30.03.2009 06 UTC

etwa 1500 m auf 800 m bedingt durch Kaltluftadvektion während des Niederschlagsereignisses schließen. Auch die MetGIS-Prognosen der Schneefallgrenze pendelten sich am Abend des 29. März bei etwa 800 m ein. Die Auswertung der Stationsdaten von Innsbruck zeigt jedoch einen etwas anderen Ablauf (vgl. Abbildung 4.4). Während zunächst die 2m-Temperaturprognose mit den Messungen recht gut übereinstimmte, wuchs die Differenz in der Nacht vom 29. auf den 30. März deutlich an. Genau im selben Zeitraum waren auch die Niederschlagsraten am höchsten. Entgegen den Prognosen sank die Temperatur selbst im Tal auf Werte nur knapp über Null Grad ab, wodurch es in Innsbruck (580 m Seehöhe) Ende März noch einmal zu Schneefall kam. Nach dem Abklingen der Niederschläge näherten sich Temperaturprognose und -messung wieder an.

Dieser Fall zeigt recht eindrucksvoll die Auswirkungen des Entzugs der Schmelzenergie. Während der stärksten Niederschlagsphase kam es zu einem Temperaturabfall im Tal um etwa 1 – 2 °C. Das Modell erfasste zwar die kräftigen Niederschläge, unterschätzte aber den Abkühlungseffekt des Schmelzprozesses. Aufgrund der vorherrschenden Luftmasse lag die Schneefallgrenze zunächst schon nur mehr knapp oberhalb des Talniveaus, wodurch der geringe Temperaturrückgang ausreichte, um die Schneefallgrenze entgegen den Prognosen doch bis zum Talboden abzusenken.

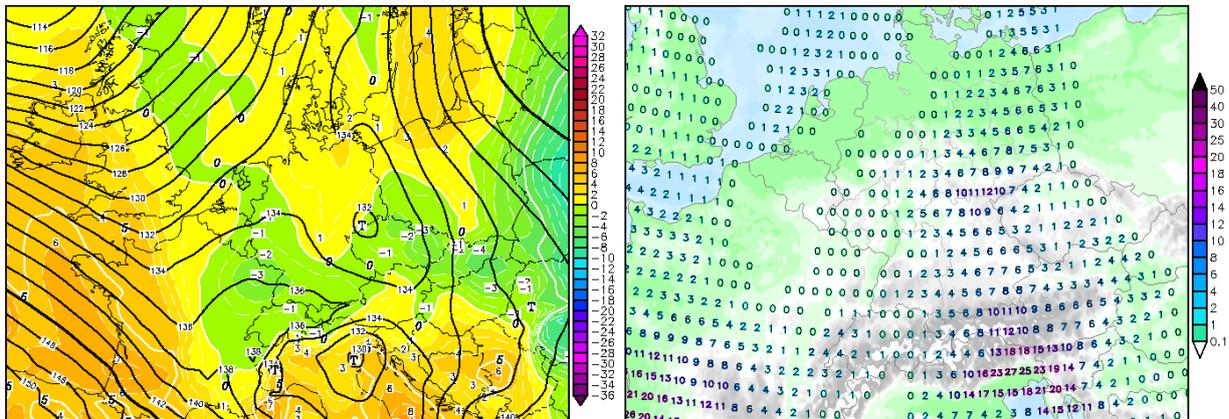


Abbildung 4.5.: 850 hPa Temperatur- (links) und 6-stündiger Niederschlag (rechts) vom 03.11.2009 00 UTC [23]

#### 4.4.2. Kötschach-Mauthen 02. - 03. November 2009

Ein kräftiges Tief über Oberitalien steuerte von Süden her milde und sehr feuchte Luftmassen nach Österreich. Insbesondere in den Staugebieten im Südwesten führte dies zu teils großen Niederschlagsmengen (vgl. Abb. 4.6). Eine Analyse der meteorologischen Situation des nationalen Wetterdienstes der Vereinigten Staaten (GFS) zeigt während des gesamten Ereignisses Temperaturen zwischen 0 °C und 1 °C in Osttirol und Oberkärnten in 850 hPa (siehe Abb. 4.5 links). MetGIS prognostizierte für den Bereich Kötschach bei Temperaturen im Tal um 5.5 °C eine Schneefallgrenze zwischen 1200 m und 1400 m. Der Vergleich mit den Messungen an der meteorologischen Messstation zeigt nun aber die typischen Abweichungsmuster der Prognose bei Niederschlagsereignissen in der kalten Jahreszeit. Bevor das Tiefdruckgebiet auf den Südwesten Österreichs übergriff, herrschte im Gailtal eine sehr stabile Luftschichtung vor. Das numerische Wettervorhersagemodell erfasste diese ungenügend, wodurch die prognostizierte Temperatur im Tal bereits vor Einsetzen des Niederschlags etwas zu hoch lag. Am Nachmittag des 02. November wurde die Talinversion bei leichtem Niederschlag teilweise abgebaut und die Temperaturprognose näherte sich dem wahren Wert an. In der Nacht auf den 03. November führten dann intensive Niederschläge (ca. 36 mm / 12 h) bei einer Schneefallgrenze von zunächst etwa 1200 m durch den Entzug der Schmelzenergie zu einer erneuten Abkühlung bodennaher Luftschichten. Bis zum Morgen sank die Temperatur im Tal auf nur knapp über 0 °C, während die MetGIS-Temperaturprognose hingegen konstant um 5 °C blieb. Es bildete sich allmählich eine vom Modell nicht erfasste, nahezu isotherme Luftschichtung von 1300 m bis zum Tal-

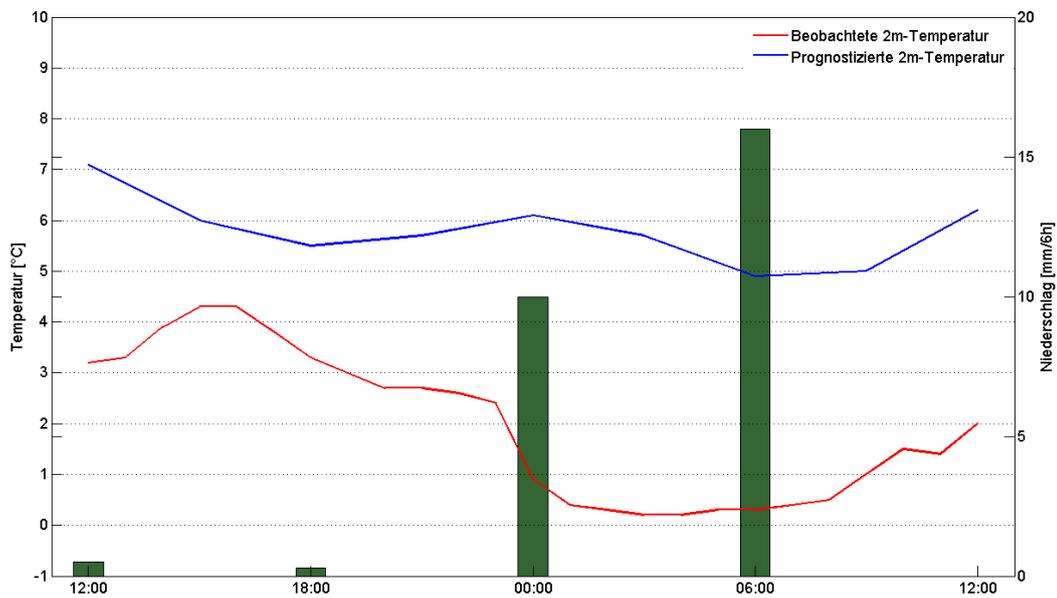


Abbildung 4.6.: Temperatur- und Niederschlagsverlauf in Kötschach-Mauthen zwischen 02.11.2009 12 UTC und 03.11.2009 06 UTC

boden auf 700 m aus. Dementsprechend sank auch die Schneefallgrenze über Nacht weiter ab, sodass sich auch in Kötschach-Mauthen vorübergehend eine dünne Schneedecke bilden konnte.

## 5. Berechnungen in idealen Geländeformen

Nachdem das Prinzip der Ausbildung einer  $0\text{ }^\circ\text{C}$ -Isothermie in der Atmosphäre durch den Schmelzprozess von Niederschlag in Kap.3 diskutiert wurde, werden nun durch Aufstellung einer Energiebilanz quantitative Auswertungen in Anlehnung an die Arbeit von Unterstrasser und Zängl [16] vorgenommen. Um die Auswirkungen des reduzierten Luftvolumens in Tälern auf den Abkühlungseffekt zu verdeutlichen, werden neben Berechnungen über der Ebene auch Ergebnisse von Berechnungen in idealisierten Talformen präsentiert.

### 5.1. Absinken der Nullgradgrenze über der Ebene

Den Ausgangspunkt der Berechnungen bildet die von Wexler et al. [7] aufgestellte Wärmebilanzgleichung 5.1. Dabei stehen der latenten Wärme des schmelzenden Schnees (Term c) die Integrale des Wärmehaushalts der Atmosphäre (Term a) und der Kondensationwärme des Wasserdampfs (Term b) vom Boden bis zur Nullgradgrenze  $H$  gegenüber. Die Einheit der Niederschlagsmenge  $P$  wird dabei in  $\text{kg}/\text{m}^2$  angegeben, wobei die Zahlenwerte ident mit denen der bekannten Einheiten der Niederschlagsmengen  $\text{mm}$  oder  $\text{l}/\text{m}^2$  sind.

$$\int_0^H \rho_{Luft} \left[ \underbrace{c_p \{T(z) - T_0\}}_a + \underbrace{L_v (q_{sat} \{T(z)\} - q_{sat} \{T_0\})}_b \right] dz = \underbrace{PL_s}_c \quad (5.1)$$

Der Gültigkeit dieser Energiebilanz geht die Annahme von gesättigter und feuchtadiabatisch geschichteter Luft unterhalb der Nullgradgrenze sowie der Vernachlässigung der Wärmekapazität des Wassers voraus. Unter diesen Bedingungen kann die Nullgradgrenze in etwa mit der Schneefallgrenze gleichgesetzt werden, da die Feuchttemperatur genau der (Trocken-)temperatur entspricht (vgl. Kap.2.1.1). Des Weiteren wird angenommen, dass konvektive Prozesse, hervorgerufen durch die Abkühlung, die feuchtadiabatische Schich-

tion unterhalb der Nullgradgrenze während des gesamten Prozesses aufrechterhalten.

Der Unterschied zur gezeigten Energiebilanzgleichung in Kap.3 ist der Kondensations-term (b). Dieser ist notwendig, da eine Abkühlung gesättigter Luft zwangsläufig Kondensation zur Folge haben muss. Aufgrund der hohen spezifischen Kondensationsenergie von Wasser hat dieser Prozess, wie sich später zeigen wird, doch erheblichen Einfluss auf die Abkühlung der Atmosphäre. Analytisch lässt sich obiges Integral dadurch aber erst nach einer Vereinfachung des Terms (b) lösen. Dazu erfolgt eine Linearisierung der Clausius-Clapeyron-Gleichung 5.2, welche die Änderung des Sättigungsdampfdruckes mit der Temperatur beschreibt (vgl. Steinacker et al. [8]).

$$\frac{dq_{sat}}{dT} = \frac{q_{sat}L_v}{R_W T^2} \rightarrow L_v [q_{sat}(T(z)) - q_{sat}(T_0)] = \underbrace{\frac{q_{sat}(T_0)L_v^2}{R_W T_0^2}}_{:=c_e} [T(z) - T_0] \quad (5.2)$$

Durch die Linearisierung wird aus dem Kondensationsterm das Produkt aus einer Konstanten  $c_e$  mit der Abweichung des Temperaturprofils  $T(z)$  der Atmosphäre vom Gefrierpunkt  $T_0$ . Daher können Terme in Gleichung 5.1 zusammengefasst werden und die Wärmebilanzgleichung vereinfacht sich zu

$$\rho_{Luft} \cdot \underbrace{(c_p + c_e)}_{:=c^*} \int_0^H [T(z) - T_0] dz = PL_s. \quad (5.3)$$

Um die Berechnung nun abschließen zu können, muss noch das Temperaturprofil der Atmosphäre vorgegeben werden. Dazu wird ein linearer Gradient (Feuchtadiabasie!) unterhalb der Nullgradgrenze mit  $T(z) = T_0 + \gamma(z - H)$  angenommen. Einsetzen des Ansatzes in Gleichung 5.3 führt zu

$$\rho_{Luft} \cdot c^* \int_0^H \gamma(z - H) dz = PL_s \quad (5.4)$$

und durch Integration somit zum Ergebnis

$$P(H) = -\frac{\rho_{Luft}c^*\gamma}{2L_s} H^2. \quad (5.5)$$

Der quadratische Zusammenhang zwischen der Niederschlagsmenge  $P$  und der ursprünglichen Nullgradgrenze  $H$  deutet bereits die Notwendigkeit einer recht tiefen Nullgradgrenze zu Beginn des Niederschlagsereignisses an, da sich ansonsten sehr rasch unrealistisch hohe Niederschlagswerte ergeben.

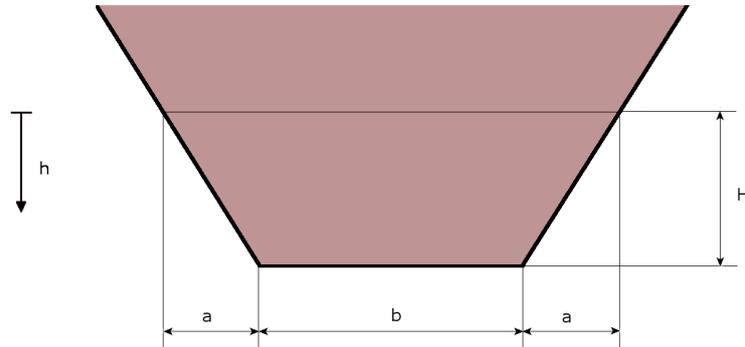


Abbildung 5.1.: Idealisierte Talform

## 5.2. Absinken der Nullgradgrenze in idealisierten Talformen

Um den Absinkvorgang der Nullgradgrenze in idealisierten Talformen zu berechnen, muss eine differentielle Form der Wärmebilanzgleichung 5.4 aufgestellt werden. Dazu wird zunächst die Variable  $z$  durch  $h$  ersetzt sowie die Integrationsrichtung umgekehrt. Die Integrationsgrenzen sind dann 0 und  $h^*$ , wobei mit  $h^*$  die Differenz der Ausgangsnulgradgrenze zur aktuellen Nullgradgrenze bezeichnet wird (siehe Gleichung 5.6).

$$\int_0^{h^*} (H - h) dh = -\frac{L_s}{\rho_{Luft} c^* \gamma} \int_0^P dP'. \quad (5.6)$$

Die Auflösung des Integrals bringt nun eine Lösung für die Niederschlagsmenge  $P$  in Abhängigkeit von  $H$  und  $h^*$ . Somit sind auch diejenigen Niederschlagsmengen berechenbar, die ein Absinken der Nullgradgrenze um beispielsweise 200 m (entspricht  $h^*$ ) von 1500 m (entspricht  $H$ ) auf 1300 m durch den Schmelzprozess hervorrufen können. Setzt man für  $h^*$  in Gleichung 5.7 die Ausgangsnulgradgrenze  $H$  ein, erhält man wiederum Gleichung 5.5.

$$P(H, h^*) = -\frac{\rho_{Luft} c^* \gamma}{L_s} \left( H h^* - \frac{h^{*2}}{2} \right) \quad (5.7)$$

Um nun die Auswirkungen des reduzierten Luftvolumens in bestimmten Talformen analytisch auswerten zu können, werden idealisierte, trapezförmige Talstrukturen wie in Abbildung 5.1 definiert. Das Kammniveau des betrachteten Talvolumens wird dabei mit der Ausgangsnulgradgrenze  $H$  gleichgesetzt. Die Breite des Talbodens entspricht der Länge

$b$  und bildet zusammen mit der Größe  $a$  durch  $b + 2a$  die Gesamtbreite des Tals. Diese Definition erlaubt es, die Luftvolumsreduktion in Abhängigkeit der charakteristischen Talparameter durch

$$V_{red} = \frac{V(\text{Rechteck})}{V(\text{Trapez})} = \frac{(b + 2a \frac{H-h}{H}) \cdot (H-h)}{(b + a \frac{H-h}{H}) \cdot (H-h)} \quad (5.8)$$

zu beschreiben. Kürzen und Einsetzen der Hilfsgröße  $\sigma = b/a$  vereinfacht den Ausdruck für den Reduktionsfaktor auf

$$V_{red} = \frac{\sigma + 2 - 2 \frac{h}{H}}{\sigma + 1 - 1 \frac{h}{H}}. \quad (5.9)$$

Der Wertebereich des Reduktionsfaktors  $V_{red}$  liegt durch diese Definition zwischen 1 ( $\sigma = \infty$ ) über der Ebene und 2 ( $\sigma = 0$ ) im Fall eines idealen V-förmigen Tals. Die Integralform der Wärmebilanzgleichung wird nun um den Volumenreduktionsfaktor  $V_{red}$  ergänzt:

$$\int_0^{h^*} \frac{1}{V_{red}} (H-h) dh = \int_0^{h^*} \frac{\sigma + 1 - 1 \frac{h}{H}}{\sigma + 2 - 2 \frac{h}{H}} (H-h) dh = -\frac{L_s}{\rho_{Luft} c^* \gamma} \int_0^P dP'. \quad (5.10)$$

Gibt man ein  $\sigma$  entsprechend der Talform vor, lässt sich obiges Integral analytisch lösen und man erhält einen Ausdruck für die notwendige Niederschlagsmenge  $P$  in Abhängigkeit von der Ausgangsnulgradgrenze  $H$ , der Absinkhöhe der Nullgradgrenze  $h^*$  und dem von der Talform abhängigen Parameter  $\sigma$  (Gleichung 5.11):

$$P(H, h^*, \sigma) = -\frac{\rho_{Luft} c^* \gamma}{L_s} \frac{H^2}{2} \left\{ \frac{h^*}{H} - \frac{1}{2} \left( \frac{h^*}{H} \right)^2 + \frac{\sigma h^*}{2H} + \frac{\sigma^2}{4} \ln \frac{\sigma + 2 - 2 \frac{h^*}{H}}{\sigma + 2} \right\}. \quad (5.11)$$

### 5.3. Auswertung

Mit den in den Kapiteln 5.1 und 5.2 ermittelten Gleichungen werden nun einige Berechnungen durchgeführt und deren Ergebnisse präsentiert. Dazu werden die notwendigen Niederschlagsmengen für ein Absinken der Nullgradgrenze bei unterschiedlichen Talformen und Ausgangsnulgradgrenzen bestimmt.

Die zur Berechnung notwendigen physikalischen Konstanten und Kenngrößen von Wasser und Luft werden in Tabelle 5.1 zusammengefasst. Einzig die Bestimmung der Luftdichte und der effektiven Wärmekapazität bedürfen einer genaueren Betrachtung. Zur Berechnung von  $c_e$  wird nach Gleichung 5.2 das Sättigungsmischungsverhältnis  $q_{sat}$  bei einer Temperatur

Name	Symbol	Wert
Temperaturgradient (Luft)	$\gamma$	$-6.5 \text{ Kkm}^{-1}$
Sättigungsdampfdruck bei 0 °C	$e_s$	$6.112 \text{ hPa}$
spez. Schmelzenergie (Wasser)	$L_s$	$334 \text{ KJkg}^{-1}$
spez. Kondensationsenergie (Wasser)	$L_v$	$2.5 \text{ MJkg}^{-1}$
spez. Wärmekapazität (Luft)	$c_p$	$1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
Gaskonstante (trockene Luft)	$R_L$	$287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
Gaskonstante (Wasserdampf)	$R_W$	$462 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$

Tabelle 5.1.: Benötigte physikalische Kenngrößen bzw. Konstanten von Wasser und Luft (siehe Reuter et al. [8])

von 0 °C benötigt. Allgemein lässt sich das Mischungsverhältnis mittels

$$q = \frac{\rho_W}{\rho_L} \quad (5.12)$$

bestimmen, wobei  $\rho_W$  und  $\rho_L$  den Dichten des Wasserdampfs sowie des reinen Luftanteils entsprechen. Gleichung 5.12 kann mit Hilfe der allgemeinen Gasgleichung  $p = \rho RT$  umgeformt werden. Das Sättigungsmischungsverhältnis erhält man dann durch Einsetzen des Sättigungsdampfdrucks  $e_s$  bei 0 °C. Die Dichte der feuchten Luft  $\rho_{Luft}$  setzt sich einfach aus der Addition von  $\rho_W$  und  $\rho_L$  zusammen.

$$q_{sat} = \frac{\frac{e_s}{R_W T_0}}{\frac{p - e_s}{R_L T_0}} = \frac{e_s R_L}{(p - e_s) R_W} \quad (5.13) \quad \rho_{Luft} = \rho_W + \rho_L \quad (5.14)$$

Berechnet mit den Konstanten aus Tabelle 5.1 beträgt die Luftdichte  $\rho_{Luft} = 1.27 \text{ kgm}^{-3}$  und die Wärmekapazität der Luft erhöht sich noch um  $c_e = 693 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Der sehr hohe Wert von  $c_e$  verdeutlicht die Wichtigkeit des Kondensationsterms in der Wärmebilanzgleichung. Immerhin steigt dadurch die effektive Wärmekapazität der Luft von  $c_p = 1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  noch um beachtliche 2/3 an. Der Grund dafür liegt an der großen spezifischen Kondensationsenergie  $L_v$  von Wasser.

Weiters ist zu beachten, dass für das Absinken der Nullgradgrenze von beispielsweise 2000 m auf 1000 m Seehöhe durch die geringere Masse der Luft natürlich weniger Niederschlag benötigt wird als von 1000 m auf 0 m. Dieser Umstand lässt sich durch die passende Wahl des Luftdrucks berücksichtigen. Die oben berechneten Werte der Luftdichte und effektiven Wärmekapazität ergeben sich bei einem angenommenen Luftdruck von  $p = 1000 \text{ hPa}$ . Diese charakterisieren somit den Absinkvorgang der Nullgradgrenze auf etwa Meeresebene. In

Nullgradgrenze $H$ [m]	Niederschlagsmenge $P$ [mm]
300	2
500	5
750	12
1000	21
1500	47

Tabelle 5.2.: Benötigte Niederschlagsmenge  $P$  zur Absenkung der Nullgradgrenze von einer Ausgangshöhe  $H$  bis zum Boden über der Ebene

recht hoch gelegenen Tälern können die notwendigen Niederschlagsmengen dadurch etwas überschätzt werden. Für die in Kapitel 7 vorgestellten Ergebnisse in realer Topographie wird deswegen der Luftdruck an das jeweilige Talniveau anhand der Standardatmosphäre angepasst. Liegt der Talboden beispielsweise auf etwa 1500 m, so werden die Berechnungen mit einem Luftdruck von  $p = 850 \text{ hPa}$  durchgeführt.

Die nachfolgend präsentierten analytischen Berechnungen basieren auf einem festgelegten Luftdruck von 1000 hPa. In Tabelle 5.2 sind die zum Absinken der Nullgradgrenze bis zum Boden benötigten Niederschlagsmengen über der Ebene, berechnet anhand von Gleichung 5.5, aufgelistet. Sehr markant zeigt sich dabei der quadratische Anstieg mit dem Ausgangsniveau der Nullgradgrenze. So erhöht sich die Niederschlagsmenge zwischen  $H = 1000 \text{ m}$  und  $H = 1500 \text{ m}$  um weit mehr als das Doppelte von 21 mm auf 47 mm. Im Flachland des nördlichen, östlichen und südöstlichen Alpenvorlands von Österreich sind somit Absenkungen der Nullgradgrenze von über 1000 m durch den Entzug der Schmelzenergie sehr unwahrscheinlich. Zum Einen treten hier in den Wintermonaten großflächige Niederschläge in dieser Intensität selten auf, und zum Anderen führt meist ungehinderte Advektion zu Luftaustauschprozessen, die den Abkühlungseffekt unterbinden.

Im nächsten Schritt werden nun die Absinkvorgänge der Nullgradgrenze in unterschiedlichen Talformen miteinander verglichen. Dazu werden Berechnungen über der Ebene ( $V_{red} = 1$ ,  $\sigma = \infty$ ), einem idealen V-Tal ( $V_{red} = 2$ ,  $\sigma = 0$ ) und einem trapezförmigen Tal mit  $V_{red} = 1.33$  und  $\sigma = 2$  durchgeführt. Die Ausgangsnulgradgrenzen werden mit 1000 m und 1500 m festgelegt. Anhand der Kurvenverläufe in Abbildung 5.2 lassen sich wertvolle Informationen über den Abkühlungsprozess durch den Entzug der Schmelzenergie gewinnen. Zunächst sinkt die Nullgradgrenze dabei unabhängig von der Talform nur sehr langsam ab, da zu Beginn noch das gesamte Luftvolumen abgekühlt werden muss. Bei anhaltendem Niederschlag schreitet das Absinken aber immer zügiger voran, bis auch nur mehr gerin-

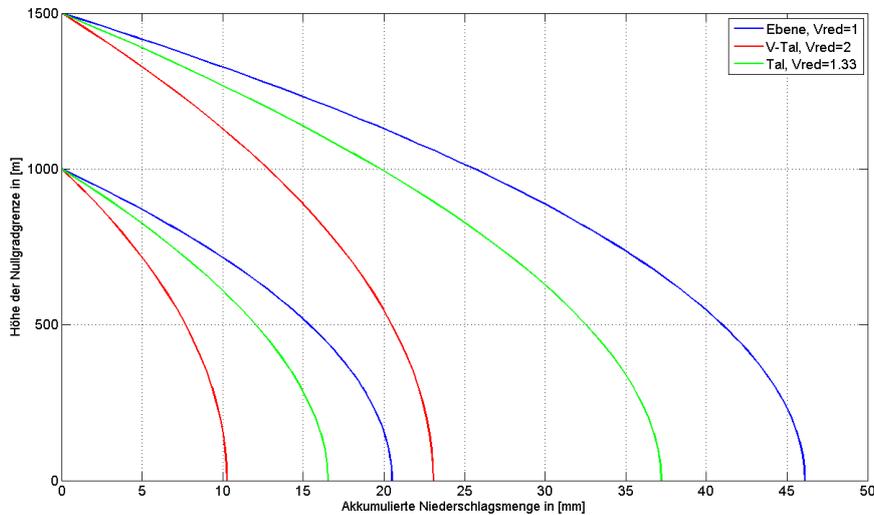


Abbildung 5.2.: Absinkvorgang der Nullgradgrenze in unterschiedlicher Topographie bei einem Ausgangsniveau von  $H = 1000 \text{ m}$  und  $H = 1500 \text{ m}$

ge zusätzliche Mengen eine Fortsetzung gewährleisten. Der Vergleich des Effekts über der Ebene mit dem des V-Tals zeigt auf jeder Höhe der Nullgradgrenze eine Halbierung der Niederschlagsmengen an. In diesem Spezialfall entspricht somit die Luftvolumsreduktion auch der Niederschlagsreduktion. Ein etwas anderes Bild zeigt der Vergleich mit der trapezförmigen Talstruktur. Der Luftvolumsreduktionsfaktor beträgt hier zwar 1.33, das Verhältnis der Niederschlagsmengen für das Absinken der Nullgradgrenze bis zum Boden beläuft sich aber auf nur 1.24. Der Grund dafür liegt in der kontinuierlichen Verringerung von  $V_{red}$  bei fortschreitendem Absinken der Nullgradgrenze. In realer Topographie kann dieser Effekt zu Differenzen der notwendigen Niederschlagsmengen führen, obwohl die Luftvolumsreduktion zweier Talformen ident ist. Tabelle 5.3 zeigt dazu eine Gegenüberstellung von Niederschlagsreduktion und Luftvolumsreduktion unter Annahme idealisierter Talformen und einer Ausgangsnulgradgrenze von 1000 m.

Welchen meteorologischen bzw. physikalischen Annahmen unterliegen nun diese Ergebnisse? Der wichtigste Aspekt ist sicherlich, dass der gesamte Schmelzprozess in ein und derselben Luftmasse erfolgen muss. Bei hinreichend starken Windverhältnissen sowie damit einhergehender Warmluftadvektion sind selbst bei hohen Niederschlagsmengen Absenkungen der Nullgradgrenze aufgrund des Entzugs der Schmelzenergie nur bedingt zu erwarten. Eine bedeutende Rolle spielt dabei natürlich auch der Zeitraum, in dem der Niederschlag fällt. Je höher die Niederschlagsrate ist, desto eher findet der Schmelzpro-

$P_{Tal}$ [mm]	$V_{red}$	$\frac{P_{Ebene}}{P_{Tal}}$
17.0	1.33	1.24
15.2	1.5	1.38
10.5	2	2

Tabelle 5.3.: Vergleich von Volumen- und Niederschlagsreduktion bei Absinken der Nullgradgrenze vom Ausgangsniveau  $H = 1000$  m bis zum Boden ( $P_{Ebene} = 19$  mm)

zess trotz möglicher Advektion in derselben Luftmasse statt. Bedingt durch Staueffekte können insbesondere in Gebirgstälern oftmals Starkniederschläge auftreten und die flankierenden Gebirgszüge behindern zudem den Austausch der Talluft unterhalb des Kammniveaus. Liegt die Nullgradgrenze somit bereits vor Einsetzen des Niederschlags unterhalb der Höhe der Berggipfel, entsprechen die oben gezeigten Ergebnisse in Talformen durchaus der Realität. Über Ebenen sollte man hingegen deutlich höhere Mengen einplanen um denselben Effekt zu erzielen. Des Weiteren erfolgt keine Berücksichtigung des wahren Temperaturprofils der Atmosphäre. Unterhalb der Nullgradgrenze wird ein feuchtadiabatischer Temperaturgradient von  $6.5$  K /  $1000$  m angenommen. In den Wintermonaten treten aber recht häufig einige hundert Meter dicke Inversionen auf, die unter Umständen eine deutliche Verringerung der notwendigen Niederschlagsmengen nach sich ziehen können. Die Linearisierung des Kondensationsterms in der Wärmebilanzgleichung verursacht wiederum eine leichte Unterschätzung der Niederschlagsmengen, da die Temperaturabhängigkeit der effektiven Wärmekapazität  $c_e$  vernachlässigt wird. Numerische Auswertungen von Zängl und Unterstrasser [16] ergeben dabei eine Abweichung von etwa 10% bei einem Absinken der Nullgradgrenze um 1000 m. Der aufgrund des Schmelzprozesses möglicherweise auftretende Temperaturunterschied zwischen Tal und Vorland kann außerdem zu einem Ausfließen der kalten Talluft und somit zu großflächigen Vertikalbewegungen im Tal führen. Diese haben ebenfalls einen Einfluss auf den Abkühlungsprozess.

Trotz dieser Annahmen und Vereinfachungen sind die erhaltenen Ergebnisse für einen erfahrenen Meteorologen durchaus nützlich. Bei Kenntnis der Taleigenschaften in Bezug auf das reduzierte Luftvolumen und das Kammniveau sowie der zu erwartenden Niederschlagsmengen kann der Meteorologe die vom Modell prognostizierte Schneefallgrenze adaptieren und bei günstigen Advektionsverhältnissen eventuell die Möglichkeit von Schneefall bis ins Tal in Betracht ziehen. Über einen operationellen Einsatz der Methode wird nach den Berechnungen in realer Topographie in Kapitel 8 diskutiert.

# 6. Berechnungsmethode in realer Topographie

Um die Auswirkungen des Schmelzvorgangs von Niederschlag auf die Lufttemperatur auch in beliebiger Topographie zu untersuchen, kann nicht mehr auf die in Kapitel 5 hergeleiteten Gleichungen zurückgegriffen werden. Vielmehr ist nun eine numerische Lösung der Wärmebilanzgleichung 6.3 erforderlich. Desweiteren muss das reduzierte Luftvolumen in realen Geländestrukturen ermittelt werden. Die Methodik zur Bestimmung der Volumsreduktion, sowie die Herleitung des numerischen Gleichungssystems werden in den folgenden Kapiteln diskutiert.

## 6.1. Topographischer Amplifikations-Faktor

Zur Quantifizierung des Effekts der Luftvolumsreduktion in komplexer Topographie wird auf den von Whiteman [32] definierten topographischen Amplifikations-Faktor (TAF) zurückgegriffen. Der Begriff Amplifizierung beschreibt dabei die verstärkte Temperaturamplitude an Strahlungstagen in Tälern gegenüber dem Flachland. Durch das geringere Talvolumen kühlt sich die Luft während der Nacht in Tälern stärker ab, untertags kehrt sich der Effekt um und die Strahlungsenergie der Sonne kann das reduzierte Luftvolumen stärker aufheizen. Insgesamt ergibt sich dadurch gegenüber dem Flachland ein erhöhter Tagesgang der Temperatur in Talformen. Eine weitere unmittelbare Konsequenz daraus ist auch das Talwindsystem mit Taleinwind tagsüber und Talauswind nachts. In Bezug auf das Absinken der Schneefallgrenze passt der Begriff Amplifizierung zwar nicht, da vielmehr eine Reduktion der Niederschlagsmenge gegenüber der Ebene erfolgt, jedoch wird aus Konsistenzgründen der Einfluss der Topographie in weiterer Folge auch hier mit TAF bezeichnet.

Prinzipiell steckt hinter dem TAF das Verhältnis des Luftvolumens über der Ebene zum Luftvolumen der jeweiligen Talform. Dieser lässt sich ausgehend vom Kammniveau der Gebirgszüge an den Flanken der Täler mit Gleichung 6.1 bilden, wobei mit  $h_{Mittel}$  die

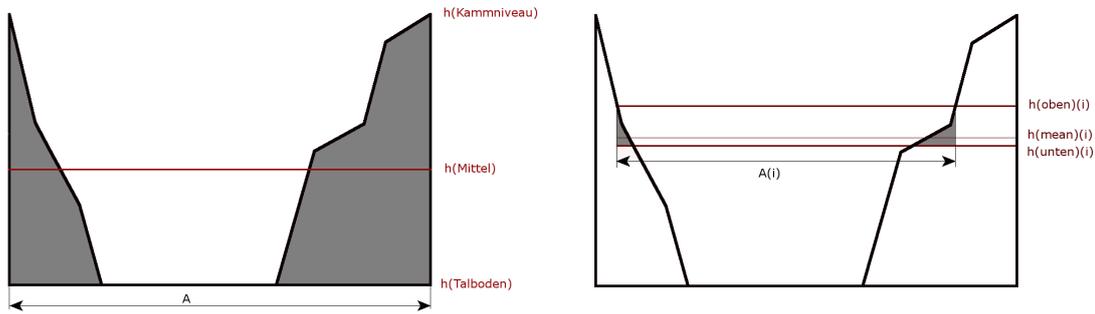


Abbildung 6.1.: Unterschied von TAF und DTAF

mittlere Höhe der gesamten Topographie bezeichnet wird (vgl. Abb. 6.1). Der Wertebereich des TAFs liegt je nach Topographie meist zwischen 1 und 2, nur lokal können in besonders engen und steilen Talformen auch Werte von über 2 auftreten.

$$TAF = \frac{V_{Ebene}}{V_{red}} = \frac{A \cdot (h_{Kammniveau} - h_{Talboden})}{A \cdot (h_{Kammniveau} - h_{Mittel})} \quad (6.1)$$

Der TAF allein reicht für die Berechnungen aber nicht aus. Zwei unterschiedliche Talformen können zwar insgesamt denselben TAF haben, die jeweilige Flächen-Höhen-Verteilung kann aber zu unterschiedlich notwendigen Energie- und somit Niederschlagsmengen führen, um das Luftvolumen unterhalb der Nullgradgrenze durch den Entzug der Schmelzenergie um einen gewissen Betrag abzukühlen. Abhilfe schafft eine schichtweise Bestimmung der Luftvolumensreduktion, als differentieller TAF (DTAF) bezeichnet (siehe Steinacker [14]). Abbildung 6.1 zeigt dazu schematisch den Unterschied der differentiellen und allgemeinen Betrachtungsweise. Grau schraffiert ist jeweils jener Bereich, der für die Reduktion des Luftvolumens verantwortlich ist. Berechnen lässt sich der DTAF mit Gleichung 6.2, wobei  $h_{mean}(i)$  nun der mittleren Höhe der Topographie der betrachteten Schicht  $i$  entspricht. Die Schichtdicken werden üblicherweise äquidistant gewählt, sodass die Differenz im Zähler von Gleichung 6.2 zu  $\Delta h$  zusammengefasst werden kann. Integration des DTAF über alle Schichten  $i$  führt wieder zum allgemeinen TAF, man hat nun aber zusätzlich die Information, welchen Beitrag jede Schicht zur Gesamtreduktion liefert:

$$DTAF(i) = \frac{A(i) \cdot \overbrace{(h_{oben}(i) - h_{unten}(i))}^{\Delta h}}{A(i) \cdot (h_{oben}(i) - h_{mean}(i))}. \quad (6.2)$$

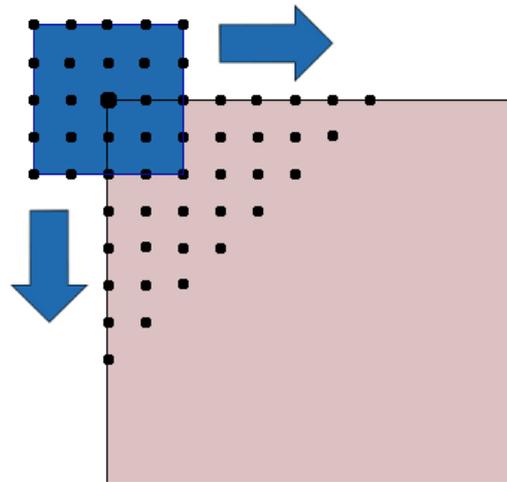


Abbildung 6.2.: Bestimmung der Flächen-Höhen-Verteilung, [blau - Einflussbereich des linken oberen Eckpunktes, blasslila - gesamtes Gebiet]

## 6.2. Bestimmung der Luftvolumsreduktion anhand von Topographiedaten

Es soll nun eine Methode gefunden werden, mit Hilfe derer aus Topographiedaten die Luftvolumsreduktion in komplexen Gebieten nach den Überlegungen in Kapitel 6.1 bestimmt werden kann. Die topographischen Informationen werden aus Satellitenmessungen, die im Zuge des ASTER GDEM-Projekts durchgeführt wurden, herangezogen. Diese überdecken die Landflächen zwischen  $83^{\circ}N$  und  $83^{\circ}S$  und sind in einer horizontalen Auflösung von einer Bogensekunde (ca. 30 m) verfügbar. Federführend in diesem Projekt sind die USA (NASA) und Japan (nähere Informationen sind im Internet unter <http://terra.nasa.gov/About/ASTER/> abrufbar [20]).

Wie kann nun aus den Topographiedaten die Luftvolumsreduktion bestimmt werden? Ideal wäre es natürlich, wenn der Algorithmus zunächst einzelne Talstrukturen identifiziert, deren Richtung, Breite und Kammniveau bestimmt, um danach den TAF entlang des Tals zu berechnen. Durch die meist sehr komplexen Strukturen gestaltet sich die Entwicklung solch einer Methode aber als sehr schwierig. Beispielsweise stellt schon die Erfassung von Seitentälern, die ins betrachtete Haupttal einmünden, eine große programmiertechnische Herausforderung dar. Für die Bestimmung des TAFs bzw. DTAFs wurde deswegen auf die von Steinacker et al. [15] entwickelte Methode zur Berechnung des thermischen Fingerprints in komplexer Topographie zurückgegriffen. Dabei wird ein hinreichend großer

Bereich definiert, dessen Topographie Einfluss auf die Luftvolumsreduktion des jeweiligen Gitterpunktes haben soll (vgl. Abb. 6.2). Nach Festlegung einer vertikalen Auflösung  $\Delta h$  werden schichtweise diejenigen Gitterpunkte des Einflussbereichs ermittelt, die unterhalb und innerhalb der Begrenzung der jeweiligen Schicht liegen (z.B.: Schicht 1: 1000 m - 900 m, Schicht 2 : 900 m - 800 m, usw.). Daraus können schließlich die zur Berechnung der Amplifikationsfaktoren notwendigen mittleren Topographiehöhen  $h_{mean}$  jeder Schicht berechnet werden (vgl. Gleichung 6.2). Der Einflussbereich wird danach um einen Gitterpunkt verschoben und die Berechnung der Flächen-Höhen-Verteilung startet für den benachbarten Punkt von Neuem. Ab welchem Niveau die Berechnungen starten müssen, hängt natürlich vom Gebirge ab. Im Ostalpenbereich reicht in etwa eine obere Grenze von 4000 m, um jeden Gipfel zu berücksichtigen. Eine detaillierte Erklärung der Methode anhand eines Beispiels kann in der Arbeit von Steinacker et al. [15] nachgelesen werden.

Die Schwierigkeit besteht nun darin, die Größe des Einflussbereichs sinnvoll zu wählen. Ist dieser zu klein, umfasst das Gebiet unter Umständen nicht die gesamte Breite eines Tales auf Kammniveau, und der Effekt der Luftvolumsreduktion wird deutlich unterschätzt. Andererseits führt eine zu große Wahl zur Vermischung der Luftvolumina mehrerer Täler, da der Einflussbereich womöglich über das Kammniveau eines Tals hinaus weit ins benachbarte Tal reicht. Die charakteristischen Merkmale von Tälern sind zudem von Gebirge zu Gebirge unterschiedlich. Eine passende Wahl des Einflussbereichs beispielsweise in den Alpen kann zu unbrauchbaren Ergebnissen in den Rocky Mountains führen. Da in dieser Arbeit im Speziellen der Ostalpenraum diskutiert wird, werden die Auswertungen mit dem von Steinacker et al. [15] vorgeschlagenen Raster von 10 km x 10 km durchgeführt.

Ein weiteres Problem sind die aufgrund dieser Berechnungsmethode erhaltenen unterschiedlichen Ergebnisse des DTAFs quer zur Talrichtung. Nahe den Hängen kann der ermittelte Effekt der Luftvolumsreduktion nämlich geringer sein, da womöglich innerhalb des Einflussbereichs nur mehr eine Flanke des Tals liegt. Die Auswertungen suggerieren dann in weiterer Folge ein unterschiedliches Absinken der Nullgrad- bzw. Schneefallgrenze in Talmitte und Hangnähe. Aufgrund der guten Durchmischung der Luft innerhalb eines Tals sind in Realität jedoch nur geringe Unterschiede quer zur Talrichtung zu erwarten. Am besten wird die Talstruktur von den Ergebnissen etwa in Talmitte charakterisiert, denn nur hier wird das Luftvolumen des gesamten Tals mit Hilfe des Rasters richtig erfasst.

Trotz dieser Einschränkungen der Berechnungsmethode können sowohl qualitativ als auch quantitativ wertvolle Informationen aus den Ergebnissen gewonnen werden. Präsentiert werden diese später in Kap.7. An dieser Stelle wird noch schematisch der grundsätz-

liche Berechnungsablauf für die Auswertung in realer Topographie zusammengefasst:

- Einlesen der Topographiedaten aus Satellitenmessungen (ASTER-GDEM)
- Reduktion der horizontalen Auflösung auf fünf Bogensekunden, um Rechenzeit und Speicherbedarf zu reduzieren, da die Auswertungen mit der verfügbaren Auflösung von einer Bogensekunde (30m) keine Vorteile bringen
- Bestimmung der Luftvolumsreduktion an allen Gitterpunkten mit einem Einflussbereich von 10 km x 10 km und einer vertikalen Auflösung von 100 m
- Numerische Berechnung (vgl. Kapitel 6.3) der notwendigen Niederschlagsmengen, um die Nullgradgrenze von einem vorgegebenem Ausgangsniveau bis zum Boden abzusenken
- Präsentation der Ergebnisse

### 6.3. Numerische Lösung der Wärmebilanzgleichung

Die Berücksichtigung der Luftvolumsreduktion von realen Geländeformen erfordert eine numerische Lösung der Wärmebilanzgleichung 6.3. Zur Vereinfachung soll bei der Herleitung aber zunächst auf die Einbindung der topographischen Amplifikationsfaktoren verzichtet werden. Als Ausgangsgleichung fungiert somit die differentielle Form der Wärmebilanzgleichung

$$\underbrace{\int_0^{h^*} \overbrace{(H-h)}^{f(h)} dh}_A = -\frac{L_s}{\rho_{Luft} c^* \gamma} P(H, h^*). \quad (6.3)$$

Zur Erinnerung sei nochmals erwähnt, dass mit  $H$  die Ausgangsnulgradgrenze und mit  $h^*$  die durch den Entzug der Schmelzenergie verursachte Absinkhöhe der Nullgradgrenze bezeichnet wird. Die linke Seite (Term A) von Gleichung 6.3 kann unter Annahme einer Schrittweite  $\Delta h$  als Summe geschrieben werden (siehe Gleichung 6.4). Aus Konsistenzgründen muss dieses  $\Delta h$  mit der bei der Berechnung des DTAFs verwendeten vertikalen Auflösung übereinstimmen (siehe Kap. 6.2). Eine äquidistante Wahl der Schrittweiten beschränkt die Anzahl der Summationsterme somit auf  $h^*/\Delta h$ .

$$A = \sum_{i=1}^{\frac{h^*}{\Delta h}} \frac{f[(i-1)\Delta h] + f[i\Delta h]}{2} \Delta h = \sum_{i=1}^{\frac{h^*}{\Delta h}} \frac{2H - (2i-1)\Delta h}{2} \Delta h \quad (6.4)$$

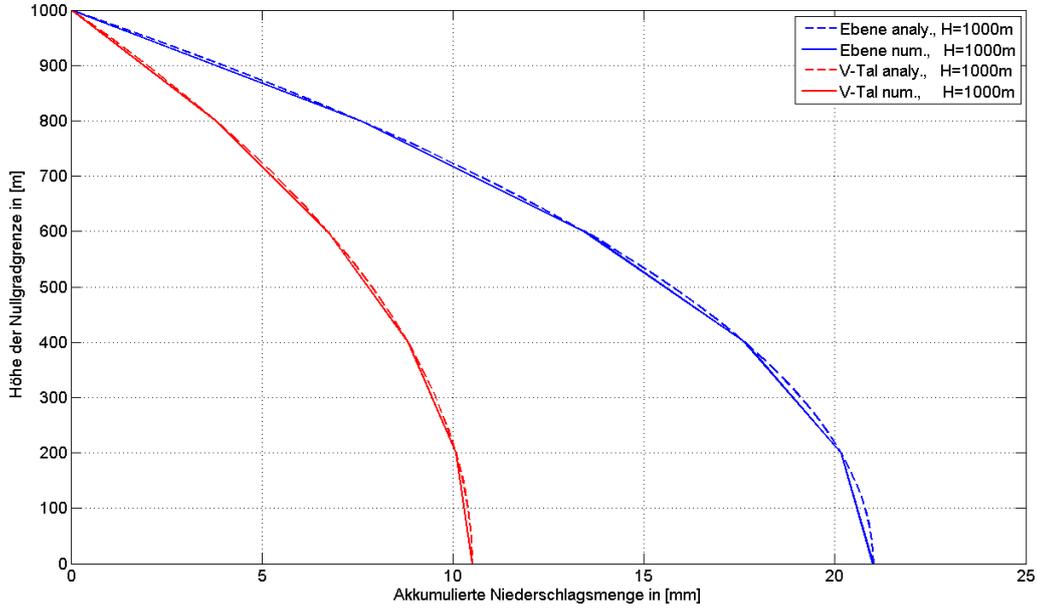


Abbildung 6.3.: Vergleich des Absinkens der Nullgradgrenze von einem Ausgangsniveau  $H = 1000 \text{ m}$  mit numerischer und analytischer Berechnungsmethode

Einsetzen der Summe und Umsortieren der Terme liefert dann für die notwendige Niederschlagsmenge  $P$  in Abhängigkeit von  $H$  und  $h^*$

$$P(H, h^*) = - \left[ \sum_{i=1}^{\frac{h^*}{\Delta h}} \frac{2H - (2i - 1)\Delta h}{2} \Delta h \right] \frac{\rho_{Luft} c^* \gamma}{L_s}. \quad (6.5)$$

Nun muss noch die Luftvolumsreduktion durch die Geländeform berücksichtigt werden. Dazu wird jeder Term der Summe noch mit dem passendem TAF multipliziert. Dieser bildet sich ja bekanntlich aus dem Verhältnis des Luftvolumens der Ebene zur Talform, wobei nur der Bereich unterhalb der aktuellen Nullgradgrenze berücksichtigt werden darf. Angepasst an die Diskretisierungsmethode lässt sich der TAF der beeinflussten Luftschicht mit

$$TAF(i) = \frac{V(i)_{Ebene}}{V(i)_{Talform}} = \frac{[H - (i - 1)\Delta h] \cdot A_i}{\left[ \sum_i^{\frac{h^*}{\Delta h}} \Delta h \cdot A_i \cdot \frac{1}{DTAF(i)} \right]} \quad (6.6)$$

beschreiben. Die endgültige Lösung für die benötigte Niederschlagsmenge, um die Nullgradgrenze vom Ausgangsniveau  $H$  um eine Höhe  $h^*$  in beliebiger Topographie abzusenken,

lautet somit

$$P(H, h^*) = - \left[ \sum_{i=1}^{\frac{h^*}{\Delta h}} \frac{2H - (2i - 1)\Delta h}{2} \Delta h \cdot \frac{1}{TAF(i)} \right] \frac{\rho_{Luft} c^* \gamma}{L_s}. \quad (6.7)$$

Abbildung 6.3 zeigt einen Vergleich der analytischen Lösung 5.11 mit der numerischen Lösung 6.7 der Ebene und dem idealisierten V-Tal bei einer Ausgangsnullgradgrenze von  $H = 1000$  m und einer vertikalen Auflösung von 200 m. Aufgrund der Linearität der Funktion stimmen die Ergebnisse an den Diskretisierungspunkten exakt mit den analytischen Werten überein.

Die numerische Berechnung lässt des Weiteren eine Anpassung der Dichte  $\rho_{Luft}$  und der effektiven Wärmekapazität  $c_e + c_p$  für jede Schicht zu. Die Ergebnisse verzeichnen jedoch nur minimale Abweichungen und sind aufgrund der schwierigen Prognose von exakten Niederschlagsmengen vernachlässigbar. Es ist somit vertretbar, die Varianz der Dichte und der effektiven Wärmekapazität bei den Berechnungen zu vernachlässigen.

## 7. Auswertungen im Ostalpenraum

Die in Kapitel 6 beschriebene Methodik wird nun zur Berechnung der benötigten Niederschlagsmengen, um die Nullgradgrenze durch den Entzug der Schmelzenergie von einem vorgegebenem Ausgangsniveau bis zum Boden abzusenken, in realer Topographie angewandt. Bevor mit der Präsentation der Ergebnisse begonnen wird, erfolgt eine kurze geographische Beschreibung des betrachteten Gebiets im Ostalpenraum. Des Weiteren werden die später gezeigten Darstellungsvarianten vorab erklärt, um sich später nur auf die Ergebnisse fokussieren zu können. An dieser Stelle soll auch noch einmal erwähnt werden, dass die Berechnungen auf einem vereinfachten Modell basieren und noch viele weitere Faktoren (Vertikalprofil der Atmosphäre, Temperaturadvektion, Niederschlagsrate etc.) Einfluss auf den Effekt der Abkühlung der Luft durch den Entzug der Schmelzenergie haben. Die berechneten Niederschlagsmengen sind somit als Richtwerte zu sehen, die nur unter idealisierten Bedingungen ein Absinken der Schneefallgrenze bis zum Boden hervorrufen. Außerdem sind die für ein Tal repräsentativen Ergebnisse aufgrund der verwendeten Methodik zur Bestimmung der Luftvolumsreduktion entlang der Talmitte abzulesen.

Das Berechnungsgebiet beschränkt sich hauptsächlich auf den Ostalpenraum von etwa 9 °E bis 16 °E und von 46 °N bis 48 °N (siehe Abb. 7.1). Nördlich des Alpenhauptkamms wird das Hauptaugenmerk der Auswertungen auf die großen Längstäler und ihre Seitentälern gelegt. Dazu zählen etwa das Inntal (1) in Tirol, das Salzachtal (2) in Salzburg sowie das Ennstal (3) in der Steiermark. Weiters wird aufgrund des recht häufigen Auftretens von Starkniederschlägen auch das Arlberggebiet (8) im Grenzbereich von Vorarlberg und Tirol näher betrachtet. Südlich des Alpenhauptkamms sind vor allem das Murtal (4) in der Steiermark sowie das für überraschend auftretende Starkschneefallereignisse bekannte Gail- bzw. Lesachtal (5) in Kärnten interessant (Spreitzhofer [10] und Hohenwarter [3]). Um auch die geringen Auswirkungen des Schmelzprozesses in weniger gebirgigen Regionen zu demonstrieren, werden zudem noch Ergebnisse in Unterkärnten und der südlichen Steiermark präsentiert.

Über das gesamte Gebiet wurden Berechnungen der benötigten Niederschlagsmenge, um

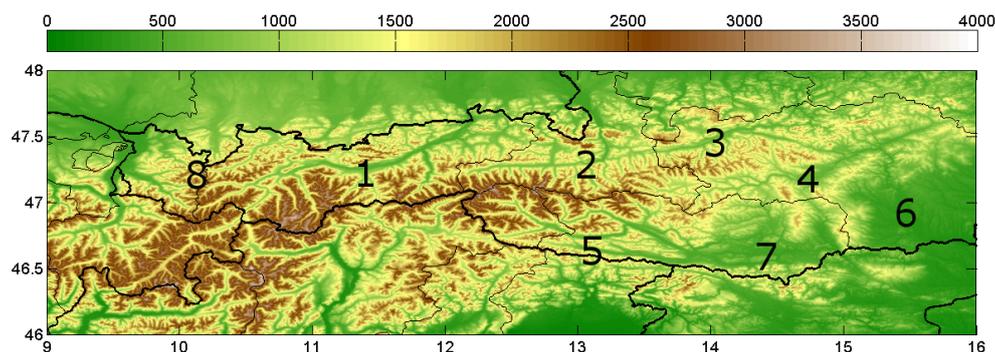


Abbildung 7.1.: Topographie Ostalpenraum

die Nullgradgrenze von einem Ausgangsniveau von 1000 m, 1500 m, 2000 m und 2500 m Seehöhe bis zum Boden abzusenken, durchgeführt. Die horizontale Auflösung beträgt dabei etwa 250 m und vertikal wird in 100 m Schritten gerechnet. Für tiefer gelegene Regionen sind natürlich die Ergebnisse bei niedrigeren Ausgangsniveaus interessanter, da die berechneten Mengen meteorologisch gesehen auch realistisch sind. Die Auswirkungen des reduzierten Talvolumens in hoch gelegenen Seitentälern des Zentralalpenraums (z.B.: Ötztal) sowie im Arlberggebiet können aber erst bei höheren Ausgangsniveaus erfasst werden. Je nach betrachtetem Gebiet werden daher nur die sinnvollsten Ergebnisse diskutiert.

Grundsätzlich werden jeweils vier Abbildungen erstellt, anhand derer die erforderlichen Niederschlagsmengen sowie die Auswirkungen der Luftvolumsreduktion durch die Topographie abgelesen werden können.

#### 1. Niederschlagsmenge ohne TAF

Bei dieser Abbildung ist die benötigte Niederschlagsmenge, um die Nullgradgrenze von einem bestimmten Ausgangsniveau (z.B.: 1500 m) bis zur Gitterpunkthöhe abzusenken, dargestellt. Die eventuell vorherrschende Luftvolumsreduktion spielt dabei keine Rolle. Anders ausgedrückt spiegelt diese Darstellung die Topographie unterhalb des Ausgangsniveaus wider. Die Einheit der Farbskala ist Millimeter bzw. Liter pro Quadratmeter.

#### 2. Niederschlagsmenge mit TAF

Anders als in obiger Darstellung spielt nun die Talform bzw. Topographie eine bedeutende Rolle. Mit Hilfe eines definierten Einflussbereichs von 10 km x 10 km werden nach der in Kapitel 6 beschriebenen Methode die Reduktionsfaktoren bestimmt. Danach wird anhand dieser Faktoren die reduzierte Niederschlagsmenge aufgrund der Verringerung des Luftvolumens berechnet und graphisch dargestellt. Die Einheit der

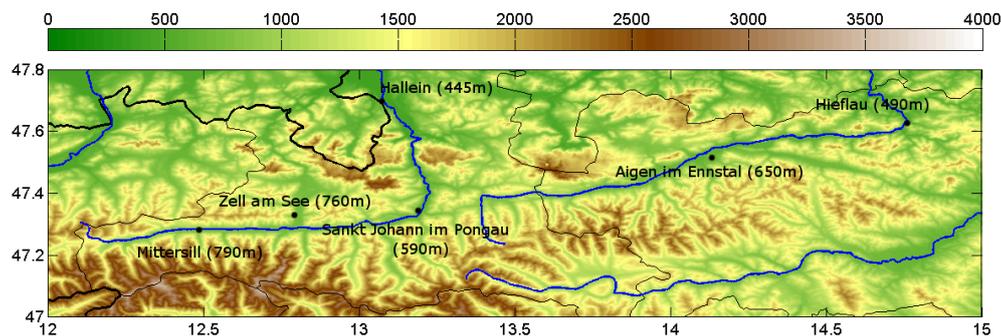


Abbildung 7.2.: Topographie Salzach- und Ennstal

Farbskala ist ebenfalls Millimeter. Aus Gründen der Vergleichbarkeit wird der Skalenbereich gegenüber der Darstellung ohne TAF nicht verändert.

### 3. Differenz

Diese Abbildung zeigt die Differenz der Niederschlagsmenge mit TAF und ohne TAF. Mit Hilfe dieser Darstellung lassen sich Bereiche mit hoher absoluter Reduktion der benötigten Niederschlagsmengen aufgrund des reduzierten Luftvolumens identifizieren. Man sollte aber beachten, dass Ebenen und Gebiete, die höher als das Ausgangsniveau liegen, denselben Differenzwert, nämlich 0, aufweisen. Bei Unkenntnis der Topographie kann die alleinige Betrachtung dieser Abbildung zu Missinterpretationen führen.

### 4. Reduktionsfaktor

Anhand dieser Darstellung lässt sich der Effekt des reduzierten Luftvolumens am besten zeigen. Dabei wird das Verhältnis der Niederschlagsmenge mit TAF und ohne TAF gebildet. Ein Reduktionsfaktor von beispielsweise 2 entspricht einer Reduktion der Niederschlagsmenge um die Hälfte. Die weiß schraffierten Bereiche markieren Gebiete, die oberhalb des Ausgangsniveaus der Nullgradgrenze liegen.

## 7.1. Salzach- und Ennstal

Die Salzach ist der längste und wasserreichste Nebenfluss des Inns in Österreich und Deutschland. Sie entspringt in den Kitzbüheler Alpen im Westen Salzburgs in ca. 2300 m Höhe und folgt zunächst einer markanten Längstalfurche in West-Ost-Richtung bis etwa Schwarzach im Pongau. In recht regelmäßiger Abfolge münden dabei Süd-Nord gerichtete Seitentäler, vom Alpenhauptkamm kommend, in das Salzachtal ein. Beispiele dafür sind

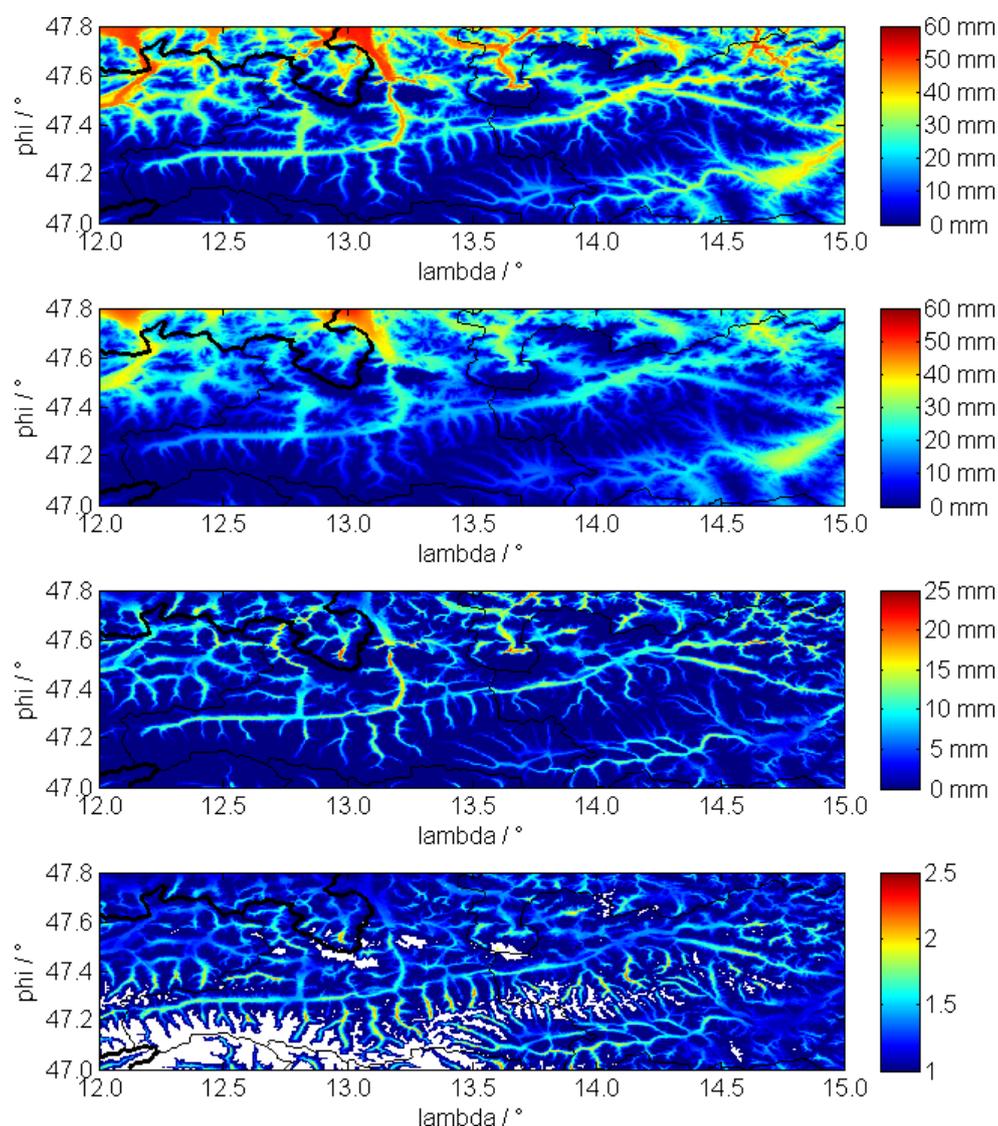


Abbildung 7.3.: Auswertung im Bereich des Salzach- und Ennstals bei einer Ausgangsnulldgrenze von 2000 m, [von o. nach u. - ohne TAF, mit TAF, Differenz, Reduktionsfaktor]

etwa das Felber-, Rauriser-, Gasteiner- und Großarlal (von West nach Ost genannt). Kurz vor St. Johann im Pongau biegt der Flusslauf allmählich nach Norden ab und durchbricht am Pass Lueg die letzte Engstelle zwischen dem Hagen- und Tennengebirge, bevor die Salzach die Alpen über den Tennen- und Flachgau verlässt und kurz vor Braunau in den Inn mündet. Weiter im Osten bildet das Ennstal die Fortsetzung der markanten Längstalfurche, die die Grenze der Zentral- und Nördlichen-Kalkalpen bildet. Die Enns entspringt in den Radstädter Tauern in Salzburg und fließt anschließend in östlicher Richtung in die

	Menge [mm]		Faktor	
	2000 m	1500 m	2000 m	1500 m
Mittersill (790 m)	17	6	1.7	1.6
Zell am See (760 m)	22	8	1.4	1.3
St.Johann im Pongau (590 m)	26	10	1.6	1.7
Hallein (445 m)	42	23	1.2	1.3
Rauris (940 m)	11	4	2	1.8
Schladming (730 m)	19	6	1.7	1.9
Aigen im Ennstal (650 m)	28	11	1.3	1.3
Hieflau (490 m)	27	11	1.7	1.9

Tabelle 7.1.: Ergebnisse in ausgewählten Orten im Bereich des Salzach- und Ennstals

Steiermark. Ähnlich dem Flusslauf der Salzach biegt die Enns nach einer Schlucht (Gesäuse) zwischen Admont und Hieflau abrupt nach Norden ab und verlässt dann die Alpen über Steyr, bevor sie einige Kilometer nach der Stadt Enns in die Donau mündet (siehe [18] und [19]).

Im Ober- und Mittellauf beider Täler liegt das Kammniveau zu einem Großteil oberhalb von 2000 m Seehöhe. Das Talniveau befindet sich dabei zwischen ca. 900 m und 500 m Seehöhe. Um die Ergebnisse der Haupttäler mit denen der höher gelegenen Seitentäler vergleichen zu können, wurde eine recht hohe Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m für die Präsentation in Abbildung 7.3 gewählt. Beginnend im Oberlauf der Salzach, zeigt sich bis etwa 12.7 °E ein recht konstanter Reduktionsfaktor mit Werten zwischen 1.6 und 1.8. Dadurch verringert sich die notwendige Niederschlagsmenge gegenüber 30 mm ohne TAF auf rund 20 mm mit Berücksichtigung der Luftvolumsreduktion. In weiterer Folge öffnet sich das Tal in Richtung Zell am See nach Norden, wodurch die Reduktionfaktoren kurzzeitig auf Werte unter 1.5 abnehmen. Sobald der Flusslauf im Pongau nach Norden abbiegt, sind absolut betrachtet die höchsten Reduktionsmengen des gesamten Tals gegeben. Da der Talboden hier aber bereits recht tief liegt (ca. 550 m Seehöhe), steigen die benötigten Niederschlagsmengen für das Absinken der Nullgradgrenze bis auf Talniveau trotzdem schon auf über 30 mm an. Im Tennengau kurz vor Hallein öffnet sich das Tal und die Reduktionsfaktoren sinken sprunghaft auf Werte nur knapp über 1. Ab hier entsprechen die Ergebnisse somit fast exakt denen über der Ebene. Die Topographie der fast parallel angeordneten schmalen Seitentäler im Süden führt teilweise zu einer Reduktion der Niederschlagsmenge um mehr als die Hälfte (vgl. Rauris in Tab. 7.1). Die Auswirkungen des Absinkens der Nullgradgrenze bei entsprechenden Wetterlagen sind also besonders in die-

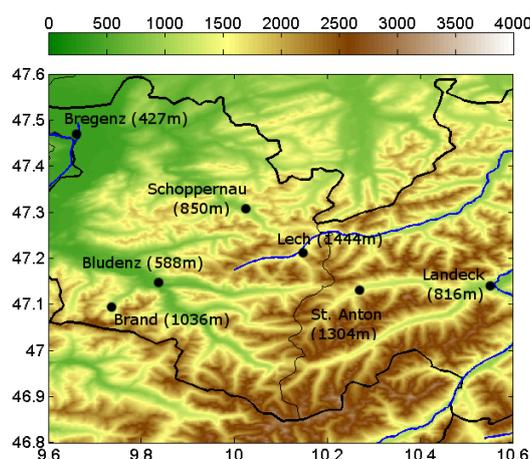


Abbildung 7.4.: Topographie Arlberggebiet

sen Gebieten zu beachten, da unter Umständen schon Mengen von knapp über 10 mm für überraschenden Schneefall bis ins Tal ausreichen können.

Entlang des Ennstals sind die größten Reduktionsfaktoren (um 1.7) auf Höhe des Dachsteinmassivs sowie im Gesäuse gegeben. Zwischen Stainach und Liezen wird das Tal vorübergehend recht breit und das abzukühlende Luftvolumen größer. Aufgrund dieser Gegebenheiten ist sogar talabwärts trotz der niedrigeren Seehöhe kurzfristig weniger Niederschlag notwendig um die Nullgradgrenze bis zum Boden abzusenken (vgl. dazu Aigen und Hieflau in Tab. 7.1). Die Seitentäler in Richtung des Alpenhauptkamms weisen wiederum deutlich höhere Reduktionswerte von teilweise über 2 auf. So kann bei kräftigen Niederschlägen die Nullgrad- bzw. Schneefallgrenze im Sölk- oder Donnersbachtal sehr rasch bis zum Talboden absinken.

Bei einem Blick über die Landesgrenze hinaus fällt der recht hohe Reduktionsfaktor im bayrischen Berchtesgadener Land in Grenzgebiet zu Österreich auf. Hier befindet sich der Königsee, der von steilen Berghängen an 3 Seiten eingebettet wird und somit in einem Talschluss liegt. Der Effekt der Volumsreduktion verstärkt sich dadurch gegenüber einem Tal noch einmal etwas.

## 7.2. Arlberggebiet

Das Arlberggebiet bildet die Grenze zwischen den Bundesländern Tirol und Vorarlberg. Das vom Tourismus sehr stark geprägte Gebiet umfasst drei Passübergänge, die die berühmten Täler der Bundesländer miteinander verbinden. Dazu gehören auf Tiroler Seite

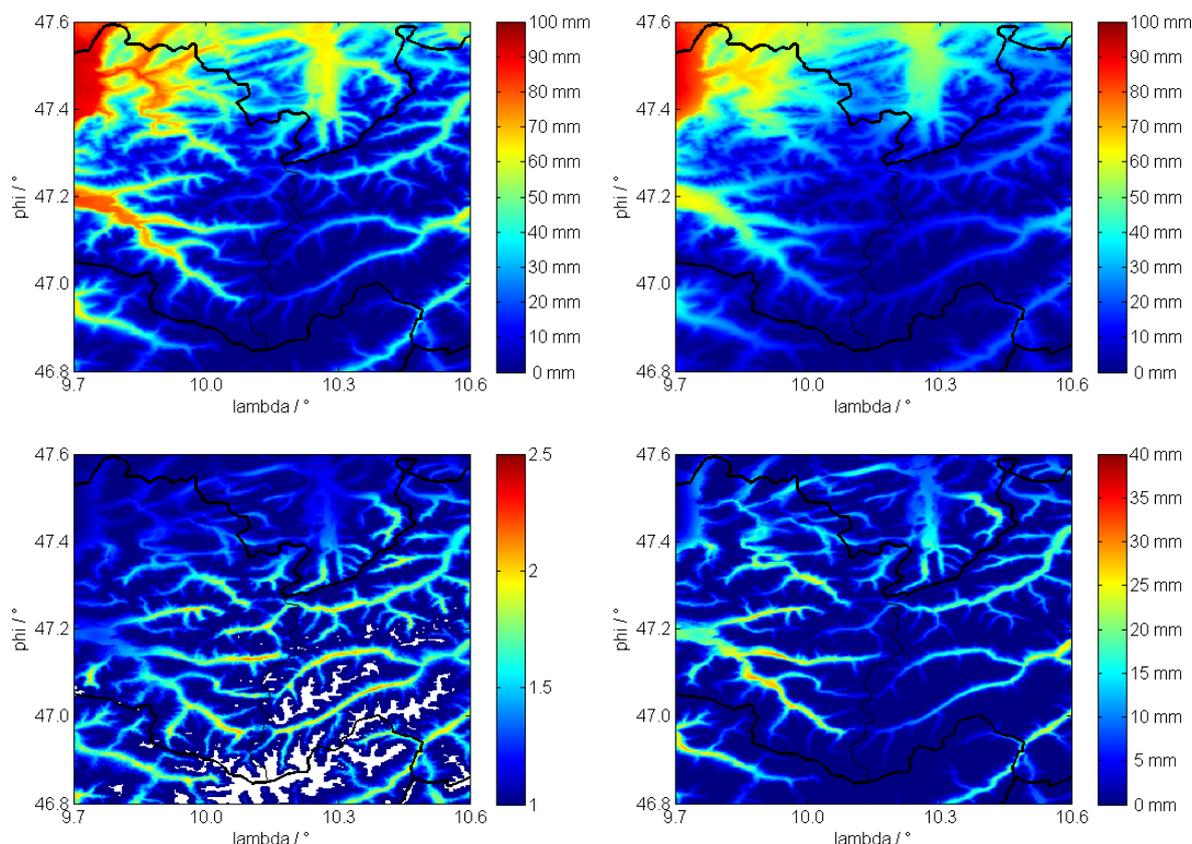


Abbildung 7.5.: Auswertung im Arlberggebiet bei einer Ausgangsnulgradgrenze von 2500 m, [von l. o. nach r. u. - ohne TAF, mit TAF, Reduktionsfaktor, Differenz]

von Nord nach Süd genannt das Lechtal, das Stanzertal und das Paznauntal; in Vorarlberg der Bregenzerwald, das Kloostertal und das Montafon. Flankiert werden die Täler von mächtigen, zum Teil bis zu 3000 m hohen Gebirgsgruppen. Erst weiter im Westen münden die Täler ins breite Rheintal (siehe [24]). Um die Luftvolumsreduktion auch in den hoch gelegenen Teilen der Täler zu erfassen, wird eine Ausgangsnulgradgrenze von 2500 m als Berechnungsgrundlage für die flächenmäßige Darstellung der Ergebnisse in Abbildung 7.5 herangezogen. Dabei zeigen sich beiderseits des Arlbergs sehr hohe Reduktionsfaktoren. Besonders entlang des Kloostertals in Vorarlberg liegen diese über weite Strecken sogar oberhalb von 2. Aber auch im Stanzertal verringern sich die Niederschlagsmengen gegenüber der Ebene teilweise um mehr als die Hälfte (vgl. St. Anton in Tab. 7.2). Ein weiterer Bereich mit beachtlichen Reduktionsfaktoren ist weiter westlich, nahe der Staatsgrenze, bei ca.  $47.1^{\circ}N$  und  $9.7^{\circ}E$  gegeben. Hierbei handelt es sich um das Brandnertal, das sich ausgehend von Bludenz in südwestlicher Richtung bis zum fast 3000 m hoch gelege-

	Menge [mm]		Faktor	
	2500 m	2000 m	2500 m	2000 m
Bludenz (588 m)	54	29	1.4	1.5
Brand (1036 m)	22	10	1.8	1.7
Bregenz (427 m)	81	46	1.1	1.2
Lech am Arlberg (1444 m)	11	3	2	1.9
St. Anton am Arlberg (1304 m)	13	5	2.1	1.9
Schoppernau (850 m)	31	14	1.8	1.9
Warth (1481 m)	13	4	1.5	1.4

Tabelle 7.2.: Ergebnisse in ausgewählten Orten im Arlberggebiet

nen Schesaplana-Massiv erschließt. Durch die Wahl der hohen Ausgangsnulldgrenze von 2500 m sind die Ergebnisse im breiten und tief gelegenen Rheintal meteorologisch gesehen eher unrealistisch. So sind beispielsweise im Bregenzer Raum 81 mm Niederschlag notwendig, um die gesamte Luftschicht bis zum Boden auf Null Grad abzukühlen. Durch die Lage von Bregenz ist es zudem unwahrscheinlich, dass der gesamte Schmelzprozess in derselben Luftmasse erfolgt, da Advektionsvorgänge von keinen hohen Gebirgszügen mehr behindert werden. Selbst bei Starkniederschlägen sind somit Absenkungen der Schneefallgrenze durch den Entzug der Schmelzenergie in Bregenz von nur wenigen Hundert Metern möglich. Am Arlberg selbst sollte der Meteorologe aber ab einer prognostizierten Schneefallgrenze um 2000 m bei starken Niederschlägen zumindest vorübergehenden Schneefall beispielsweise in Warth oder Lech nicht ausschließen.

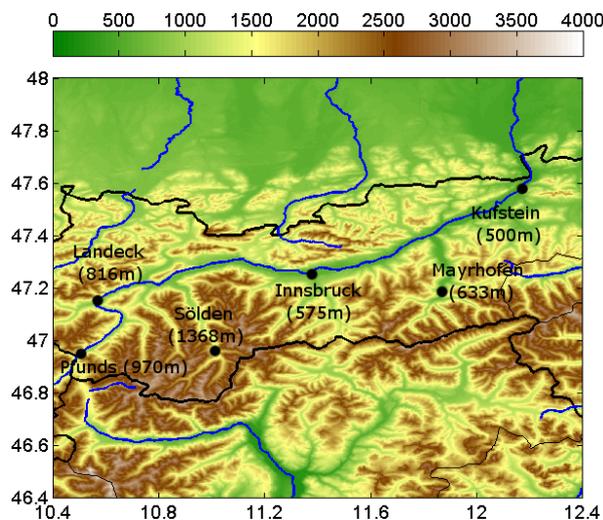


Abbildung 7.6.: Topographie Inntal

### 7.3. Inntal

Das Inntal ist ein von Südwesten nach Nordosten die Ostalpen durchquerendes Tal, das vom Inn durchflossen wird. Bei einer Gesamtlänge von über 500 km ist der Inn einer der längsten und mächtigsten Alpenflüsse. Nahezu zwei Drittel seines Flusslaufes befinden sich in den Alpen. Der Fluss entspringt beim Malojapass im Schweizer Engadin in 2484 m Höhe nahe dem Lunghinsee. In der Nähe des Ursprungs liegt der wichtigste Wasserscheidepunkt Europas (Nordsee, Schwarzes Meer, Adria). Das Inntal wird eingeteilt in das Ober- und Unterengadin im schweizerischen Kanton Graubünden, das Tiroler Oberinntal und Unterinntal sowie das bayerische Inntal. Bei Rosenheim in Deutschland geht das Inntal in das Alpenvorland über, bevor bei Passau an der deutsch-österreichischen Grenze der Inn schließlich in die Donau mündet (siehe [21]).

Die in Folge präsentierten Auswertungen beschränken sich auf das Inntal in Österreich. Das Talniveau liegt dabei zwischen etwa 1000 m Seehöhe in Pfunds im Oberinntal und 500 m Seehöhe im Raum Kufstein an der Grenze zu Deutschland. Zusätzlich werden auch die Ergebnisse in den großen Seitentälern in Richtung des Alpenhauptkamms (Ötztal, Wipptal, Zillertal) diskutiert. Das Kammniveau entlang des Haupttals überragt sowohl auf der südlichen als auch der nördlichen Flanke zumeist die 2000 m - Marke, in Teilen des Oberinntals liegt es sogar oberhalb von 3000 m.

Neben der bereits bekannten Darstellungsvariante mit den vier Contourplots (siehe Abb. 7.7) kann mit Hilfe von Abb. 7.8 nun zusätzlich der Verlauf des Reduktionsfaktors sowie

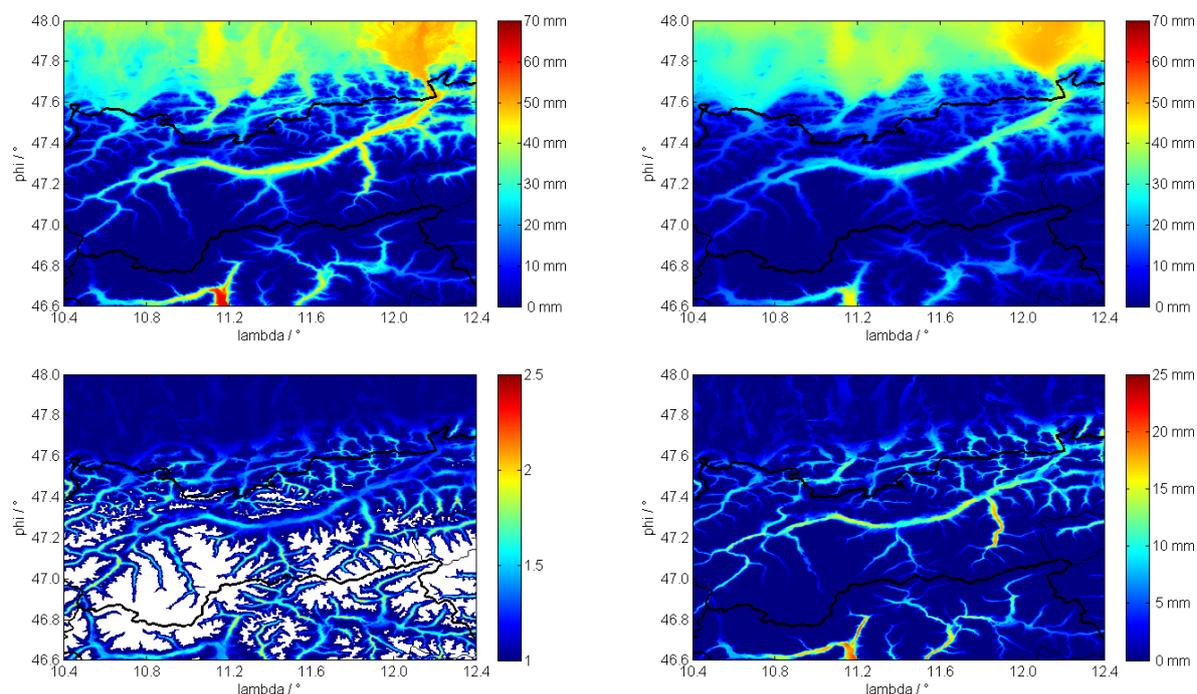


Abbildung 7.7.: Auswertung im Bereich des Inntals bei einer Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m, [von l. o. nach r. u. - ohne TAF, mit TAF, Reduktionsfaktor, Differenz]

der benötigten Niederschlagsmenge entlang des Inntals verfolgt werden. Die Ausgangsnulgradgrenze wurde für beide Abbildungen mit 2000 m festgelegt. Dabei zeigt sich die zu erwartende Abnahme des Reduktionsfaktors von etwa 1.9 im Oberinntal auf nahe 1 im Alpenvorland. Zudem erkennt man durch lokale Minima der Kurve die Einmündung von Seitentälern ins Haupttal. So ist zum Beispiel auf Höhe Innsbruck durch die Öffnung des Tals nach Süden ins Wipptal der Reduktionsfaktor etwas geringer als wenige Kilometer talabwärts. Die absoluten Mengen steigen von etwa 10 mm im Oberinntal auf bis zu 50 mm im bayrischen Alpenvorland an. Bei einer Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m kann man ein Absinken der Schneefallgrenze bis ins Tal somit ab Innsbruck talabwärts kaum noch erwarten. Die inneralpine Lage lässt solch hohe Niederschlagsmengen innerhalb kurzer Zeit nicht zu. Die in Richtung Alpenhauptkamm nach Süden verlaufenden Seitentäler weisen sehr hohe Reduktionsfaktoren auf, wodurch in bestimmten Bereichen des Ötz-, Wipp- und Zillertals mit einer erheblichen Verringerung der zum Absinken der Nullgradgrenze benötigten Niederschlagsmenge gegenüber der Ebene zu rechnen ist. Die Faktoren liegen dabei zwischen etwa 1.6 in Mayrhofen im Zillertal und 1.9 im 1368 m hoch gelegenen Sölden im Ötztal. Bei Berechnungen mit einer Ausgangsnulgradgrenze von 2500 m steigen die Fak-

	Menge [mm]		Faktor	
	2500 m	2000 m	2500 m	2000 m
Pfunds (970 m)	24	11	2	1.9
Imst (815 m)	41	20	1.4	1.4
Innsbruck (575 m)	58	31	1.3	1.3
Schwaz (528 m)	56	30	1.4	1.5
Wörgl (506 m)	66	35	1.2	1.3
Mayrhofen (633 m)	39	20	1.8	1.9
Neustift im Stubaital (1050 m)	24	11	1.8	1.7
Steinach am Brenner (1140 m)	23	9	1.6	1.6
Sölden (1368 m)	12	4	2.1	1.9

Tabelle 7.3.: Ergebnisse in ausgewählten Orten im Bereich des Inntals

toren besonders im Ötztal noch einmal etwas an und erreichen Werte von über 2. Ähnlich wie im Arlberggebiet sind hier bei vom Modell prognostizierten Schneefallgrenzen um 2000 m und recht hohen Niederschlagsraten mögliche Schneefälle bis in tiefer gelegene Regionen aufgrund des Abkühlungsprozesses zu beachten. Insbesondere auf der Hauptverkehrsverbindung in Richtung Süden über den Brennerpass (Passhöhe in etwa 1400 m Seehöhe) kann überraschender Schneefall auch zu Verkehrsproblemen führen.

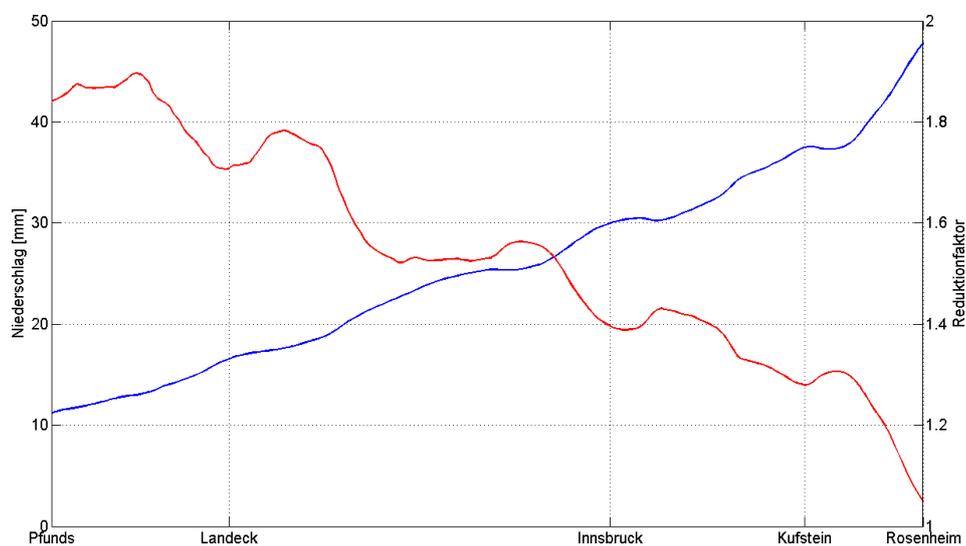


Abbildung 7.8.: Auswertung entlang des Inntals bei einer Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m, [rot - Reduktionsfaktor, blau - Niederschlagsmenge]

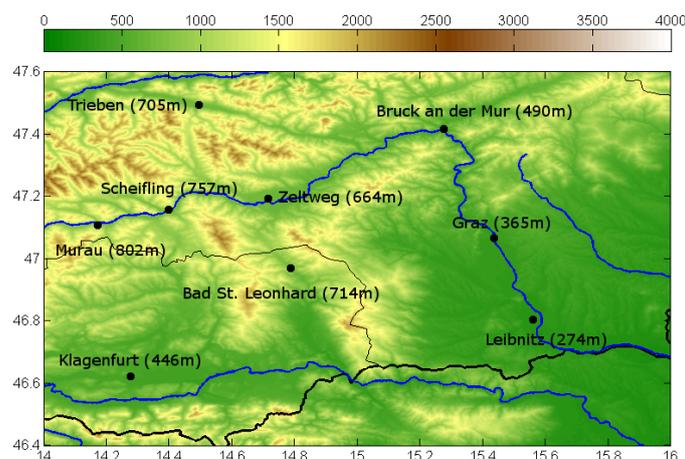


Abbildung 7.9.: Topographie des Südostens von Österreich

## 7.4. Murtal, südliche Steiermark und Unterkärnten

Die Mur entspringt südöstlich des Murtörls auf einer Höhe von 1898 m im Salzburger Lungau. Der Oberlauf des Flusses folgt zunächst einem recht schmalen Talverlauf, dessen Begrenzung von den Niederen Tauern im Norden und Gurktaler Alpen im Süden gebildet wird. Kurz nach Scheifling geht die Talform rasch in eine beckenähnliche Form über und verbreitert sich sehr stark. Dieses bevölkerungsreiche Gebiet wird auch Knittelfeld-Judenburger-Becken genannt. Bei Bruck an der Mur biegt der Flusslauf dann abrupt nach Süden ab, verlässt schließlich nach den letzten größeren Erhebungen des Grazer Berglandes die Alpen und erreicht die Hügel- und Beckenlandschaft der südlichen Steiermark. Bevor die Mur nach 453 km bei Legred an der kroatisch-ungarischen Grenze in die Drau mündet, bildet sie noch die Grenze von Slowenien und Österreich.

Unterkärnten wird zu einem Großteil vom Klagenfurter Becken eingenommen. Dieses ist die größte Beckenlandschaft der Ostalpen und wird begrenzt durch die Karawanken und Steiner Alpen im Süden, die Lavanttaler Alpen im Nordosten, die Gurktaler Alpen im Norden und die Gailtaler Alpen im Westen. Die zu den Lavanttaler Alpen gehörigen Pack- und Koralpe bilden zudem die Grenze der Bundesländer Steiermark und Kärnten.

Da sowohl in Kärnten als auch in der Südsteiermark Gebiete mit einer Seehöhe weit unter 1000 m dominieren, werden Auswertungen mit einer Ausgangsnulgradgrenze von 1500 m in Abb. 7.10 präsentiert. Auch für das obere Murtal ist dieses Ausgangsniveau für die Berechnungen nicht zu niedrig gewählt, da der Talboden zwischen etwa 850 m im Bereich Murau und 500 m auf Höhe Bruck liegt. Zudem ist das Kammniveau des Tals schon erheblich tiefer als etwa im Inn- oder Salzachtal (siehe [22] und [25]).

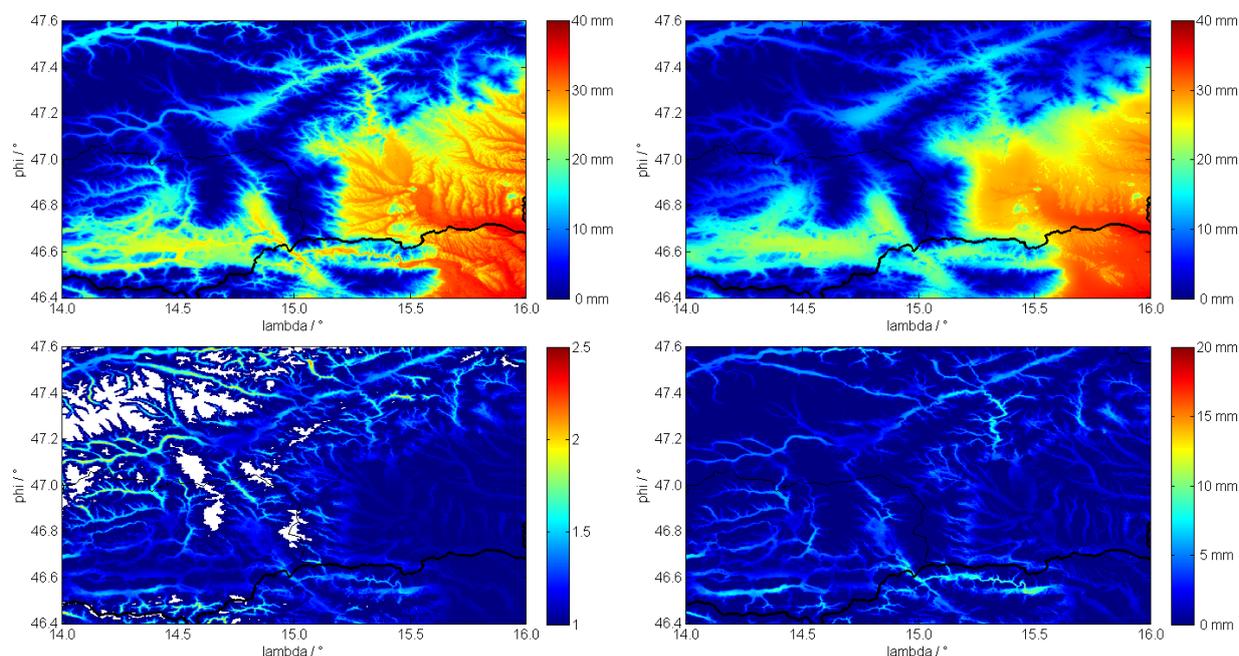


Abbildung 7.10.: Auswertung im Südosten Österreichs bei einer Ausgangsnulldgrenze von 1500 m, [von l. o. nach r. u. - ohne TAF, mit TAF, Reduktionsfaktor, Differenz]

Beginnend im oberen Murtal zeigt sich bis auf Höhe Scheifling ( $47.2^{\circ}N$ ,  $14.5^{\circ}E$ ) ein ähnliches Bild wie bei den großen Längstälern nördlich des Alpenhauptkamms. Die Reduktionsfaktoren liegen durchgehend bei Werten zwischen 1.5 und 2. Nach dem Übergang ins Knittelfeld-Judenburger Becken gehen diese aber sehr rasch auf nur knapp über 1 zurück. Trotz des geringen Seehöhenunterschieds von etwa 100 m zwischen Zeltweg und Scheifling verdoppelt sich dadurch die notwendige Niederschlagsmenge innerhalb weniger Kilometer beinahe (vgl. Tab.7.4). In weiterer Folge verengt sich das Tal wieder etwas und die Reduktionsfaktoren steigen bis Bruck an der Mur leicht an. Die notwendigen Niederschlagsmengen erhöhen sich entlang des oberen Murtals von nur 5 mm im Bereich Murau auf bis zu 15 mm in Bruck. Erwähnenswert an dieser Stelle sind noch die Ergebnisse im bei St. Michael bei Leoben nach Nordosten verlaufenden Palten- und Liesingtal, da mit der A9 Pyhrnautobahn die wichtigste Verkehrsverbindung zwischen dem Mur- und Ennstal entlang dieser Furche verläuft. Der höchstgelegene Punkt der Verbindung ist der Schoberpass mit einer Seehöhe von 849 m. Die Auswertungen ergeben Reduktionsfaktoren von bis zu 2 entlang des gesamten Straßenverlaufs. Bei stärkeren Niederschlägen sollte deswegen selbst bei einer prognostizierten Schneefallgrenze über 1000 m die Möglichkeit des raschen Absinkens in Betracht gezogen werden. Insbesondere sollte eine dementsprechende Warnung an die

	Menge [mm]		Faktor	
	2000 m	1500 m	2000	1500 m
Murau (830 m)	17	5	1.7	1.9
Scheifling (760 m)	21	7	1.5	1.7
Zeltweg (660 m)	34	13	1.1	1.1
Bruck an der Mur (490 m)	37	15	1.3	1.4
Graz (365 m)	54	26	1.1	1.1
Leibnitz (260 m)	62	31	1	1
Mautern (713 m)	21	7	1.7	1.8
Trieben (705 m)	21	8	1.6	1.5
Bad St. Leonhard (714 m)	23	8	1.5	1.7
Bleiburg (480 m)	44	19	1.1	1.1
Klagenfurt (446 m)	47	21	1.1	1.1
Wolfsberg (454 m)	41	18	1.2	1.3

Tabelle 7.4.: Ergebnisse in ausgewählten Orten im Südosten Österreichs

Straßenmeisterei erfolgen, um ein Verkehrsproblem an der stark frequentierten Autobahn zu vermeiden.

Weiter im südoststeirischen Bereich zeigen die Auswertungen erwartungsgemäß sehr niedrige Reduktionsfaktoren von nur knapp über 1. Die Nebenflüsse der Mur insbesondere im westlichen Teil durchfließen zwar talähnliche Strukturen, die anhand der Darstellung ohne TAF in Abb. 7.10 recht gut zu erkennen sind, flankiert werden die Täler aber zumeist nur von wenige hundert Meter hohen Hügeln, die nur marginale Auswirkungen auf das abzukühlende Luftvolumen haben. Einzig im Nahbereich des Ursprungs der Nebenflüsse auf der Pack- und Koralpe sind Reduktionsfaktoren von etwa 1.5 erkennbar. Die absolut notwendigen Niederschlagsmengen, um die Nullgradgrenze von 1500 m bis zum Boden abzusenken, belaufen sich demnach in der Südoststeiermark je nach Höhenlage zwischen 25 mm und 35 mm. Ein Blick in die Statistik verrät, dass solche Mengen innerhalb von kurzer Zeit hauptsächlich im Sommer auftreten. Für ein überraschendes Absinken der Schneefallgrenze durch den Entzug der Schmelzenergie sind demnach beispielsweise im Grazer Becken deutlich niedrigere Ausgangsniveaus erforderlich.

Recht ähnlich ist die Situation westlich der Packalpe auf Kärntner Seite. Es dominieren auch hier aufgrund der überwiegend vorherrschenden Beckenlage sehr niedrige Reduktionsfaktoren. Einzig in den sich nach Norden hin erstreckenden Tälern (z.B.: Lavanttal, Gurktal, Metnitztal) sind die Auswirkungen des reduzierten Luftvolumens mit Reduktionsfaktoren von teilweise über 1.5 relevant. Ebenso ist in den recht schmalen Tälern entlang

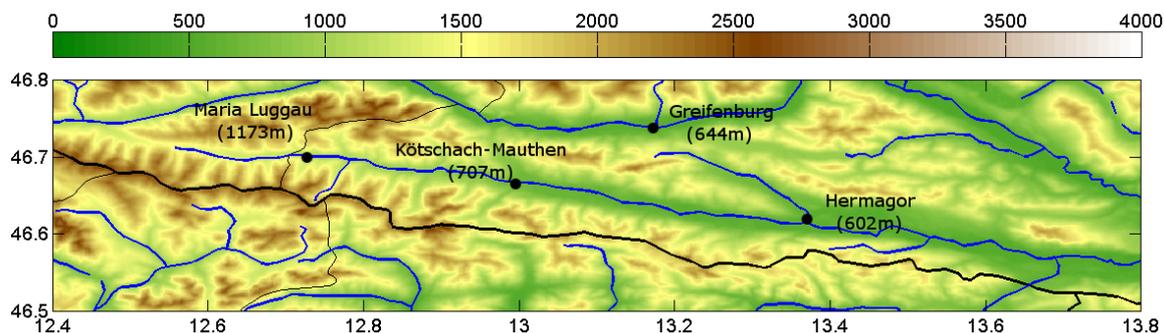


Abbildung 7.11.: Topographie Gail- und Lesachtal

der Karawanken im Grenzgebiet von Slowenien und Kärnten das abzukühlende Luftvolumen deutlich geringer als über Ebenen. Da das Klagenfurter Becken generell höher liegt als große Bereiche im Süden der Steiermark, sind auch die notwendigen Niederschläge mit 18 mm bis 26 mm trotz ähnlicher Reduktionsfaktoren niedriger. Trotzdem sind auch hier tiefere Ausgangsniveaus der Nullgrad- bzw. Schneefallgrenze oder eine bereits im Vorfeld der Niederschläge vorliegende isotherme Luftschichtung erforderlich, um trotz prognostizierten Regens durch den Entzug der Schmelzenergie Schneefall bis zum Boden erwarten zu können.

## 7.5. Lesach- und Gailtal

Das Gailtal ist ein von Osttirol nach Kärnten verlaufendes Tal in West-Ost Richtung. Es nimmt seinen Anfang in Tilliach und endet bei Villach, wo die Gail bei der Ortschaft Maria Gail in die Drau mündet. Im Norden wird das Tal durch die Lienzer Dolomiten und die Gailtaler Alpen, im Süden durch die Karnischen Alpen und Karawanken begrenzt. Die Gliederung erfolgt in das sehr schmal eingebettete Lesachtal vom Ursprung der Gail am Kartitscher Sattel bis nach Kötschach-Mauthen, das Obere Gailtal von Kötschach-Mauthen bis Hermagor und schließlich das Untere Gailtal von Hermagor bis zum Villacher Becken. Der Talboden verläuft von etwa 1400 m Seehöhe im Bereich von Tilliach bis knapp unter 500 m in Villach (siehe [26]). Um den Schmelzprozess überwiegend unterhalb des Kammniveaus zu simulieren, wurde eine Ausgangsnulldgradgrenze von 2000 m gewählt.

Gleich wie im Inntal kann aus Abb. 7.13 der Verlauf der notwendigen Niederschlagsmengen und des Reduktionsfaktors entlang des Gail- und Lesachtals verfolgt werden. Dabei lässt sich die unterschiedliche Topographie des Lesachtals gegenüber dem Oberen Gailtal

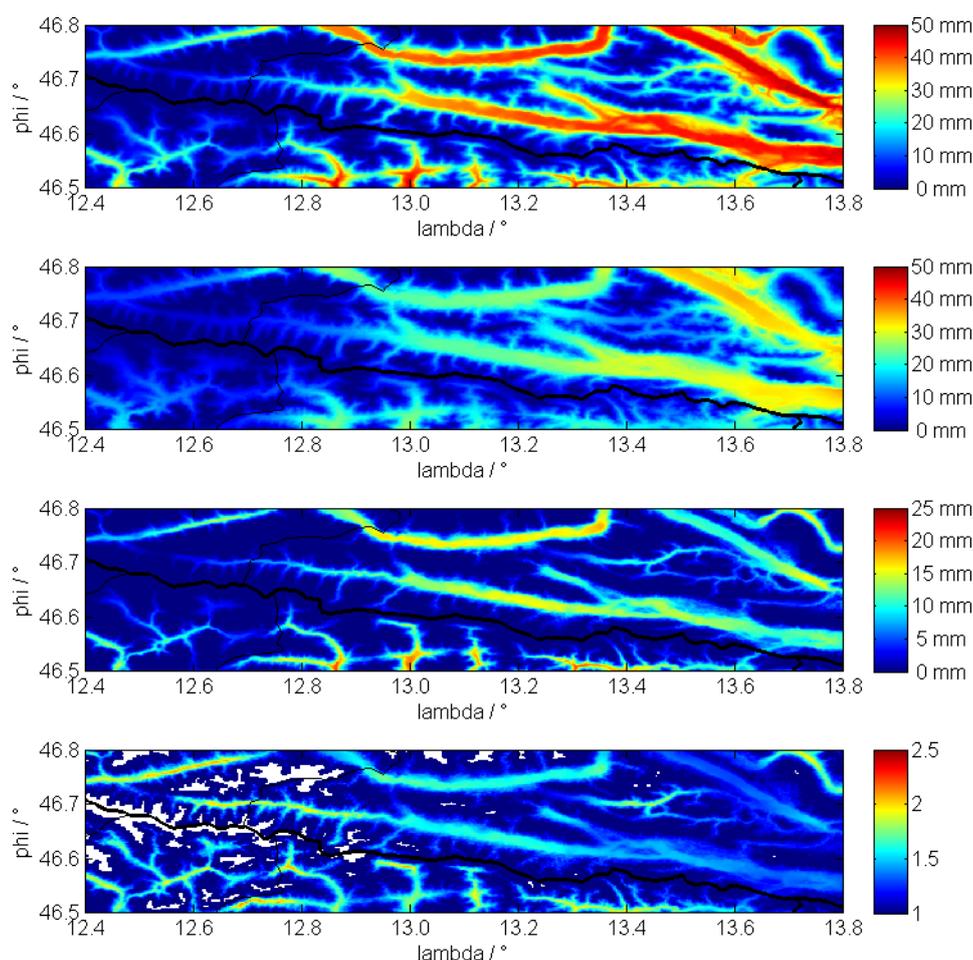


Abbildung 7.12.: Auswertung im Gailtal bei Ausgangsnullgradgrenze von 2000 m, [von o. nach u. - ohne TAF, mit TAF, Differenz, Reduktionsfaktor]

deutlich ablesen. Während westlich von Kötschach-Mauthen die Reduktionsfaktoren zunächst durchgehend über 1.8 liegen, sinken sie danach rasch unter 1.6, mit einem lokalen Minimum ziemlich genau auf Höhe Kötschach-Mauthens. Dieses Minimum lässt sich mit dem vorübergehend tieferen Kammniveau sowohl im Norden (Gailbergsattel 990 m) als auch im Süden (Plöckenpass 1357 m) erklären. In weiterer Folge nehmen die Reduktionsfaktoren kontinuierlich ab und sind bei der Mündung der Gail kurz vor Villach nur mehr bei Werten etwas über 1. Auch der Verlauf der notwendigen Niederschlagsmengen zeigt den ersten starken Anstieg beim Übergang des Lesachtals ins Obere Gailtal und einen weiteren deutlichen Anstieg bei Hermagor, wo der Beginn des Unteren Gailtals definiert ist. Absolut betrachtet steigen die benötigten Niederschlagsmengen von 8 mm in Maria Luggau auf über 40 mm in Villach an.

	Menge [mm]		Faktor	
	2000 m	1500 m	2000 m	1500 m
Lienz (669 m)	24	10	1.5	1.4
Greifenburg (644 m)	25	10	1.5	1.5
Maria Luggau (1173 m)	8	1	1.8	1.5
Kötschach-Mauthen (707 m)	22	8	1.6	1.6
Hermagor (602 m)	29	12	1.4	1.4
Villach (491 m)	42	18	1.1	1.2

Tabelle 7.5.: Ergebnisse in ausgewählten Orten im Bereich des Gailtals

Die Flächendarstellung in Abb.7.12 zeigt neben den teils hohen Reduktionswerten im Gailtal auch im weiter nördlich gelegenen Drautal ähnliche Ergebnisse. So kann trotz einer Nullgradgrenze von zunächst etwa 1500 m bei Niederschlägen über 10 mm in kurzer Zeit in Greifenburg im Drautal Schneeregen oder Schneefall möglich sein. Im Pustertal in Osttirol dominieren großteils Bereiche mit einer Halbierung der notwendigen Niederschlagsmenge gegenüber der Ebene. Zusätzlich liegt der Talboden in diesem Gebiet schon deutlich über 1000 m, wodurch man selbst bei ursprünglich recht hohen Ausgangsnulgradgrenzen die Möglichkeit von Schneefall bis ins Tal während eines Starkniederschlagsereignisses nicht ausschließen sollte.

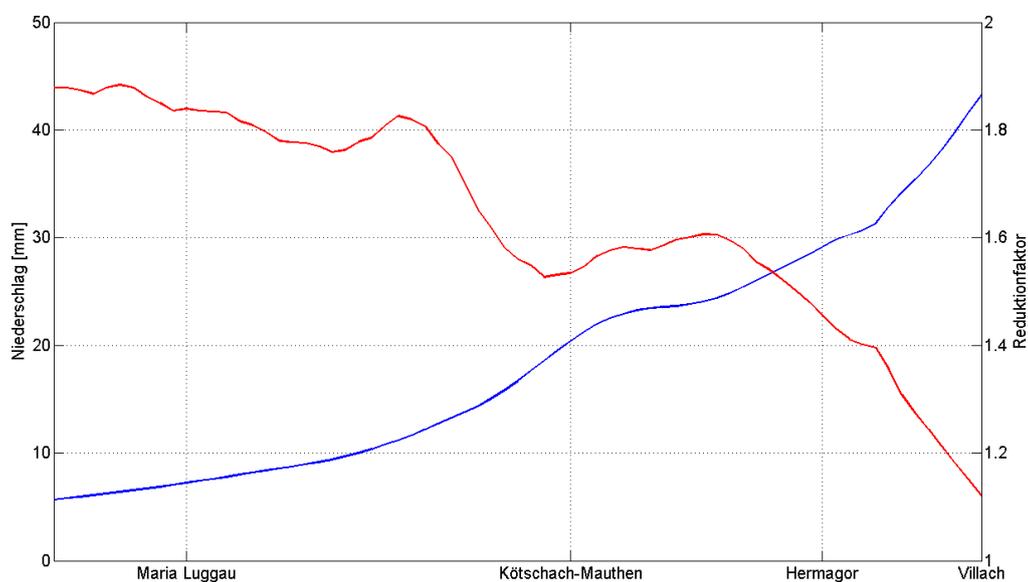


Abbildung 7.13.: Auswertung entlang des Gailtals bei einer Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m, [rot - Reduktionsfaktor, blau - Niederschlagsmenge]

## 8. Fazit

Nach Präsentation der speziellen Auswertungen im Ostalpenraum stellt sich nun die Frage, inwieweit es möglich ist, die Methodik für den operationellen Dienst anzuwenden bzw. welchen Nutzen der Meteorologe aus den Berechnungen ziehen kann. Dazu werden nachfolgend die Modellannahmen sowie Vorgangsweisen zur Bestimmung der Luftvolumsreduktion zusammengefasst, um die daraus entstehenden Unsicherheiten sowie Fehlerquellen noch einmal aufzuzeigen. Etwaige Lösungsansätze sowie eine Beispielprognose des Absinkeffekts im Anschluss bilden das Ende der Arbeit.

- Wärmebilanzgleichung
  - Die Wärmebilanzgleichung 5.1 vernachlässigt Advektionsprozesse. Somit wird angenommen, dass der gesamte Schmelzprozess in der selben Luftmasse erfolgt.
  - Wie numerische Auswertungen von Zängl und Unterstrasser [16] zeigen, verursacht die Linearisierung der Clausius-Clapeyron-Gleichung 5.2 eine leichte Unterschätzung der zum Absinken der Nullgradgrenze benötigten Niederschlagsmenge.
  - In der Realität schmilzt nicht der gesamte feste Niederschlag in der Luft. Bei Schneeregen erreichen einige Schneeflocken den Boden, wodurch die zum Schmelzen notwendige Energie teilweise auch dem Erdboden entzogen wird.
  - Für die Auswertungen wird eine gesättigte und feuchtadiabatische Luftschichtung angenommen. Unterhalb der Nullgradgrenze wird ein dementsprechender linearer Temperaturgradient von  $6.5K/km$  sowie eine relative Feuchte von 100% angesetzt.
- Luftvolumsreduktion
  - Die Berechnungsmethode der Luftvolumsreduktion mittels eines vordefinierten Einflussbereichs verursacht in bestimmten Talstrukturen Abweichungen von der Realität. Ist die Talbreite auf Höhe des Kammniveaus deutlich größer als der

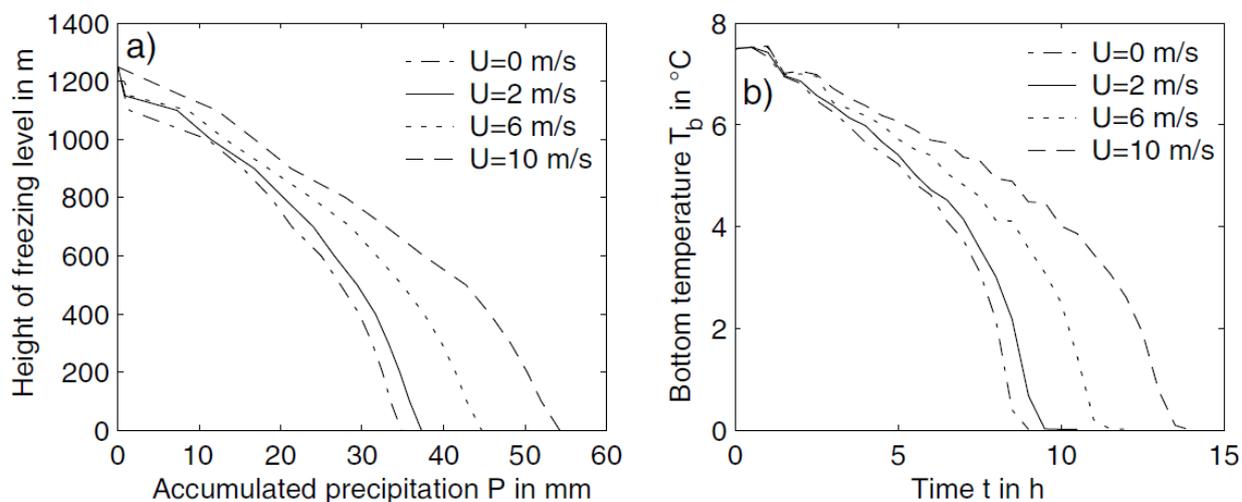


Abbildung 8.1.: Benötigte Niederschlagsmengen (a) sowie der Bodentemperaturverlauf (b) bei unterschiedlichen Advektionsgeschwindigkeiten [Niederschlagsrate  $4 \text{ mm} / \text{h}$ , Ausgangsnulgradgrenze  $1250 \text{ m}$ ][16]

Durchmesser des Einflussbereichs, so wird nicht das gesamte Talvolumen erfasst. Andererseits kann bei parallel angeordneten, schmalen Seitentälern der Einflussbereich bereits über das Kammniveau des einen Tals hinaus bis ins nächste Tal hineinreichen.

- Des Weiteren stellt der erhaltene Unterschied des Absinkens der Nullgradgrenze quer zur Talrichtung ein Problem bei der operationellen Umsetzung dar (vgl. Kap. 6). Die aussagekräftigsten Ergebnisse sind jeweils in Talmitte abzulesen, da dort das Talvolumen mit Hilfe des Einflussradius am genauesten erfasst wird.

Besonders die Vernachlässigung von Advektionsprozessen birgt große Unsicherheiten bezüglich des möglichen Absinkens der Schneefallgrenze. Um diese zu demonstrieren, haben Unterstrasser und Zängl [16] neben Auswertungen anhand der Wärmebilanzgleichung auch ein einfaches, zweidimensionales Modell basierend auf den inkompressiblen Boussinesq-approximierten Gleichungen aufgestellt. Komplettiert wird dieses Modell mit einem Feuchteschema, welches die Phasenübergänge sowie den Austausch der latenten Wärmemengen unterhalb der Nullgradgrenze beschreibt. Mit Hilfe des Modells können nun auch Simulationen mit Advektionsprozessen sowie unterschiedlichen Niederschlagsraten durchgeführt werden. Vereinfacht gesagt wird die Advektion dabei anhand einer Newtonschen Relaxation des Temperaturprofils in Abhängigkeit einer angenommenen Windgeschwindigkeit parametrisiert. Der Wind  $U$  wird dabei auf Kammniveau mit einer linearen Abnahme bis  $500 \text{ m}$

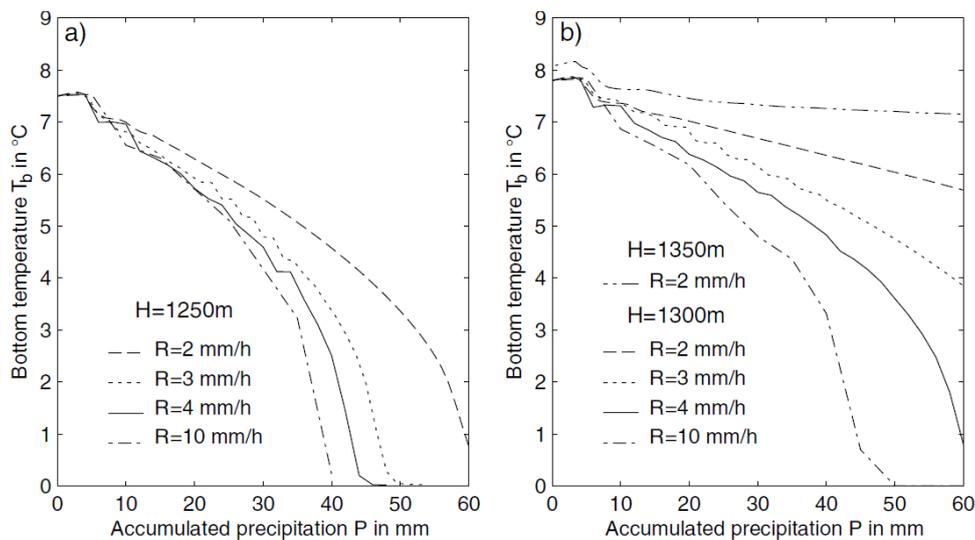


Abbildung 8.2.: Benötigte Niederschlagsmengen bei unterschiedlichen Niederschlagsraten sowie einer Advektionsgeschwindigkeit von  $6\text{ m/s}$  [Ausgangsnulgradgrenze  $1250\text{ m}$  (a),  $1350\text{ m}$  u.  $1300\text{ m}$  (b)] [16]

darunter simuliert (für detaillierte Informationen siehe Zängl und Unterstrasser [16]). Höhere Windgeschwindigkeiten führen zu höheren notwendigen Niederschlagsraten und -mengen um den Absinkprozess der Nullgradgrenze zu ermöglichen. In Abbildung 8.1a werden die Ergebnisse mit einer konstanten Niederschlagsrate von  $4\text{ mm/h}$ , aber unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten gezeigt. Dabei steigt die benötigte Niederschlagsmenge für das Absinken der Nullgradgrenze vom Ausgangsniveau in  $1250\text{ m}$  bis zum Boden von etwa  $35\text{ mm}$  ohne Advektion auf  $55\text{ mm}$  bei einer Advektionsgeschwindigkeit von  $10\text{ m/s}$  an. Eine alternative Darstellung bei gleichen Ausgangsbedingungen zeigt Abbildung 8.1b. Auf der Ordinate ist dabei die Temperatur am Boden in Abhängigkeit von der Niederschlagsdauer aufgetragen. Je höher die Advektionsgeschwindigkeit ist, desto länger muss der Niederschlag bei konstanter Rate von  $4\text{ mm/h}$  andauern, um die Temperatur auch am Boden auf  $0\text{ °C}$  abzusenken.

Die Sensibilität des Absinkprozesses bei Advektion in Bezug auf die Ausgangsnulgradgrenze lässt sich anhand von Abbildung 8.2 deutlich zeigen. Während in 8.2a selbst bei einer recht geringen Niederschlagsrate von  $2\text{ mm/h}$  die Temperatur am Boden kontinuierlich mit Fortdauer des Niederschlags absinkt, bleibt sie bei einer nur  $100\text{ m}$  höheren Ausgangsnulgradgrenze nach schwachem Absinken auf konstant hohem Niveau (siehe Abb. 8.2b). Der weitere Abkühlungsprozess durch den Entzug der Schmelzenergie wird in dieser Konstellation aufgrund der Advektionvorgänge verhindert.

Die erhebliche Beeinflussung der Advektion drängt die möglichen Fehler aufgrund der Linearisierung der Clausius-Clapeyron-Gleichung sowie des teilweise Schmelzens des Niederschlags erst am Boden eher in den Hintergrund. Vielmehr spielen die Prognosefehler des Wettervorhersagemodells an sich eine bedeutende Rolle. Werden etwa die zu erwartenden Niederschlagsmengen unter- oder überschätzt, so kann auch das daraus berechnete Absinken der Schneefallgrenze trotz geringer Advektionsvorgänge deutlich von der Realität abweichen. Insbesondere in windschwachen Tälern liegen in den Wintermonaten zudem oft Inversionen oder isotherme Luftschichtungen bereits vor Einsetzen des Niederschlags vor, wodurch die Annahme von Feuchtadiabatie die berechnete Niederschlagsmenge erheblich von der Realität abweichen lassen kann.

Die Problematik der Wahl des Einflussbereichs für die Berechnung der Luftvolumsreduktion wurde bereits in Kapitel 6 ausführlich diskutiert. Für die Auswertungen im Ostalpenraum wurde schließlich ein konstant großes 10 km x 10 km-Raster gewählt, obwohl dabei das Talvolumen nicht in allen Strukturen korrekt erfasst werden kann. Eine Möglichkeit, die Abweichungen von der Realität etwas zu reduzieren, kann die Berechnung mit unterschiedlichen Einflussradien sein. Die Luftvolumsreduktion wird dazu für jedes Gebiet mit beispielsweise 5 km, 8 km, 10 km und 12 km großen Bereichen ausgewertet, um dann die jeweils maximal erhaltenen Reduktionsfaktoren für die weiteren Berechnungen heranzuziehen. Leider können dadurch die unterschiedlichen Ergebnisse quer zur Talrichtung nicht verhindert werden. Je nach Darstellungsart des Effekts sind dazu weitere Überlegungen notwendig.

## 8.1. Prognosebeispiel zur Absenkung der Schneefallgrenze

Das wichtigste bei der Umsetzung der hier vorgestellten Methodik für prognostische Zwecke ist, dass der Meteorologe stets die zugrundeliegenden Modellannahmen im Hinterkopf hat. Nachfolgend wird eine mögliche Prognosevariante, angewendet im Südwesten Österreichs, vorgestellt. Die Aufgabenstellung ist dabei natürlich etwas anders als bei den gezeigten Auswertungen in Kapitel 7. Als Vorgabe dient in diesem Fall die Prognose der Nullgradgrenze sowie der zu erwartenden Niederschlagsmenge im jeweiligen Gebiet. Aus diesen beiden Parametern soll dann die mögliche Absinkhöhe der Schneefallgrenze unter Berücksichtigung eventueller Luftvolumsreduktionen bestimmt werden. Die weiteren Parameter wie beispielsweise die horizontale und vertikale Auflösung, die feuchtadiabatische

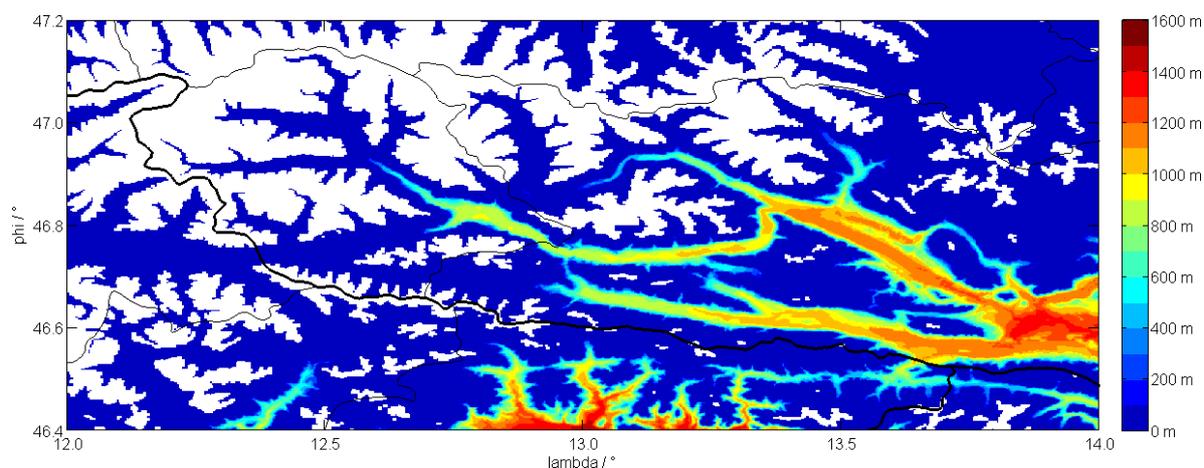


Abbildung 8.3.: Prognose der Schneefallgrenze über Grund im Südwesten Österreichs mit Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m Seehöhe nach 15 mm Niederschlag

Luftschichtung sowie die Größe des Einflussbereichs zur Berechnung der Luftvolumsreduktion werden gegenüber den Berechnungen in Kapitel 7 aber nicht verändert. In der Realität liefert das numerische Modell im Allgemeinen unterschiedliche Niederschlagsmengen und Nullgradgrenzen an den jeweiligen Gitterpunkten. Der Einfachheit halber beschränkt sich die gezeigte Prognose aber auf konstante Ausgangsinformationen über das gesamte Gebiet. Die Nullgradgrenze vor dem Schmelzprozess wird mit 2000 m festgelegt, zudem werden 15 mm Niederschlag im gesamten Bereich erwartet. In Abbildung 8.3 wird nun die Schneefall- bzw. Nullgradgrenze über Grund nach dem Schmelzprozess des Niederschlags dargestellt. Die weiß schraffierten Bereiche kennzeichnen dabei Gebiete, die schon eine Seehöhe über der Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m, aufweisen. Für den Meteorologen interessant sind hingegen die dunkelblauen Bereiche. Hier sinkt die Nullgrad- bzw. Schneefallgrenze während des Niederschlags durch den Entzug der Schmelzenergie auf 0 bis 100 m über Grund ab. Betrachtet man im Speziellen etwa das Pustertal in Osttirol, so ist entlang des Tals bis kurz vor Lienz ( $12.8^{\circ}E$ ,  $46.8^{\circ}N$ ) bei bodennah schwachen Advektionsbedingungen mit Schneefall bis zum Talboden zu rechnen. In Lienz selbst bleibt die Schneefallgrenze etwa 500 – 600 m über Grund. Bei einer Seehöhe von Lienz von 700 m entspricht dies einem absoluten Absinken von etwa 800 Metern. Die Auswertung des Absinkvorgangs im Gail- und Lesachtal in Oberkärnten bringt ebenfalls nützliche Informationen. So kann man bei 15 mm Niederschlag knapp westlich von Kötschach-Mauthen ( $13.00^{\circ}E$ ,  $46.68^{\circ}N$ ) zumindest kurzfristig bereits mit Schneefall bis zum Talboden rechnen. Laut Abbildung 7.13 sind für Kötschach selbst aber 22 mm notwendig um die Nullgradgrenze von 2000 m bis zum

Boden abzusinken, wodurch der Übergang von festen in flüssigen Niederschlag dort schon etwa 500 m über Grund stattfindet.

Die Aufgabe des Meteorologen besteht nun darin, diese Ergebnisse richtig zu interpretieren. Ist beispielsweise im Zuge einer Warmfront doch mit deutlicher Warmluftadvektion in großen Bereichen zu rechnen, so kann man ein Absinken der Schneefallgrenze ausschließen. Liegen andererseits in den Tälern Inversionen vor und sind die zu erwartenden Niederschlagsmengen aufgrund lokaler Staueffekte noch deutlich höher als vom Modell prognostiziert, muss man auch stärkere Auswirkungen des Schmelzeffekts in Betracht ziehen.

Diese Prognosevariante bringt dem Meteorologen also wertvolle Zusatzinformationen für seine Vorhersage. Der berechnete Absinkeffekt, kombiniert mit seiner Erfahrung in Bezug auf die tatsächlich zu erwartenden Niederschlagsmengen, eventuell vorherrschende Inversionen sowie mögliche Advektionsprozesse im betrachteten Gebiet, können zu deutlich verbesserten Prognosen der Schneefallgrenze führen. Die Berücksichtigung dieser weiteren, wichtigen Parameter für die operationelle Vorhersage erfordert jedoch kompliziertere Modellrechnungen und Annahmen. Zumindest die Niederschlagsdauer bzw. Niederschlagsrate sowie die Änderungen der Nullgradgrenze aufgrund von Advektionsvorgängen während des Ereignisses müssen dazu miteinbezogen werden. Des Weiteren wären Vergleiche von Berechnungen mit hochauflösenden numerischen Modellen in ausgewählten Gebieten ähnlich dem Modell von Unterstrasser und Zängl [16] mit Ereignissen in der Realität für zukünftige Untersuchungen interessant.

**Teil III.**

**Anhang**

# Abbildungsverzeichnis

1.1. Sättigungsdampfdruck über ebener, chemisch reiner Wasseroberfläche . . .	11
1.2. Typischer Verlauf des Temperaturprofils bei einem Warmfrontdurchzug . .	13
2.1. Schneefallgrenze, beobachtet in der Schweiz . . . . .	15
2.2. Aspirationspsychrometer nach Aßmann . . . . .	16
2.3. Relative Topographie 500 hPa / 1000 hPa in <i>gpdm</i> . . . . .	18
2.4. $\Theta_e(850hPa)$ . . . . .	22
4.1. Aufbau von MetGIS . . . . .	27
4.2. Geographische Lage der Stationen . . . . .	28
4.3. Fallstudie Innsbruck: 850 <i>hPa</i> $\Theta_E$ - und Bodendruckanalyse . . . . .	31
4.4. Fallstudie Innsbruck: Temperatur- und Niederschlagsverlauf . . . . .	32
4.5. Fallstudie Kötschach-Mauthen: 850 <i>hPa</i> Temperaturanalyse und 6-stündiger Niederschlag . . . . .	33
4.6. Fallstudie Kötschach-Mauthen: Temperatur- und Niederschlagsverlauf . . .	34
5.1. Idealisierte Talformen . . . . .	37
5.2. Absinken der Nullgradgrenze in unterschiedlicher Topographie . . . . .	41
6.1. Unterschied von TAF und DTAF . . . . .	44
6.2. Bestimmung der Flächen-Höhen-Verteilung . . . . .	45
6.3. Vergleich von numerischer und analytischer Berechnungsmethode . . . . .	48
7.1. Topographie Ostalpenraum . . . . .	51
7.2. Topographie Salzach- und Ennstal . . . . .	52
7.3. Auswertung im Bereich des Salzach- und Ennstals bei Ausgangsnulldrad- grenze von 2000 m . . . . .	53
7.4. Topographie Arlberg-Gebiet . . . . .	55
7.5. Auswertung im Arlberggebiet bei Nullgradgrenze von 2500 m . . . . .	56

---

7.6. Topographie Inntal . . . . .	58
7.7. Auswertung im Bereich des Inntals bei einer Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m . . . . .	59
7.8. Auswertung entlang des Inntals bei einer Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m	60
7.9. Topographie des Südostens von Österreichs . . . . .	61
7.10. Auswertung im Südosten Österreichs bei Ausgangsnulgradgrenze von 1500 m	62
7.11. Topographie Gailtal . . . . .	64
7.12. Auswertung im Gailtal bei Ausgangsnulgradgrenze von 2000 m . . . . .	65
7.13. Auswertung entlang des Gailtals . . . . .	66
8.1. Benötigte Niederschlagsmengen bei unterschiedlichen Advektionsgeschwin- digkeiten . . . . .	68
8.2. Benötigte Niederschlagsmengen bei unterschiedlichen Niederschlagsraten .	69
8.3. Prognose der Schneefallgrenze im Südwesten Österreichs . . . . .	71

# Tabellenverzeichnis

1.1. Wichtigste Niederschlagsarten . . . . .	12
2.1. Berechnete Feuchttemperatur . . . . .	17
2.2. Zusammenhang zwischen Schneefallgrenze und relativer Topographie . . .	21
4.1. Klimatologie von Innsbruck-Flughafen und Reisach . . . . .	29
4.2. Mittlere Differenz zwischen beobachteter und prognostizierter Temperatur und Schneefallgrenze . . . . .	30
5.1. Physikalische Kenngrößen bzw. Konstanten von Wasser und Luft . . . . .	39
5.2. Absinken der Nullgradgrenze bis zum Boden über der Ebene . . . . .	40
5.3. Vergleich Volumenreduktion und Niederschlagsreduktion . . . . .	42
7.1. Ergebnisse in ausgewählten Orten im Bereich des Salzach- und Ennstals . .	54
7.2. Ergebnisse in ausgewählten Orten im Arlberggebiet . . . . .	57
7.3. Ergebnisse in ausgewählten Orten im Bereich des Inntals . . . . .	60
7.4. Ergebnisse in ausgewählten Orten im Südosten Österreichs . . . . .	63
7.5. Ergebnisse in ausgewählten Orten im Bereich des Gailtals . . . . .	66

# Lebenslauf

## Persönliche Daten

Name: Christian Pehsl  
Geburtsdatum: 20. Jänner 1984 (Graz)  
Wohnsitz: Glaserweg 16a, 8053 Graz

## Ausbildung

09/1998 - 06/2003: HTBL u. VA Graz-Gösting, Technische Informatik  
09/2003 - 04/2004: Präsenzdienst, Henselkaserne, 9500 Villach  
10/2004 - 04/2008: TU-Graz, Technische Mathematik (Bakkalaureat)  
seit 10/2007: Universität Wien, Meteorologie

## Berufserfahrung

06/2007 - 09/2007: Ferialarbeiter, SAPPI GesmbH, 8101 Gratkorn  
06/2008 - 09/2008: Ferialarbeiter, SAPPI GesmbH, 8101 Gratkorn  
03/2009 - 07/2009: Universität Wien, Tutor Mikrometeorologie  
08/2009 - 09/2009: ZAMG Graz, Praktikum  
10/2009 - 09/2010: Universität Wien, Projektmitarbeiter  
seit 06/2010: ZAMG Graz, Meteorologe

## Weitere Kenntnisse und Fähigkeiten

Fremdsprachen: Englisch fließend in Wort und Schrift  
EDV-Kenntnisse: Windows, Linux, MS-Office, Matlab, C, Fortran  
Hobbies: Fußball, Skifahren, Wandern

# Danksagung

Zunächst möchte ich mich bei meinem Betreuer, Herrn O. Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker, für die zahlreichen Anregungen und Hilfeleistungen im Zuge dieser Arbeit sehr herzlich bedanken. Des Weiteren danke ich meinem Projektleiter, Herrn Dr. Gerald Spreitzhofer, für seine Unterstützung sowie die Zurverfügungstellung eines Arbeitsplatzes am Institut für Meteorologie und Geophysik in Wien während der Erstellung dieser Diplomarbeit.

Für teils anregende Diskussionen über die immer wieder auftauchenden, kleinen oder großen Probleme, das Korrekturlesen der Arbeit sowie die Unterstützung in programmier-technischen Angelegenheiten gebühren den Herren Mag. Michael Mayer und Mag. DI. Dr. Dieter Mayer und Frau Anna Holzmann mein besonderer Dank.

Im Speziellen bedanke ich mich an dieser Stelle natürlich auch bei meinen Eltern, die mir mit viel Geduld und finanzieller Unterstützung das Studium sowie die Verfassung dieser Arbeit erst ermöglicht haben.

# Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich diese Arbeit selbst verfasst, alle verwendeten Quellen zitiert und mich keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

---

Ort, Datum

---

Unterschrift

# Literaturverzeichnis

- [1] W. Findeisen. Die Entstehung der 0 Grad-Isothermie und die Fractocumulusbildung unter Nimbostratus. *Meteorologische Zeitschrift*, 57:49–54, 1940.
- [2] S. M. Gross, J. S. Kain, and M. E. Baldwin. The Melting Effect as a Factor in Precipitation-Type Forecasting. *Weather and Forecasting*, 15:700–714, 2000.
- [3] G. Hohenwarter. Absinken der Schneefallgrenze im Gailtal durch den Entzug von Schmelzwärme. Diplomarbeit, Universität Wien, 2007.
- [4] G. H. Liljequist and K. Cihak. *Allgemeine Meteorologie*. Friedr. Vieweg & Sohn, 1984.
- [5] J. A. Milbrandt, J. M. Thériault, R. E. Stewart, and M. K. Yau. On the simulation of winter precipitation types. *J. Geophys. Res.*, 111:D18202, 2006.
- [6] R. B. Montgomery. The Taylor diagram (temperature against vapor pressure) for air mixtures. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, A2:163–183, 1950.
- [7] R. Reed R. Wexler and J. Honig. Atmospheric cooling by melting snow. *Bull. Amer. Metro. Soc.*, 35:48–51, 1954.
- [8] H. Reuter, M. Hantel, and R. Steinacker. *Lehrbuch der Experimental Physik Band 7 - Erde und Planeten*, Kapitel 3: Meteorologie. Walter de Gruyter & Co, 2001.
- [9] J. B. Rohregger. Methoden zur Bestimmung der Schneefallgrenze. Diplomarbeit, Universität Wien, 2008.
- [10] G. Spreitzhofer. Spatial, temporal and intensity Characteristics of heavy snowfall events over Austria. *Journal of Theor. and Appl. Clim.*, 62:209–219, 1999.
- [11] G. Spreitzhofer. High-Resolution snow forecasts for Alpine regions, applying the Met-GIS Technology. Institute of Meteorology and Geophysics, University of Vienna, 2006.

- 
- [12] R. Steinacker. Über die Ursache sommerlicher Schneefälle in Alpentälern. *Proc. 16th Internat. Conference on Alpine Meteorology, Aix-Les-Bains*, Pp.:261–265, 1980.
- [13] R. Steinacker. Diagnose und Prognose der Schneefallgrenze. *Wetter und Leben*, 35:81–90, 1983.
- [14] R. Steinacker. *Atmospheric Convection: Research and operational forecasting Aspects*, Kapitel : Thermodynamic Aspects of Topography: the Role of Obstacles. Springer-WienNewYork, 2007.
- [15] R. Steinacker, M. Ratheiser, B. Bica, B. Chimani, M. Dorninger, W. Gepp, C. Lotteraner, S. Schneider, and S. Tschannett. A Mesoscale Data Analysis and Downscaling Method over Complex Terrain. *American Meteorological Society*, 134:2758–2771, 2006.
- [16] S. Unterstrasser and G. Zängl. Cooling by melting precipitation in Alpine Valleys: An idealized numerical modelling study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132:1498–1508, 2006.
- [17] J. M. Wallace and P. V. Hobbs. *Atmospheric Science - An Introductory Survey*. Academic Press, New York, 1977.
- [18] Website, 07.08.2010. <http://de.wikipedia.org/wiki/Salzach>.
- [19] Website, 07.08.2010. [http://de.wikipedia.org/wiki/Enns\\_%28Fluss%29](http://de.wikipedia.org/wiki/Enns_%28Fluss%29).
- [20] Website, 10.04.2010. <http://terra.nasa.gov/About/ASTER/>.
- [21] Website, 10.08.2010. <http://de.wikipedia.org/wiki/Inn>.
- [22] Website, 10.08.2010. [http://de.wikipedia.org/wiki/Mur\\_%28Fluss%29](http://de.wikipedia.org/wiki/Mur_%28Fluss%29).
- [23] Website, 12.05.2010. <http://www.wetter3.de>.
- [24] Website, 12.08.2010. <http://de.wikipedia.org/wiki/Arlberg>.
- [25] Website, 12.08.2010. [http://de.wikipedia.org/wiki/Klagenfurter\\_Beckeng](http://de.wikipedia.org/wiki/Klagenfurter_Beckeng).
- [26] Website, 13.08.2010. <http://de.wikipedia.org/wiki/Gailtal>.
- [27] Website, 13.10.2010. <http://www.sturmwetter.de/bilder/210209.jpg>.
- [28] Website, 14.05.2010. <http://www.zamg.ac.at/klima/klimadaten/>.

- [29] Website, 16.05.2010. <http://www.wetterzentrale.de/extern/fuchs/Fr04/Zykl-040318/RETOP-04031800.png>.
- [30] Website, 17.06.2010. [http://www.mesdan.com/img-lab/170\\_196C.jpg](http://www.mesdan.com/img-lab/170_196C.jpg).
- [31] Website, 24.04.2010. [http://meteo.sf.tv/sfmeteo/wwn/2009/big\\_20091218140834.jpg](http://meteo.sf.tv/sfmeteo/wwn/2009/big_20091218140834.jpg).
- [32] C. D. Whiteman. *Mountain Meteorology*. Oxf. Univ. Press, 2000.