

## Klimatologie der Schneefallgrenze im Alpenraum, abgeleitet aus Reanalysedaten

Institut für Meteorologie  
Universität für Bodenkultur



ProjektmitarbeiterInnen und AutorInnen des Berichts:

Herbert Formayer

Imran Nadeem

Beide vom Institut für Meteorologie der Universität für Bodenkultur, Wien

Diese Publikation sollte folgendermaßen zitiert werden:

Formayer, H., Imran, N. (2013): Klimatologie der Schneefallgrenze im Alpenraum, abgeleitet aus Re-analysedaten. Endbericht von StartClim2012.E in StartClim2012: Anpassung an den Klimawandel – erste Beiträge zur Umsetzung der österreichischen Anpassungsstrategie: BMLFUW, BMWF, ÖBF, Land Oberösterreich

Wien, im Juli 2013

StartClim2012.E

Teilprojekt von StartClim2012

Projektleitung von StartClim2012:

Universität für Bodenkultur, Department für Wasser – Atmosphäre – Umwelt

Institut für Meteorologie, Peter Jordan-Straße 82, 1190 Wien

URL: <http://www.austroclim.at/startclim/>

StartClim2012 wurde aus Mitteln des BMLFUW, des BMWF, der ÖBf und des Landes Oberösterreich gefördert.

## Inhaltsverzeichnis

<b>Kurzfassung</b>	-----	<b>5</b>
<b>Abstract</b>	-----	<b>5</b>
<b>E-1</b>	<b>Einleitung und Motivation</b> -----	<b>7</b>
<b>E-2</b>	<b>Datenmaterial und Methodik</b> -----	<b>8</b>
<b>E-2.1</b>	<b>Datengrundlage</b> -----	<b>8</b>
<b>E-2.2</b>	<b>Methodik</b> -----	<b>9</b>
<b>E-3</b>	<b>Ergebnisse</b> -----	<b>12</b>
<b>E-3.1</b>	<b>Ergebnisse Europa</b> -----	<b>12</b>
<b>E-3.2</b>	<b>Ergebnisse Alpenraum</b> -----	<b>15</b>
	<i>E-3.2.1 Mittlere Verhältnisse der Schneefallgrenze im Alpenraum</i> -----	<i>16</i>
	<i>E-3.2.2 Schwankungen bzw. Trends der Schneefallgrenze im Alpenraum</i> -----	<i>18</i>
<b>E-4</b>	<b>Schlussfolgerung</b> -----	<b>22</b>
<b>E-5</b>	<b>Literaturverzeichnis</b> -----	<b>24</b>
<b>E-6</b>	<b>Abbildungen</b> -----	<b>25</b>



## Kurzfassung

Schnee spielt eine wesentliche Rolle im Alpenraum. Neben seinen vielfältigen Auswirkungen auf Ökosysteme (Kälte- und Erosionsschutz, Wasserspeicher, Schneebruch, etc.) hat er auch eine enorme ökonomische Bedeutung. In diesem Projekt wurde die Entwicklung der Schneefallgrenze innerhalb der letzten 3 Dekaden für ganz Europa und im Detail für den Alpenraum untersucht. Hierfür wurden die meteorologischen Felder des Reanalysemodells ERA-INTERIM für den Zeitraum 1979-2011 physikalisch konsistent in Schneefallgrenzen bei Niederschlag umgerechnet und ausgewertet.

Für Europa zeigt sich, dass nur im Sommer ein einheitlicher Trend zu höheren Schneefallgrenzen festzustellen ist. In den anderen Jahreszeiten dominieren dekadische Schwankungen mit Abweichungen von mehr als 150 m gegenüber dem 30 jährigen Mittel.

Im Alpenraum selbst zeigen sich klare räumliche Strukturen bei der Schneefallgrenze, die im Winter am stärksten ausgeprägt sind. Der Alpenraum kann daher in vier Subregionen unterteilt werden.

- Kontinental
- Atlantisch/Kontinental
- Mediterran/Kontinental
- Maritim

Die für den Wintertourismus besonders wichtige Schneefallgrenze im Winter liegt beim Median in den kältesten Alpenregionen um mehr als 1000 m tiefer als in den Wärmsten. So liegt der Median in Nordostösterreich um die 600m, bei den Italienischen Alpenschigebieten um die 1200 m und in den Französischen sogar teilweise über 1500m.

Eine wichtige Erkenntnis dieser Studie für den Wintertourismus ist die hohe dekadische Variabilität der Schneefallgrenze im Winter. Zudem sind bisher die größten dekadischen Schwankungen nicht im Alpenraum aufgetreten. Diese „natürliche Variabilität“ von bis zu 1 °C innerhalb einer Dekade muss daher bei Betrachtungen zur Schneesicherheit unter Klimawandelbedingungen mit berücksichtigt werden.

## Abstract

Snow plays an important role within the Alpine region. Besides manifold implications to ecosystems (frost protection, water storage, snow damage, etc.) snow has an enormous economic impact. Within this project the development of the elevation where precipitation changes from snow to rain for whole Europe and in more detail for the Alpine region is analysed within the last 3 decades. These results are derived from the physically consistent calculation of the snow line at precipitation, based on the meteorological fields of the re-analyses model ERA-INTERIM for the period 1979-2011.

The analysis of the temporal development of the elevation of the snow line within the last three decades in Europe shows some surprising results.

Only the snow line in summer shows a continuous trend to higher regions within the period 1979-2011 in Europe, in all other seasons strong decadal variations can be seen, most pronounced in west-, middle- and south- Europe but no trend. Decadal anomalies can shift the snow line up to 200 m in both directions from the average conditions within the 30 year period.

Especially in winter a clear regional differentiation within the Alpine region can be seen. The Alpine region can be separated in four sub-regions:

- continental
- atlantic/continental
- mediterranean/continental
- maritime

One important insight of this study for winter tourism in Austria is, that there exists a very high decadal variability in the winter snow line in Europe. Up to now the highest decadal variations did not occur in the Alpine region but in the Balkan region and Great Britain. This variations reached values up to 150 m increase in snow line, which corresponds to an average temperature increase of 1 °C. This natural variability has to be considered in studies, focusing on the snow reliability under climate change conditions.

## E-1 Einleitung und Motivation

Schnee spielt eine wesentliche Rolle im Alpenraum. Neben seinen vielfältigen Auswirkungen auf Ökosysteme (Kälte- und Erosionsschutz, Wasserspeicher, Schneebruch, etc.) hat er auch eine enorme ökonomische Bedeutung. Hierzu zählen einerseits die Kosten für die diversen Winterdienste, um Straßen und Schienenverbindungen im Winter aufrecht zu erhalten, Schutzmaßnahmen gegen Lawinen, aber auch Baunormen. Andererseits ist Schnee eine wesentliche Basis für den alpinen Wintertourismus. Bei vielen Anpassungsmaßnahmen in verschiedenen Wirtschaftssektoren spielt daher die Information über die Schneeverhältnisse eine wesentliche Rolle.

Für den Aufbau einer Schneedecke spielt die Schneefallgrenze eine wesentliche Rolle. Bei vielen Klimafolgenforschungsarbeiten wird häufig die Schnee-(fall)-grenze als Funktion der Seehöhe angesetzt (z.B. OECD 2007). Aufgrund der Temperaturabnahme mit der Seehöhe (zumindest oberhalb der winterlichen Inversionen) stimmt dieser Ansatz recht gut für die Schneeschmelze. Bei der Schneefallgrenze ist es jedoch essentiell, welche Luftmassen für die Niederschlagsbildung verantwortlich sind. Luftmassen, die im Winter Feuchtigkeit vom Atlantik oder dem Mittelmeer nach Österreich bringen, sind im Schnitt 4 Grad wärmer als Luftmassen, die Feuchtigkeit aus dem Nord- und Ostseeraum bringen (Formayer und Haas 2011). Für den Schneedeckenaufbau ist daher nicht nur die Seehöhe, sondern auch die niederschlagsbringende Luftmasse relevant. Im Alpenraum kommt es aufgrund von Gebirgseffekten (Umströmung, Luv/Lee Effekte) zu einer klaren regionalen Differenzierung, welche Luftmassen Niederschlag bringen. Bei einer Bewertung von Schneeverhältnissen und insbesondere bei den zukünftigen Trends im Alpenraum sollte daher diese regionale Differenzierung unbedingt mitberücksichtigt werden.

Ziel des Projektes ist es, eine flächendeckende Klimatologie der Schneefallgrenze im Alpenraum zu erstellen, bei der zur Ableitung der Schneefallgrenze die realen thermischen Bedingungen während des Niederschlagsereignisses herangezogen werden. Die Analysen beziehen sich sowohl auf Jahreszeiten als auch auf die Einzelmonate. Es werden sowohl die mittleren Verhältnisse (Median der Seehöhe der Schneefallgrenze) als auch interessante Perzentile, etwa die 90 % Perzentile, die einen gesicherten Schneedeckenaufbau sicherstellt, untersucht. Durch die räumliche Differenzierung der Schneefallgrenze kann gezeigt werden, welche Luftmassen in den alpinen Regionen in den Wintermonaten für Niederschlag verantwortlich sind und wie groß die thermischen Unterschiede zwischen den niederschlagsbringenden Luftmassen sind. Durch den Vergleich der letzten Dekaden kann die bisherige Auswirkung des Klimawandels auf die Schneefallgrenze räumlich differenziert quantifiziert werden.

Basis für die Berechnung der Schneefallgrenze sind die Ergebnisse des Reanalysemodells ERA-INTERIM. Bei einem befriedigenden Ergebnis des Modellansatzes kann diese Methodik auch auf regionale Klimamodellergebnisse angewendet werden und es stünde ein Werkzeug zur Verfügung, welches eine komplexe Analyse der Auswirkungen des Klimawandels auf die Schneefallgrenze im Alpenraum ermöglichen würde.

## E-2 Datenmaterial und Methodik

### E-2.1 Datengrundlage

Die Berechnung der Höhe der Schneefallgrenze erfolgt aus der Feuchttemperatur. Das Schmelzen einer Schneeflocke erfolgt bei einer Feuchttemperatur von 0°C. Die Feuchttemperatur wird mit einem, mit Wasser befeuchteten und ventilierten, Thermometer gemessen und berücksichtigt nicht nur die Temperatur, sondern auch die Luftfeuchtigkeitsverhältnisse. Die Feuchttemperatur und damit die Schneefallgrenze (Feuchttemperatur = 0°C) kann direkt aus der äquivalentpotentiellen Temperatur durch zwei Schritte berechnet werden. In einem ersten Schritt wird bestimmt, bei welcher Äquivalenttemperatur die Feuchttemperatur 0°C beträgt und im zweiten Schritt wird aus der äquivalentpotentiellen Temperatur berechnet, in welcher Seehöhe diese Äquivalenttemperatur erzeugt wird:

**Formel 1** 
$$T_e = T_f + L m_s(T_f)$$

$$\Theta_e = T_e \left( \frac{p_0}{p} \right)^\kappa$$

$\Theta_e$  = Äquivalentpotentielle Temperatur

$T_e$  = Äquivalenttemperatur

$p$  = Luftdruck auf Messhöhe

$p_0$  = Luftdruck auf Meeresniveau

$\kappa$  =  $R_d/c_p$

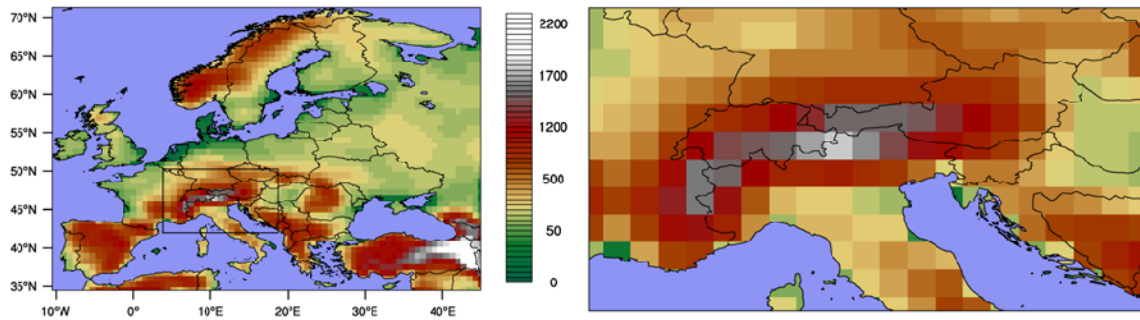
$L$  = Verdunstungsenergie (2400 kJ/kg {bei 25 °C} bis 2600 kJ/kg {bei -40 °C})

$m_s(T_f)$  = Sättigungsmischungsverhältnis von Wasserdampf zu trockener Luft (kg/kg) bei gegebener Feuchttemperatur.

Formayer und Haas (2011) haben gezeigt, dass diese Methodik mit Stationsdaten auf Stundenbasis gut funktioniert. Problematisch ist jedoch, dass im Winter häufig eine Entkoppelung der bodennahen Luftschichten und der freien Troposphäre (Inversionen) erfolgt. Um diese Problematik zu reduzieren, wurden von Formayer und Haas nur Stundenbeobachtungen verwendet, in denen die Niederschlagsintensität mindestens 0.3 mm pro Stunde beträgt. Bei derartigen Niederschlagsintensitäten kann man Großteils von einem Ausräumen der bodennahen Inversion ausgehen.

Besser ist es, die thermischen Verhältnisse aus der freien Troposphäre direkt zu verwenden. Leider sind direkte Messungen mittels Radiosonden sowohl zeitlich als auch räumlich zu selten, um hier eine Verwendung zu ermöglichen. Als meteorologische Datenbasis wurden daher die Reanalysedaten ERA-INTERIM (Dee et al., 2011) verwendet. Diese stehen mit einer räumlichen Auflösung von 0,7 ° und zeitlich alle 3 Stunden seit 1979 zur Verfügung. In Abb.E-1 sind die Auswerteregionen Europa und Alpenraum dargestellt. Die Seehöhenangaben sowie die Rastergröße entsprechen der Auflösung der ERA-INTERIM Daten.





**Abb.E-1:** Regionsauswahl für die Analyse. Links Europa, rechts die Alpenregion. Es wurden jeweils nur die Werte über Landflächen analysiert. Die Seehöhenangaben und die Rasterzellengröße entspricht der ERA-Interim Topografie.

## E-2.2 Methodik

Aufgrund der Datenassimilation von Radiosondenmessungen sollten die Temperatur, der Luftdruck und die relative Feuchte in den Reanalysedaten gut abgebildet sein und eine zuverlässige Berechnung der Feuchttemperatur ermöglichen. Aus den Temperatur- und Feuchtwerten der Standarddruckflächen (1000, 925, 850 und 700 hPa) wird die Feuchttemperatur aus Formel 1 berechnet und die Schicht bestimmt, in der die Feuchttemperatur Null Grad unterschreitet. Eine Berechnung der Schneefallgrenze erfolgte nur für Gitterzellen, die zumindest einen 3 h Niederschlag von 0.5 mm aufweisen. Dieser Grenzwert wurde eingeführt, da Reanalysemodelle sehr häufig Spuren von Niederschlägen aufweisen und damit der Rechenaufwand markant gestiegen wäre.

Die Berechnung der Seehöhe, bei der die Feuchttemperatur 0 °C erreicht, erfolgt anhand der Temperatur und der Luftfeuchtigkeit der Hauptdruckflächen zwischen denen die Nullgradgrenze liegt. Iterativ werden, beginnend von der Hauptdruckfläche, auf der die Feuchttemperatur unter 0 °C liegt, in 1 hPa Schritten (~ 10 m) die neuen Temperatur und Feuchtwerte berechnet, wobei der Vertikalgradient der Temperatur und der Luftfeuchtigkeit aus den Werten der Hauptdruckflächen, zwischen denen die Nullgradgrenze liegt, und der Seehöhe dieser Druckflächen bestimmt. Mittels Formel 1 wird die Feuchttemperatur berechnet und sobald die Feuchttemperatur 0 °C übersteigt die Iteration beendet. Die Genauigkeit der Seehöhenberechnung der Schneefallgrenze liegt daher besser als 1hPa bzw. ~ 10 m.

Zudem erfolgt eine Korrektur des Temperaturgradienten proportional der Niederschlagsintensität für Seehöhen, die unterhalb der Seehöhe des Geländemodells von ERA-INTERIM liegen. Wie in Abb.E-1 ersichtlich ist, werden aufgrund der groben Auflösung des Reanalysemodells keine Alpentäler aufgelöst. Um dennoch Angaben zu Schneefallgrenzen etwa im Inntal bei Innsbruck bei 700 m Seehöhe machen zu können, muss berücksichtigt werden, dass die Angaben der Temperatur auf Druckniveaus unterhalb der Topografie (bei Innsbruck die 925 und 1000 hPa) zwar eine Vertikalkorrektur berücksichtigen, aber nicht den Kühleffekt durch das Schmelzen der Schneeflocken.

Die Energie, die zum Schmelzen des gesamten Niederschlags benötigt wird, ergibt sich aus Formel 2. Sobald bei der Iteration eine 10 m Schicht erreicht wird, wo die Feuchttemperatur über 0 C° steigt, beginnt die Korrektur nach Formel 3. Die Korrektur wird so lange durchgeführt, bis der gesamte Niederschlag geschmolzen ist. Diese Schmelzkorrektur ist nur für Seehöhen unterhalb der ERA-INTERIM Topografie notwendig, da in den Modellschichten oberhalb der Topografie die Schmelzenergie im Modell berücksichtigt wird.

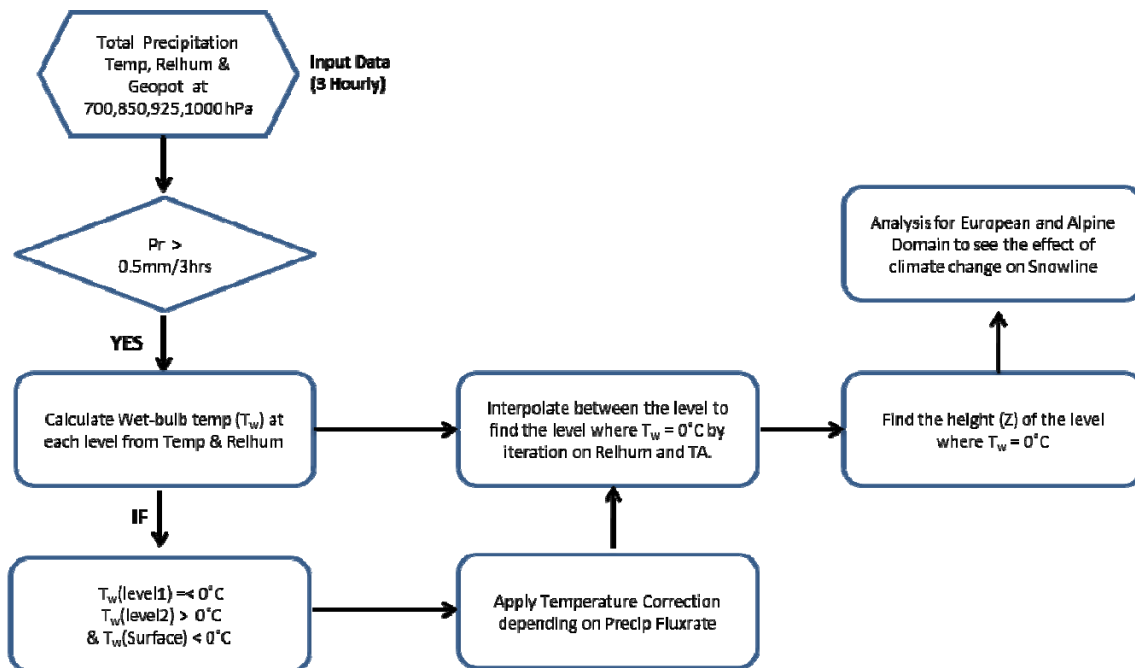
**Formel 2** 
$$Es = RR * s$$

Es = Energie, die zum Schmelzen benötigt wird.  
 RR = Niederschlagsrate kg/3h  
 s= Schmelzenergie 333,5 kJ/kg

**Formel 3** 
$$Es(i + 1) = Es(i) - \left( \frac{M(i)}{cp * (Tf(i) - 273.15)} \right)$$

Es(i) = Benötigte Schmelzenergie vor dem Schmelzen in Schicht i  
 Es(i+1) = Benötigte Schmelzenergie nach dem Schmelzen in Schicht i  
 M(i) = Masse der Luft in Schicht i  
 cp = 1005 kJ/kg\*K  
 Tf(i)

In Abb. E-2 ist der gesamte Ablauf der Berechnungen als Flussdiagramm zusammen gefasst.



**Abb. E-2:** Schema für die Berechnung der Höhe der Schneefallgrenze aus den ERA-Interim Feldern unter Berücksichtigung der Schmelzenergie für Seehöhen unterhalb der ERA-Interim Topografie.

Die Auswertung der Ergebnisse erfolgte sowohl saisonal als auch auf Monatsbasis. Es werden einerseits die Anteile des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag auf konstanter Seehöhe (500 m, 1000m, 1500 m, 2000 m) durchgeführt, andererseits werden die Seehöhen analysiert, bei denen interessante Perzentile (25, 50, 75, 90) des Schneeanteils erreicht werden. Die Berechnung erfolgt für die Seehöhe der Schneefallgrenze sowohl durch einfaches arithmetisches Mittel, als auch massengewichtet. Bei der Auswertung der Temperatur in 700 hPa bei Niederschlagsereignissen wurde keine

Massengewichtung durchgeführt, sondern die Temperatur jedes Zeitschrittes mit Niederschlag gleich gewichtet.

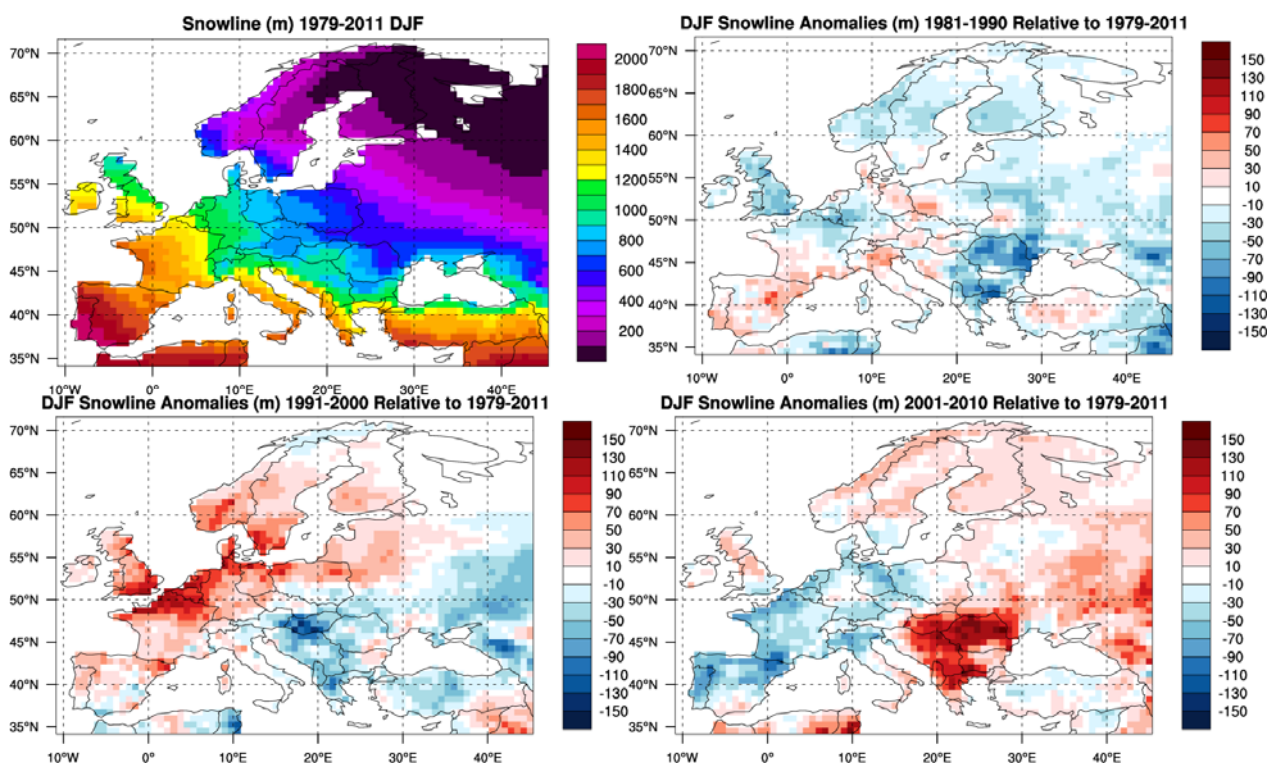
Neben den 30jährigen Klimatologien werden auch Vergleiche der einzelnen Dekaden (1980er, 1990er, 2000er) durchgeführt. Es wird auch untersucht, ob es Unterschiede bei der Temperaturentwicklung bei Niederschlägen und generell gibt. Dies kann Aufschlüsse geben, ob es Verschiebungen bei den niederschlagsbringenden Luftmassen im Alpenraum gegeben hat.

Die Qualität der ERA-INTERIM Felder hinsichtlich Temperatur, Höhe der Druckflächen und auch der Luftfeuchte ist sicherlich ausreichend für eine belastbare Berechnung der Schneefallgrenze. Kritischer zu betrachten sind die Niederschlagsfelder. Diese werden nicht durch Beobachtungsassimilation korrigiert, sondern beruhen allein auf den Modellberechnungen. Speziell in Gebirgsregionen zeigen Vorhersagemodelle gewisse Schwierigkeiten bei der Niederschlagsvorhersage. Zudem ist die räumliche Auflösung von  $0.7^\circ$  zu grob, um die komplexen Niederschlagsverhältnisse im Alpenraum adäquat abzubilden. Dies könnte Rückwirkungen auf die Niederschlagsgewichtung haben. Für eine europaweite Analyse und eine Betrachtung des Alpenraums als Ganzes und in vier Teilregionen sollte die Qualität der Niederschlagsmodellierung jedoch ausreichen. Eine Detailanalyse der Feinstrukturen im Alpenraum ist jedoch mit diesen Daten nicht möglich.

## E-3 Ergebnisse

### E-3.1 Ergebnisse Europa

Die Ergebnisse der Seehöhenanalyse der Schneefallgrenze in Europa zeigen sehr klare Unterschiede zwischen den Jahreszeiten. In den Abbildungen Abb. E-3 bis E-7 sind die mittleren Seehöhen (arithmetisches Mittel) für die vier Jahreszeiten dargestellt. Bei diesen Abbildungen ist links oben jeweils der Absolutwert der Schneefallgrenze für den gesamten Analysezeitraum 1979-2011 dargestellt. Rechts oben die Abweichung vom Mittelwert für die Dekade 1981-1990, links unten für die Dekade 1991-2000 und rechts unten für die Dekade 2001-2010.

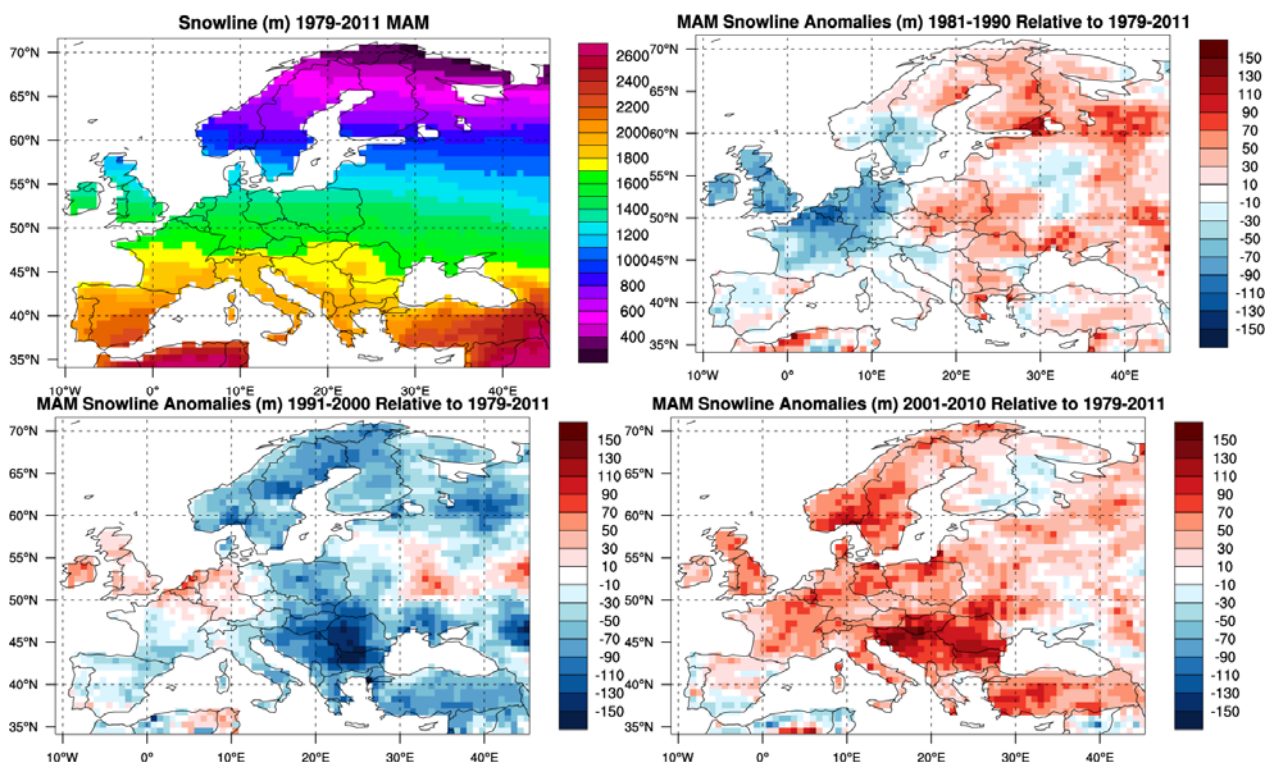


**Abb. E-3:** Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (arithmetisches Mittel) im Winter (DJF) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 (links oben), sowie die Abweichungen von diesem Mittelwert in den 1980er Jahren (rechts oben), 1990er Jahren (links unten) und den 2000er Jahren (rechts unten). Alle Angaben in Meter Seehöhe.

Im Winter (Abb. E-3) zeigt die Schneefallgrenze einen starken süd-west/nord-ost Gradienten, wobei die mittlere Schneefallgrenze auf der Iberischen Halbinsel Werte um 2000 m erreicht und in Nordskandinavien und Russland sogar unter das Meeresniveau sinkt. Der Alpenraum selbst liegt genau im Übergangsbereich der stark maritim beeinflussten Teile des Kontinents und der stärker kontinental beeinflussten Teile. Die einzelnen Dekaden zeigen sehr unterschiedliche Anomalien. Nur in Nordskandinavien und Osteuropa kann ein einheitlicher Trend ausgemacht werden. Hier zeigen die 80er Jahre tiefere Schneefallgrenzen (blaue Farbe) und die 2000er Jahre höhere Schneefallgrenzen (rote Farbe). Maximal ist dieser Trend auf dem Balkan, wo in den 80er Jahren die Schneefallgrenze mehr als 100 m tiefer lag, als im Mittel, und in den 2000er Jahren mehr als 100 m höher. In West- und Mitteleuropa kann kein einheitlicher Trend über den gesamten Zeitraum festgestellt werden. In Westeuropa und Südschweden zeigen die 90er

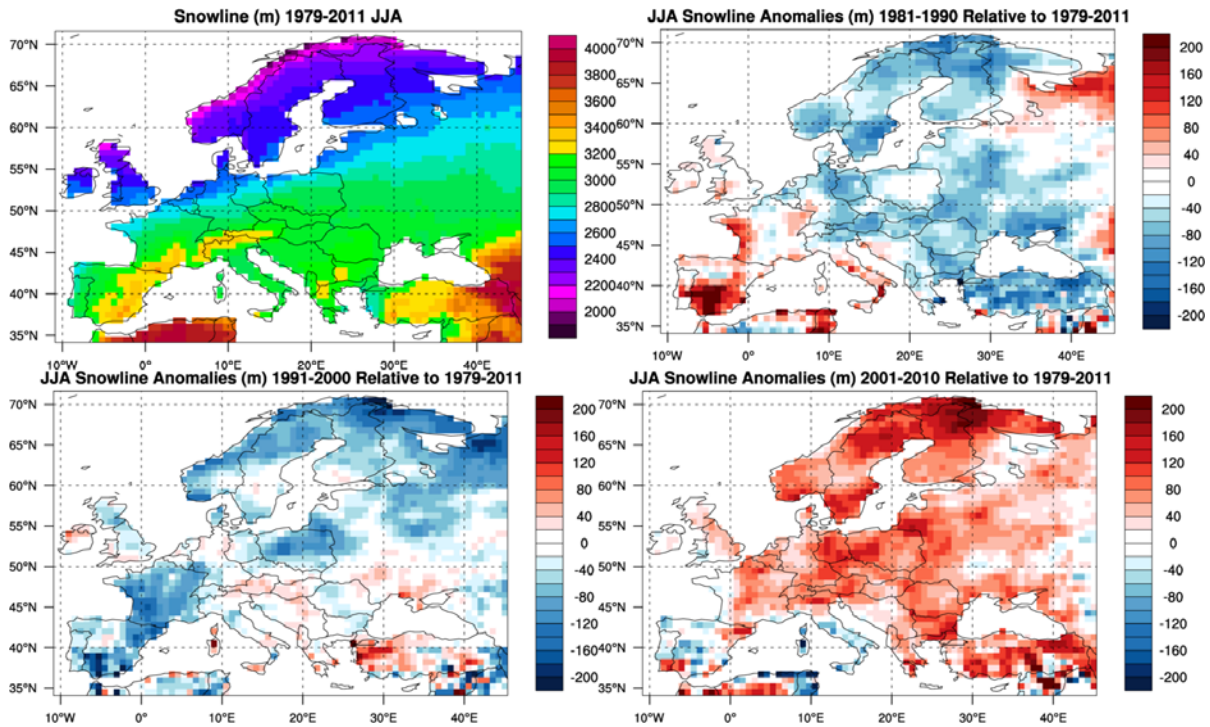
Jahre eine positive Anomalie mit Schneefallgrenzen um die 100 m über dem Mittel und die 2000 Jahre eine negative Anomalie im Bereich von 80 m. Auffällig ist, dass bisher im Alpenraum noch keine derartig starken Anomalien auf dekadischer Zeitskala zu beobachten waren.

Im Frühjahr (MAM, Abb. E-4) zeigt die Schneefallgrenze eine stärkere Breitengradabhängigkeit als im Winter. In dieser Jahreszeit spielt die Sonneneinstrahlung eine stärkere Rolle als der Kontinentalitätseffekt. Im südlichen Mittelmeerraum liegt die mittlere Schneefallgrenze bei rund 2400 m und in Nordskandinavien werden noch Werte um 200 m erreicht. Auch im Frühjahr gibt es keinen einheitlichen Trend für die Schneefallgrenze in Europa. Auffällig ist, dass in den 90er Jahren in weiten Teilen Skandinaviens und Mittel- und Osteuropas deutlich unterdurchschnittliche Schneefallgrenzen (bis zu 150 m am Balkan) zu beobachten waren. Allein der Raum Großbritannien, Frankreich und Benelux zeigt eine kontinuierliche Entwicklung mit tiefen Schneefallgrenzen in den 80ern und hohen in den 2000ern.



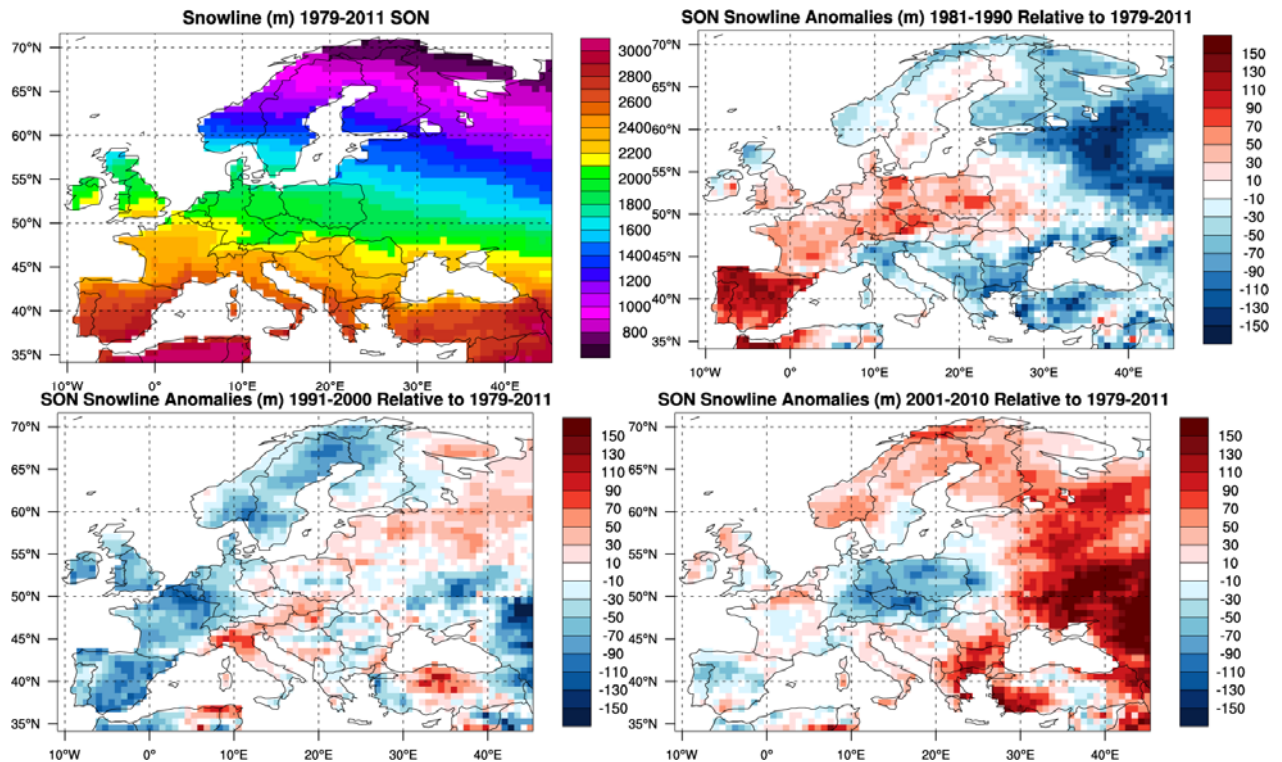
**Abb. E-4:** Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (arithmetisches Mittel) im Frühjahr (MAM) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 (links oben), sowie die Abweichungen von diesem Mittelwert in den 1980er Jahren (rechts oben), 1990er Jahren (links unten) und den 2000er Jahren (rechts unten). Alle Angaben in Meter Seehöhe.

In den Sommermonaten (JJA, Abb. E-5) ist die Schneefallgrenze in Europa ebenfalls Breitenkreisparallel. Auf der Iberischen Halbinsel und der Türkei liegen die Werte bei 3600 m und in den nördlichsten Teilen Skandinaviens können Werte knapp unter 2000 m erreicht werden. Der Großteil von Kontinentaleuropa zeigt im Sommer einen kontinuierlichen Anstieg der Schneefallgrenze, sodass die Schneefallgrenze in den 2000er Jahren rund 200 m höher liegt als in den 80er Jahren. Im Alpenraum hat dieser Anstieg der sommerlichen Schneefallgrenze sicherlich wesentlich zu dem beobachteten Gletscherrückgang beigetragen. Lediglich auf der Iberischen Halbinsel und in Frankreich zeigen die 90er Jahre tiefere Schneefallgrenzen.



**Abb. E-5:** Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (arithmetisches Mittel) im Sommer (JJA) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 (links oben), sowie die Abweichungen von diesem Mittelwert in den 1980er Jahren (rechts oben), 1990er Jahren (links unten) und den 2000er Jahren (rechts unten). Alle Angaben in Meter Seehöhe.

Im Herbst (SON, Abb. E-6) ist die Struktur der Schneefallgrenze in Europa sehr ähnlich der im Frühjahr, wobei die Absolutwerte im Mittelmeerraum bei 2800 m liegen und in Nordskandinavien knapp unter 800 m. Ein kontinuierlicher Trend kann in dieser Jahreszeit vor allem in Osteuropa und Russland beobachtet werden. Westeuropa von der iberischen Halbinsel bis Skandinavien zeigte in den 90er Jahren eine deutliche negative Anomalie (verbreitet -100 m) und in Mitteleuropa einschließlich der Alpen eine negative Anomalie in den 2000er Jahren.



**Abb. E-6:** Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (arithmetisches Mittel) im Herbst (SON) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 (links oben), sowie die Abweichungen von diesem Mittelwert in den 1980er Jahren (rechts oben), 1990er Jahren (links unten) und den 2000er Jahren (rechts unten). Alle Angaben in Meter Seehöhe.

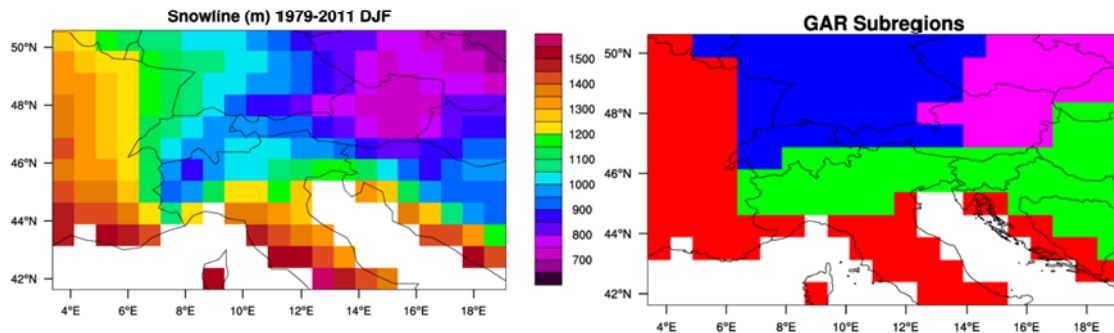
### E-3.2 Ergebnisse Alpenraum

Wie aus den Karten für Europa ersichtlich, befindet sich der Alpenraum im Übergangsbereich von maritim dominierten Gebieten Europas zu kontinental dominierten Gebieten. Der Einfluss des Kontinents auf die Witterungsverhältnisse ist maximal im Winter, da hier die thermischen Unterschiede zwischen Atlantik bzw. Mittelmeer und der Eurasischen Landmasse maximal sind. Dadurch sind auch die räumlichen Unterschiede bei der Schneefallgrenze im Alpenraum in dieser Jahreszeit ebenfalls maximal. In Abb. E-7 ist die mittlere Seehöhe der Schneefallgrenze für den Winter im Alpenraum dargestellt und die daraus abgeleitete Einteilung in Subregionen. Insgesamt haben wir folgende vier Subregionen identifiziert:

- Kontinental (Magenta)
- Atlantisch/Kontinental (Blau)
- Mediterran/Kontinental (Grün)
- Maritim (Rot)

Die Kontinentale Subregion umfasst Nordost Österreich sowie weite Teile Tschechiens und der Slowakei. Die mittlere Schneefallgrenze liegt hier im Winter rund um 700 m. Die Atlantisch/Kontinentale Subregion umfasst Tirol, Vorarlberg und Teile Salzburgs, sowie die Nordschweiz und den Alpennahe Bereich Deutschlands. Hier liegt die Winterschneefallgrenze bei rund 1100 m. Mediterran/Kontinental sind die österreichischen Bereiche südlich des Alpenhauptkamms, die alpinen Bereiche Italiens und Sloweniens, sowie die alpennahen Bereiche Kroatiens und Ungarns. Die Schneefallgrenze liegt hier im Winter etwas tiefer als in der Atlantisch/Kontinentalen Region (~1000m), was allein durch den Jänner verursacht wird. In den Monaten außerhalb des Winters liegt die Schneefallgrenze

ze 100 bis 200 m höher als in der Atlantisch/Kontinentalen Region. Dies dürfte an dem unterschiedlichen Jahresgang der Wassertemperaturen im Atlantik und im Mittelmeer liegen. Zu der maritimen Zone gehören die Französischen Teile der Alpen, die Seealpen, sowie die Übergänge zum Apennin und dem Dinarischen Gebirge.



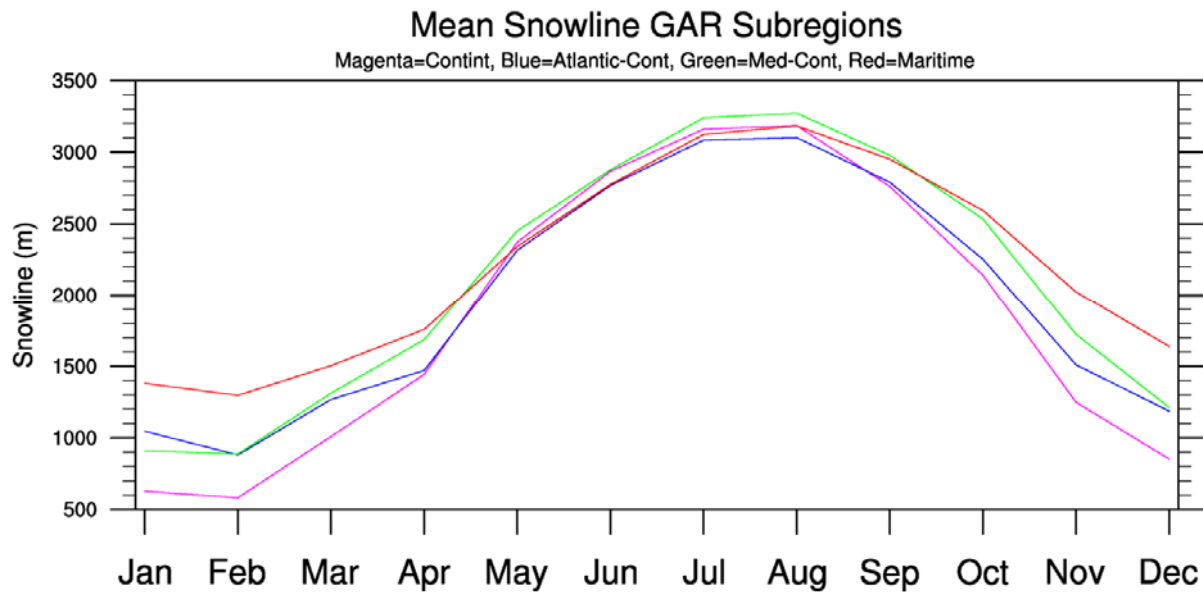
**Abb. E-7:** Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (Median) im Winter (DJF) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 im Alpenraum (links) und daraus abgeleitete Regionseinteilung. Magenta = Kontinental, Blau = Atlantisch/Kontinental, Grün = Mediterran/Kontinental und Rot = Maritim

### **E-3.2.1 Mittlere Verhältnisse der Schneefallgrenze im Alpenraum**

Die Schneefallgrenze zeigt im Alpenraum einen ausgeprägten Jahresgang (Abb. E-8). Dieser ist in der Kontinentalregion am stärksten ausgeprägt und reicht von knapp 500 m im Februar bis etwa 3100 m im Juli und August. In der Maritimen Region liegt die Sommerschneefallgrenze ebenso bei etwa 3100 m jedoch das Minimum im Februar liegt bei etwa 1300 m. In den beiden Übergangsregionen liegt das Winterminimum bei etwa 1000 m und das Sommermaximum ebenfalls knapp über 3000 m. Die Unterschiede in der Schneefallgrenze zwischen den Regionen sind somit im Winter maximal, wobei sie in der Kontinentalregion um etwa 400 bis 500 m tiefer liegen als in den Übergangsregionen und sogar um die 800 m tiefer als in der Maritimen Region. Damit sind die niederschlagsbringenden Luftmassen in der Kontinentalregion um etwa 5 Grad kälter als in der Maritimen Region und immerhin noch etwa 2 Grad kälter als in den Übergangsregionen.

In den Sommermonaten verschwindet der Unterschied zwischen den Regionen faktisch und von Mai bis August liegt die Schneefallgrenze in der Kontinentalregion sogar etwas höher als in der Atlantisch/Kontinentalen Region. Dies liegt einerseits an den geringeren Luftmassenunterschieden im Sommer, als auch am hohen Anteil an konvektivem Niederschlag.

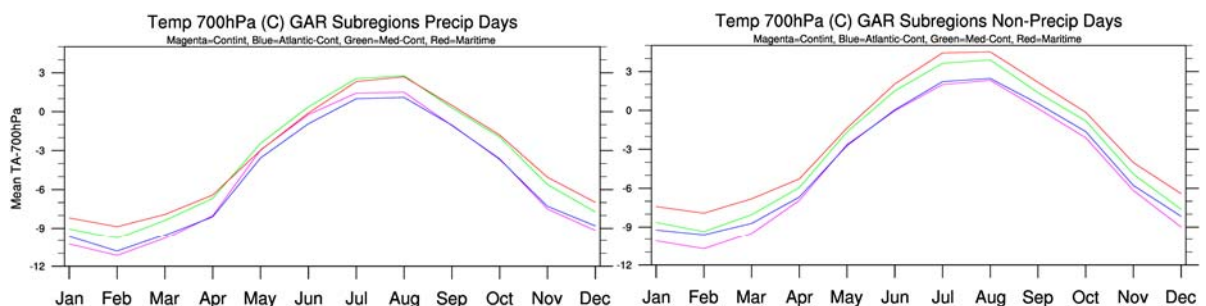




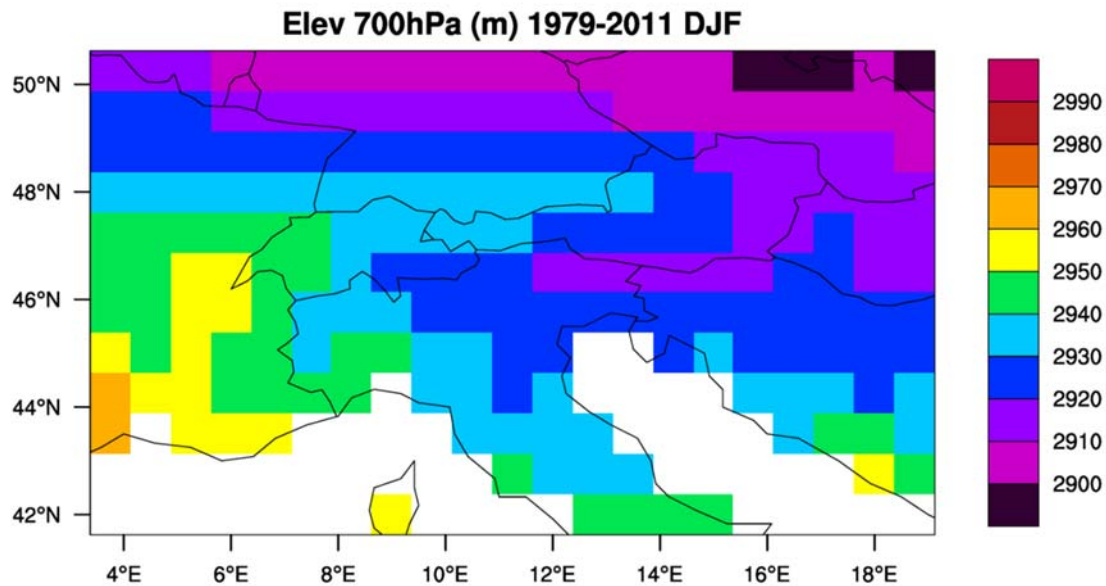
**Abb. E-8:** Jahresgang der Schneefallgrenze (1979-2011) gemittelt über die vier Alpenregionen (Massengewichtet). In den Wintermonaten ergeben sich Unterschiede in der Schneefallgrenze von bis zu 900 m, wobei immer die Kontinentale Region die niedrigste Schneefallgrenze hat und die Maritime Region die Höchste. In den Sommermonaten beträgt der maximale Unterschied knapp 200 m.

Betrachtet man die Unterschiede der Lufttemperatur in 700 hPa (Abb. E-9) so beträgt dieser zwischen den Alpenregionen maximal knapp über 2 Grad im Winter. Die geringere Temperaturdifferenz auf der Druckfläche, verglichen mit den Temperaturunterschieden, abgeleitet von den Schneefallgrenzen ergibt sich einerseits daraus, dass die Temperaturmittelung nicht massengewichtet erfolgte, zusätzlich muss man aber die unterschiedliche Seehöhen der 700 hPa Flächen mit berücksichtigen (siehe Abb. E-10). Dieser kann bis zu 70 m betragen.

Es ist auffällig, dass der Temperaturunterschied bei Niederschlag etwas geringer ist als während Niederschlagsfreier Perioden. Zudem zeigt sich in der Kontinentalen- und der Atlantischen Übergangsregion kaum ein Temperaturunterschied zwischen niederschlagsfreien- und Niederschlagsperioden, in der Maritimen- und Mediterranen Übergangsregion sind vor allem die Sommermonate ohne Niederschlag deutlich wärmer.



**Abb. E-9:** Jahresgang der Temperatur in 700 hPa Höhe (~ 3000 m Seehöhe) an Tagen mit Niederschlag (links) sowie an Tagen ohne Niederschlag (rechts). Der Temperaturunterschied zwischen den Regionen ist an niederschlagsfreien Tagen etwas größer als an Tagen mit Niederschlag. Im Winter liegt die Temperatur an Niederschlagstagen in der Atlantisch/Kontinentalen Region näher an der Kontinentalen Region.



**Abb. E-10:** Seehöhe der 700 hPa Fläche während Niederschlagsereignisse im Alpenraum für den Winter. Die maximalen Unterschiede erreichen 70 m.

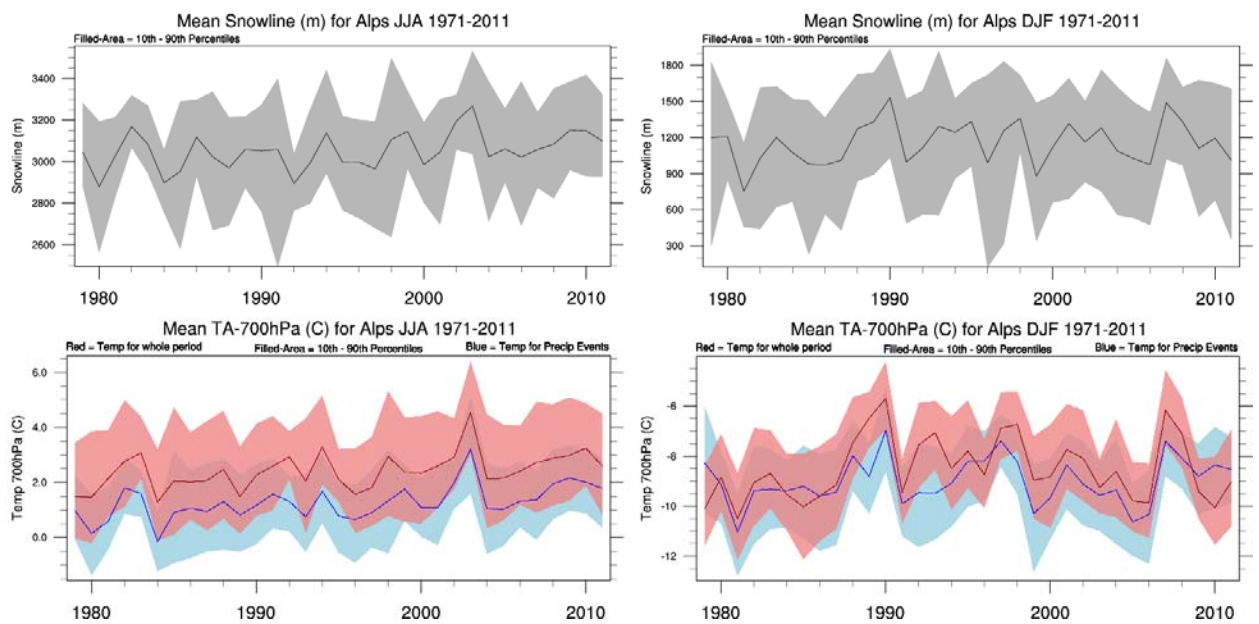
### **E-3.2.2 Schwankungen bzw. Trends der Schneefallgrenze im Alpenraum**

Eine reine Betrachtung von langjährigen Mittelwerten vernachlässigt die hohe Jahr zu Jahr Variabilität der Schneefallgrenze im Alpenraum. In Abb. E-12 ist der zeitlich Verlauf im Winter (links oben) und im Sommer (rechts oben) für die massengewichtete Schneefallgrenze dargestellt. Darunter sieht man das arithmetische Mittel der 700 hPa Temperatur (rot alle Werte, blau nur Niederschlag). Die schattierten Bereiche zeigen die räumliche Variabilität im Alpenraum (10 und 90 Perzentile) an.

Bei der sommerlichen Schneefallgrenze kann der Mittelwert des Alpenraums zwischen 2900 und 3200 m Seehöhe schwanken, wobei der gesamte Wertebereich (10-90 Prozent) zwischen 2500 und knapp 3500 m schwanken kann. Die Temperaturen in 700 hPa zeigen eine hohe Übereinstimmung mit der Variabilität der Schneefallgrenze und die Temperatur bei Niederschlag verläuft beinahe parallel zur Temperatur allgemein. Sowohl die Schneefallgrenze als auch die Temperatur in 700 hPa zeigt einen ansteigenden Trend, wobei die Schneefallgrenze zu Beginn der 1980er Jahre knapp unter 3000 m lag und in den letzten Jahre bei über 3100 m.

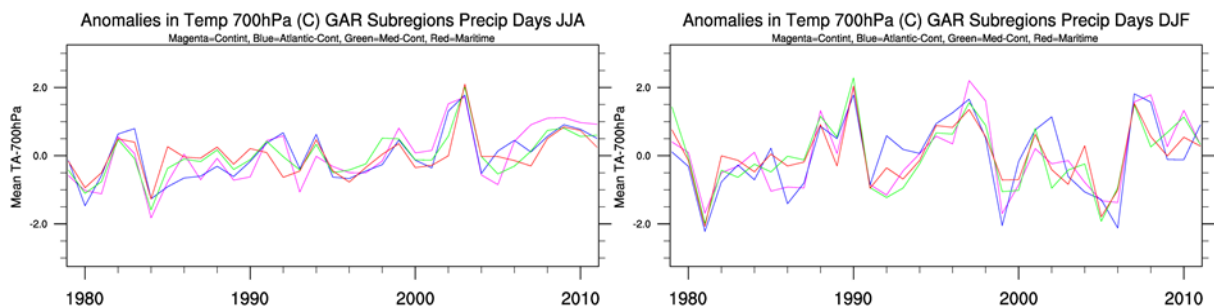
Im Winter schwankt der Mittelwert der Schneefallgrenze zwischen etwa 800 m und 1500 m mehr als doppelt so stark wie in der Sommersaison. Auch die Bandbreite bei Berücksichtigung der räumlichen Unterschiede reicht von 300 m bis 1800 m und ist damit um etwa 50 % breiter als im Sommer. Die Temperaturen auf 700 hPa laufen durchaus auch parallel mit der Schneefallgrenze, nur gibt es im Winter größere Unterschiede im Verlauf der Temperaturen nur bei Niederschlag und allen Werten. Dies zeigt den stärkeren Effekt der Luftmasseneigenschaften und damit der großräumigen Wetterlagen im Winter.

Bei den Wintertemperaturen in 700 hPa und der Schneefallgrenze zeigt sich kein eindeutiger Trend. Vielmehr erkennt man am Beginn der Zeitreihe eher tiefere Schneefallgrenzen die bis zum Jahr 1990 ansteigen und seither bei hoher Jahr zu Jahr Variabilität mehr oder weniger konstant bleiben.



**Abb. E-11:** Zeitreihe der mittleren Schneefallgrenze (oben), sowie der Temperatur in 700 hPa für alle Werte (rot) und nur während Niederschlagsereignissen (blau). Links für Sommer (JJA) und rechts für Winter (DJF). Die schattierten Bereiche kennzeichnen den Wertebereich zwischen der 10er und 90er Perzentile.

Eine Aufschlüsselung der 700 hPa Temperaturanomalie (Abb. E-12) zeigt eine recht hohe Korrelation zwischen den vier alpinen Subregionen. Dies gilt sowohl während Niederschlagsereignissen (links) als auch während niederschlagsfreier Perioden (rechts). In Hinblick auf die Jahr zu Jahr Variabilität kann daher der gesamte Alpenraum als eine einheitliche Region betrachtet werden.



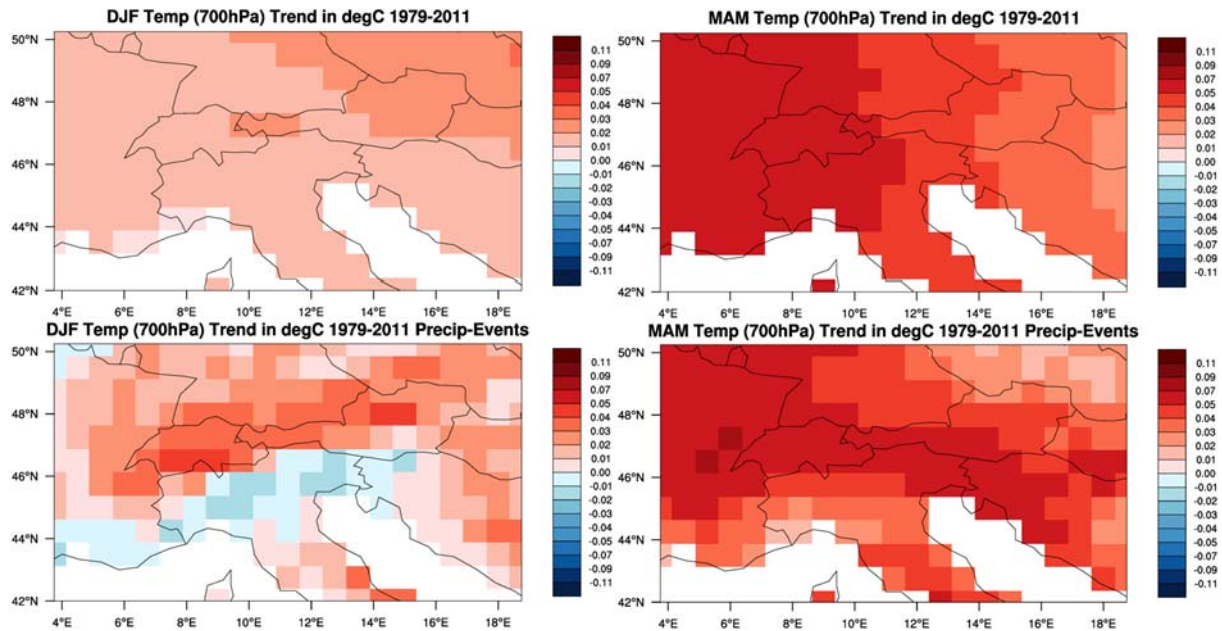
**Abb. E-12:** Anomalie der 700 hPa Temperatur bei Niederschlag für die vier Subregionen der Alpen links für Sommer (JJA) und rechts für Winter (DJF). Trotz der Unterschiede bei den Absolutwerten sind die interannualen Schwankungen sehr ähnlich.

Wie schon in den Europaweiten Feldern angesprochen und in den Zeitreihen für die Sommer- und Wintersaison gezeigt, gibt es bei der Schneefallgrenze keinen generellen Trend in allen Jahreszeiten. Um dies im Detail im Alpenraum darzustellen sind in Abb. E-13 und E-14 die linearen Trends für den gesamten Zeitraum 1979-2011 sowohl für die 700 hPa Temperatur an allen Zeitschritten (oben) als auch nur bei Niederschlag (unten) dargestellt.

Im Winter (Abb. E-13 links) erkennt man zwar einen leichten Erwärmungstrend bei der Temperatur generell von etwa 0.1 °C/Dekade im Südwesten bis hin zu 0.3 °C/Dekade im Nordosten. Bei den Temperaturen bei Niederschlag zeigt sich hingegen sogar ein

klarer Abkühlungstrend von bis zu 0.2 °C/Dekade vor allem südlich des Alpenhauptkammes.

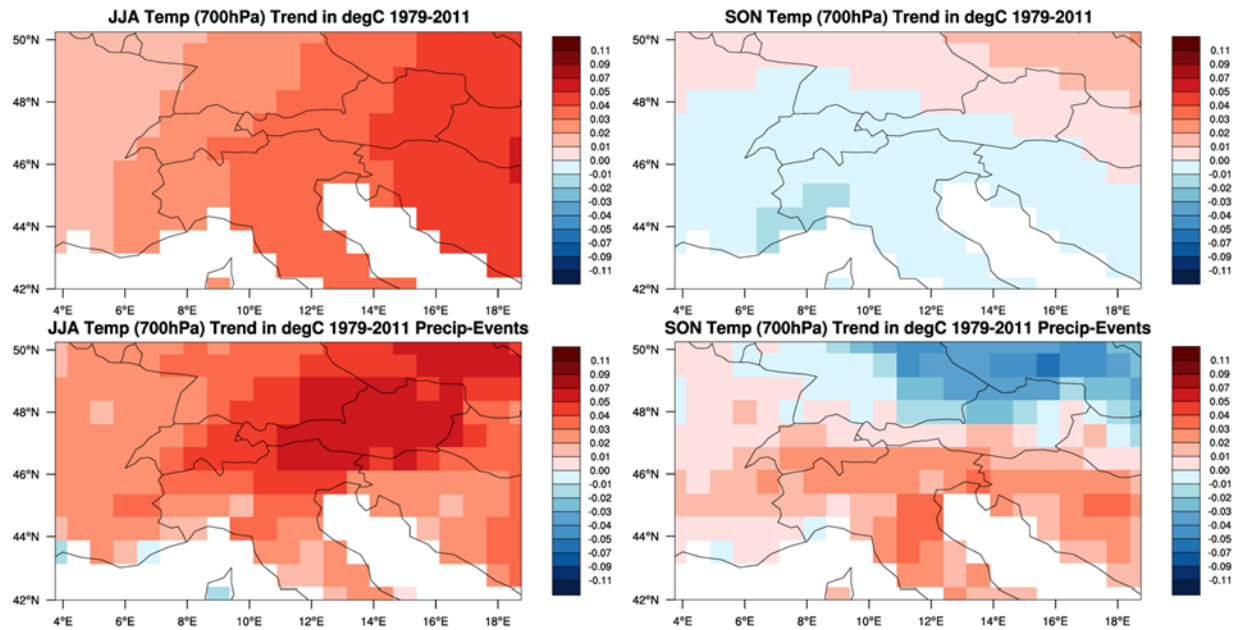
Im Frühjahr Abb. E-13 rechts) zeigen beide Temperaturen eine klare Erwärmung von bis zu 0.4 °C/Dekade, wobei das Maximum der Erwärmung bei der Temperatur generell im Westteil der Alpen liegt, bei den Temperaturen bei Niederschlag erstreckt sich das Maximum entlang des Alpenhauptkammes bis nach Slowenien.



**Abb. E-13:** Linearer Trend der 700 hPa Temperatur für den Zeitraum 1979-2011 links für Winter (DJF) und rechts für das Frühjahr (MAM): alle Werte (oben) sowie nur während Niederschlag (unten). Im Winter wird der generelle Erwärmungstrend südlich des Alpenhauptkammes sogar in eine Abkühlung bei Niederschlag umgedreht.

Auch im Sommer zeigt sich ein deutlicher Erwärmungstrend bei beiden Temperaturen von bis zu 0.4 °C/Dekade. Hier zeigt die Temperatur allgemein einen klaren ost/west Gradienten, wobei die höheren Erwärmungsraten im Osten liegen. Bei den Temperaturen bei Niederschlag liegt das Maximum stärker im Nordosten, wobei faktisch ganz Österreich sehr hohe Erwärmungsraten aufweist.

Der Herbst zeigt ein deutlich unterschiedliches Bild. Hier zeigt die Temperatur allgemein leichte Erwärmungsraten im Nordosten (bis zu 0.2 °C/Dekade) und im Südwesten eine leichte Abkühlung um die -0.1 °C/Dekade. Die Grenze verläuft quer durch Österreich, sodass hier kaum Änderungen der Temperatur aufgetreten sind. Die Temperaturen bei Niederschlag zeigen ein deutlich anderes Bild. Hier ergeben sich deutlich stärkere Abkühlungsraten (bis zu -0.4 °C/Dekade) und zwar im Nordosten des Gebietes. Im Süden und Westen zeigt sich hingegen eine Erwärmung von bis zu 0.2 °C/Dekade. Somit zeigen die Temperaturen bei Niederschlag auf 700 hPa teilweise die inverse Entwicklung wie die Temperaturen generell. Dies kann nur durch eine Verschiebung der Niederschläge innerhalb der Saison oder einer Verschiebung der Luftmassen, die hauptsächlich den Niederschlag bringen, erklärt werden. In dem einen Fall würde heute mehr Niederschlag im November als im September fallen, im anderen Fall würden heute häufiger mediterrane Luftmassen im Nordosten der Alpen für Niederschlag sorgen wie in den 1980er Jahren.



**Abb. E-14:** Linearer Trend der 700 hPa Temperatur für den Zeitraum 1979-2011 links für Sommer (JJA) und rechts für den Herbst (SON): alle Werte (oben) sowie nur während Niederschlag (unten). Im Sommer zeigt sich ein starker Erwärmungstrend, sowohl für alle Werte als auch während Niederschlags. Im Herbst zeigt sich generell ein schwacher Trend, wobei nördlich und östlich des Alpenhauptkamms eine leichte Erwärmung erfolgt und südlich und westlich eine leichte Abkühlung. Bei Niederschlag zeigt sich hingegen nördlich und östlich des Alpenhauptkamms eine deutliche Abkühlung und ansonsten eine Erwärmung.

## E-4 Schlussfolgerung

Die Berechnung der Schneefallgrenze aus den ERA\_INTERIM Feldern konnte ohne Probleme umgesetzt werden. Die Ergebnisse für Europa zeigen durchaus überraschende Ergebnisse:

- Nur die Schneefallgrenze im Sommer zeigt einen europaweit einheitlichen Trend zu höheren Lagen innerhalb der Periode 1979-2011.
- In allen anderen Saisonen zeigen sich vor allem in West-, Mittel- und Südeuropa starke dekadische Schwankungen und kein Trend.
- Dekadische Anomalien können die Schneefallgrenze um bis zu 200 m (massengewichtet) von den mittleren 30 jährigen Bedingungen sowohl nach oben als auch nach unten verschieben.
- Bisher traten die stärksten dekadischen Schwankungen im Winter am Balkan und Westfrankreich/Groß Britannien auf, die Alpen blieben bisher eher verschont.
- Die unterdurchschnittlich hohen Schneefallgrenzen der letzten Dekade im Herbst sind ein Mitteleuropäisches Phänomen, das von Ostfrankreich bis zum Baltikum und von den Alpen bis Südschweden reicht.

Im Alpenraum zeigt sich eine klare regionale Differenzierung speziell im Winter. Der Alpenraum kann dabei in vier Subregionen eingeteilt werden:

- Kontinental
- Atlantisch/Kontinental
- Mediterran/Kontinental
- Maritim

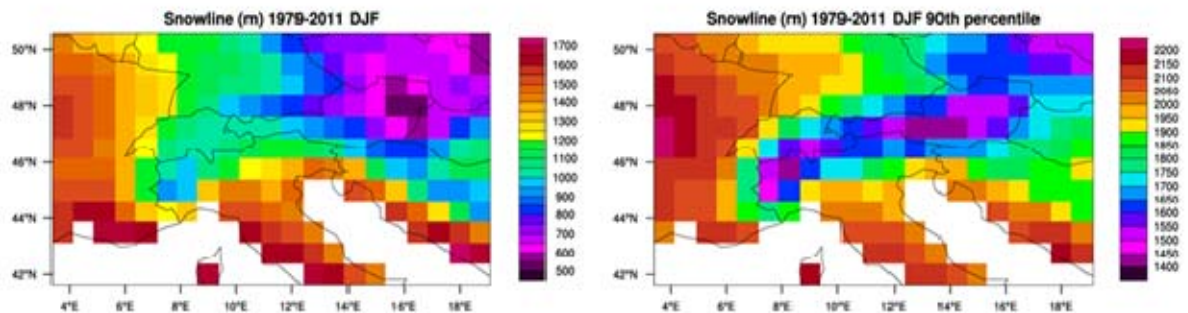
Die für den Wintertourismus besonders wichtige Schneefallgrenze im Winter liegt beim Median (die Hälfte des Niederschlags fällt in Form von Schnee, siehe Abb. E-15 links) in den kältesten Alpenregionen um mehr als 1000 m tiefer als in den Wärmsten. So liegt der Median in Nordostösterreich um die 600m, bei den Italienischen Alpenschigebieten um die 1200 m und in den Französischen sogar teilweise über 1500m.

Nun ist jedoch der Median kein gutes Maß für einen kontinuierlichen Schneedeckenaufbau. Erst wenn 90 % des Niederschlags in Form von Schnee fallen, kann von einem sicheren Schneedeckenaufbau gesprochen werden. In Abb. E-15 rechts erkennt man, dass in den kühlest Alpengebieten die Seehöhe der 90er Perzentile im Winter zwischen 1400 und 1500 m liegt. In den Westalpen steigt dieser Wert sogar über 2000 m Seehöhe.

Generell sieht man jedoch bei dieser Kenngröße einen stärkeren Einfluss des Alpenhauptkamms. Dies hängt wahrscheinlich mit der im ERA\_INTERIM verwendeten Topografie zusammen. Der Alpenhauptkamm erreicht im Modell gerade Seehöhen um die 1500 m (siehe Abb.E-1) und ist im Winter schneebedeckt. Im Modell wirken diese schneebedeckten Flächen mit ihrer kalten Grenzschicht kühlend und führen zu einer Reduktion der Schneefallgrenze. Dies trifft sicherlich auch in Realität zu, jedoch ist die Modelltopografie viel glatter als die Realität und damit kommt es hier zu Verzerrungen.

Eine wichtige Erkenntnis dieser Studie für den Wintertourismus ist die hohe dekadische Variabilität der Schneefallgrenze im Winter. Zudem sind bisher die größten dekadi-

schen Schwankungen nicht im Alpenraum aufgetreten. Daher kann man auch nicht direkt aus den Erfahrungen der letzten Jahrzehnte auf die Zukunft schließen. Wie die Beispiele vom Balkan und Groß Britannien zeigen, können diese dekadischen Anomalien massengewichtet mehr als 150 m Seehöhenanstieg der Schneefallgrenze ausmachen. Dies entspricht in etwa einem Temperaturanstieg der niederschlagsverursachenden Luftmassen um etwa 1 °C. Diese „natürliche Variabilität“ muss daher bei Betrachtungen zur Schneesicherheit unter Klimawandelbedingungen mit berücksichtigt werden.



**Abb. E-15:** Mittlere Seehöhe der Schneefallgrenze für den gesamten Zeitraum 1979-2011 im Winter für den niederschlagsgewichteten Median (links) sowie der 90er Perzentile. Wenn die Hälfte des Winterniederschlags in Form von Regen fällt, kann man von keinem gesicherten Schneedeckenaufbau ausgehen. Erst wenn 90 % des Winterniederschlags in Form von Schnee fallen, ist dies gewährleistet.

Im Sommer sind die Unterschiede in der Schneefallgrenze zwischen den Subregionen im Alpenraum gering. Dies liegt einerseits an den geringer Luftmassenunterschieden, andererseits spielt im Alpenraum im Sommer auch der konvektive Niederschlag eine wichtige Rolle und hier sollten keine größeren Unterschiede auftreten.

Im Sommer zeigt sich im Großteil von Europa und auch im Alpenraum ein klarer Trend in der Schneefallgrenze. Seit Ende der 1970er Jahre ist im Sommer die mittlere Schneefallgrenze um gut 200 m gestiegen. Dies hat sicherlich auch wesentlich zum raschen Gletscherrückgang der letzten Jahrzehnte beigetragen, da Schneefall auf ausgeapperte Gletscherflächen einen wichtiger Faktor für die Gesamtschmelze darstellt.

## E-5 Literaturverzeichnis

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kállberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F. (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137:553–597. doi:10.1002/qj.828

Formayer, H., Haas, P. 2011: Einfluss von Luftmasseneigenschaften auf die Schneefallgrenze in Österreich In: Pretenthaler, F., Formayer, H. (Hrsg.), *Tourismus im Klimawandel: Zur regionalwirtschaftlichen Bedeutung des Klimawandels für die österreichischen Tourismusgemeinden* 6, 48-50; Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien; ISBN 978-3-7001-7151-5

OECD 2007: *Climate Change in the European Alps: Adapting Winter Tourism and Natural Hazards Management*. ISBN: 9789264031692  
[http://www.oecd.org/document/45/0,3746,en\\_2649\\_34361\\_37819437\\_1\\_1\\_1\\_1,00.html](http://www.oecd.org/document/45/0,3746,en_2649_34361_37819437_1_1_1_1,00.html)



## E-6 Abbildungen

Abb.E-1: Regionsauswahl für die Analyse. Links Europa, rechts die Alpenregion. Es wurden jeweils nur die Werte über Landflächen analysiert. Die Seehöhenangaben und die Rasterzellengröße entspricht der ERA-Interim Topografie .....	9
Abb. E-2: Schema für die Berechnung der Höhe der Schneefallgrenze aus den ERA-Interim Feldern unter Berücksichtigung der Schmelzenergie für Seehöhen unterhalb der ERA-Interim Topografie .....	10
Abb. E-3: Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (arithmetisches Mittel) im Winter (DJF) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 (links oben), sowie die Abweichungen von diesem Mittelwert in den 1980er Jahren (rechts oben), 1990er Jahren (links unten) und den 2000er Jahren (rechts unten). Alle Angaben in Meter Seehöhe. ....	12
Abb. E-4: Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (arithmetisches Mittel) im Frühjahr (MAM) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 (links oben), sowie die Abweichungen von diesem Mittelwert in den 1980er Jahren (rechts oben), 1990er Jahren (links unten) und den 2000er Jahren (rechts unten). Alle Angaben in Meter Seehöhe. ....	13
Abb. E-5: Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (arithmetisches Mittel) im Sommer (JJA) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 (links oben), sowie die Abweichungen von diesem Mittelwert in den 1980er Jahren (rechts oben), 1990er Jahren (links unten) und den 2000er Jahren (rechts unten). Alle Angaben in Meter Seehöhe. ....	14
Abb. E-6: Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (arithmetisches Mittel) im Herbst (SON) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 (links oben), sowie die Abweichungen von diesem Mittelwert in den 1980er Jahren (rechts oben), 1990er Jahren (links unten) und den 2000er Jahren (rechts unten). Alle Angaben in Meter Seehöhe. ....	15
Abb. E-7: Mittlere Höhe der Schneefallgrenze (Median) im Winter (DJF) für den gesamten Zeitraum 1979-2011 im Alpenraum (links) und daraus abgeleitete Regionseinteilung. Magenta = Kontinental, Blau = Atlantisch/Kontinental, Grün = Mediterran/Kontinental und Rot = Maritim .....	16
Abb. E-8: Jahresgang der Schneefallgrenze (1979-2011) gemittelt über die vier Alpenregionen (Massengewichtet). In den Wintermonaten ergeben sich Unterschiede in der Schneefallgrenze von bis zu 900 m, wobei immer die Kontinentale Region die niedrigste Schneefallgrenze hat und die Maritime Region die Höchste. In den Sommermonaten beträgt der maximale Unterschied knapp 200 m .....	17
Abb. E-9: Jahresgang der Temperatur in 700 hPa Höhe (~ 3000 m Seehöhe) an Tagen mit Niederschlag (links) sowie an Tagen ohne Niederschlag (rechts). Der Temperaturunterschied zwischen den Regionen ist an niederschlagsfreien Tagen etwas größer als an Tagen mit Niederschlag. Im Winter liegt die Temperatur an Niederschlagstagen in der Atlantisch/Kontinentalen Region näher an der Kontinentalen Region . ....	17
Abb. E-10: Seehöhe der 700 hPa Fläche während Niederschlagsereignisse im Alpenraum für den Winter. Die maximalen Unterschiede erreichen 70 m . ....	18

- Abb. E-11: Zeitreihe der mittleren Schneefallgrenze (oben), sowie der Temperatur in 700 hPa für alle Werte (rot) und nur während Niederschlagsereignissen (blau). Links für Sommer (JJA) und rechts für Winter (DJF). Die schattierten Bereiche kennzeichnen den Wertebereich zwischen der 10er und 90er Perzentile ..... 19
- Abb. E-12: Anomalie der 700 hPa Temperatur bei Niederschlag für die vier Subregionen der Alpen links für Sommer (JJA) und rechts für Winter (DJF). Trotz der Unterschiede bei den Absolutwerten sind die interannualen Schwankungen sehr ähnlich ..... 19
- Abb. E-13: Linearer Trend der 700 hPa Temperatur für den Zeitraum 1979-2011 links für Winter (DJF) und rechts für das Frühjahr (MAM): alle Werte (oben) sowie nur während Niederschlag (unten). Im Winter wird der generelle Erwärmungstrend südlich des Alpenhauptkamms sogar in eine Abkühlung bei Niederschlag umgedreht ..... 20
- Abb. E-14: Linearer Trend der 700 hPa Temperatur für den Zeitraum 1979-2011 links für Sommer (JJA) und rechts für den Herbst (SON): alle Werte (oben) sowie nur während Niederschlag (unten). Im Sommer zeigt sich ein starker Erwärmungstrend, sowohl für alle Werte als auch während Niederschlags. Im Herbst zeigt sich generell ein schwacher Trend, wobei nördlich und östlich des Alpenhauptkamms eine leichte Erwärmung erfolgt und südlich und westlich eine leichte Abkühlung. Bei Niederschlag zeigt sich hingegen nördlich und östlich des Alpenhauptkamms eine deutliche Abkühlung und ansonsten eine Erwärmung . 21
- Abb. E-15: Mittlere Seehöhe der Schneefallgrenze für den gesamten Zeitraum 1979-2011 im Winter für den niederschlagsgewichteten Median (links) sowie der 90er Perzentile. Wenn die Hälfte des Winterniederschlags in Form von Regen fällt, kann man von keinem gesicherten Schneedeckenaufbau ausgehen. Erst wenn 90 % des Winterniederschlags in Form von Schnee fallen (rechts), ist dies gewährleistet. .... 23