



**ZAMG**

*Zentralanstalt für  
Meteorologie und  
Geodynamik*

# **PRISK-CHANGE**

## **„Veränderung des Risikos extremer Niederschlagsereignisse als Folge des Klimawandels“**

Abschlussbericht  
der Fachabteilung Klimavariabilität / Modellierung  
in der Abteilung Klimaforschung  
vom 27. März 2010

Projektlaufzeit: 01.04.2009 bis 31.03.2010

Autor und Durchführung: Mag. Michael Hofstätter

Projektleitung: Dr. Christoph Matulla

In Kooperation mit: Dr. Jiafeng Wang (Environment Canada)  
Dr. Sebastian Wagner (GKSS Hamburg)

## Kurzfassung

Gegenstand dieser Untersuchung sind Starkniederschläge auf Tagesbasis unter zukünftigen, geänderten Klimabedingungen (IPCC Szenario A1B und B1), wie sie vom Klimamodell Echam5 simuliert werden. Zur Untersuchung des lokalen Niederschlagsverhaltens verwenden wir Niederschlagszeitreihen von 50 österreichischen Stationen aus dem Zeitraum 1963-2006 (Startclim). Zur Berechnung der zukünftigen Zeitreihen wenden wir die Analogmethode auf tägliche Felder des Bodenluftdrucks aus der Reanalyse NCEP1/NOAA im Gebiet über Europa (20W-35E/30S-65N) an, um die großskaligen Abhängigkeiten mit den lokalen Zeitreihen zu bestimmen. Aus den zukünftigen Zeitreihen des Niederschlags berechnen wir aus den 3-extremsten Ereignissen pro Jahr, nach einer zeitlichen Entclusterung, die entsprechenden Extremwertverteilungen und deren dazugehörige Wiederkehrswahrscheinlichkeiten. Die Ergebnisse zeigen dass sich die Intensitäten für 30-jährige Wiederkehrintervalle um  $\pm 25\%$  ändern, je nach Region, Klimaszenario und Zeitperiode. Weiter haben sich deutliche Unterschiede in der Stärke sowie im Vorzeichen der Änderungssignale zwischen den verschiedenen, klimatologischen Subregion gezeigt. Dies impliziert für zukünftige Studien, dass in orographisch gegliedertem Gelände wie dem Alpenraum unbedingt eine nach niederschlags-klimatologischen Gesichtspunkten durchgeführte Regionalisierung notwendig ist.

**Schlagwörter:** Starkniederschlag, Klimawandel, Analogmethode

## Abstract

Daily extreme precipitation events under climate change conditions are the focus of research in this study. Daily records of precipitation measurements at 50 stations over Austria covering the period 1963-2006 have been used. To calculate the adequate timeseries for the future - considering IPCC's climate change scenarios A1B and B1 - we applied the analog method. Daily fields of sea level pressure from the NCAR/NCEP1 Reanalysis within the region of Europe (20W-35E/30S-65N), served as the prime predictor between local scale observations and climate simulations out of the MPI-ECHAM5 model. Several return values were determined by fitting a general extreme value distribution to the timeseries consisting of the three most extreme, declustered events per year. Results reveal that future changes of 30y-return values are within  $\pm 25\%$  at most stations. We conclude, that even for the relatively small area of Austria both the sign and rate of change in future extreme precipitation, offers a clear diversity among climatological regions. This implies an important aspect for forthcoming studies.

**Keywords:** extreme precipitation events, climate change, analog method

# Inhaltsverzeichnis

<b>Kurzfassung .....</b>	<b>2</b>
<b>Abstract .....</b>	<b>2</b>
<b>Inhaltsverzeichnis .....</b>	<b>3</b>
<b>Abbildungsverzeichnis .....</b>	<b>5</b>
<b>Tabellenverzeichnis .....</b>	<b>6</b>
<b>Projektübersicht .....</b>	<b>7</b>
<b>1 Einleitung und Projektbeschreibung .....</b>	<b>8</b>
<b>2 Daten .....</b>	<b>9</b>
2.1 Beobachtungsdaten : STARTCLIM.....	9
2.2 Reanalysedaten : NCEP.....	10
2.3 Klimamodellsimulationen : ECHAM 5 .....	11
2.4 Regionalisierung .....	13
<b>3 Methode .....</b>	<b>15</b>
3.1 Statistisches Downscaling mit der Analogmethode.....	15
3.1.1 Empirische orthogonale Funktionen .....	16
3.1.2 Finden analoger Feldmuster im Bodenluftdruck.....	22
3.1.3 Das Feuchtepotential in 700hPa als zusätzlicher Prediktand.....	22
3.2 Extremwertstatistik - Analyse der Starkniederschläge .....	23
3.2.1 R-largest order statistics.....	23
3.2.2 Zeitliches Entclustern von Niederschlagsereignissen .....	24
3.2.3 Sensitivität der „r-largest order statistic“ auf einzelne Ereignisse .....	24
3.3 Verifikation der Methode.....	25
3.3.1 Die Kreuzvalidierung .....	25
3.3.2 Ergebnisse aus der Kreuzvalidierung .....	26
<b>4 Ergebnisse und Diskussion.....</b>	<b>30</b>
4.1 Änderungssignale für die Zukunft: SOMMERHALBJAHR.....	30
4.1.1 Darstellung der Fehlergrößen.....	30
4.1.2 Zeitperiode 1: 2007-2050 .....	32
4.1.3 Zeitperiode 2: 2051-2094 .....	32
4.2 Änderungssignale für die Zukunft: WINTERHALBJAHR.....	36
4.2.1 Darstellung der Fehlergrößen.....	36
4.2.2 Zeitperiode 1: 2007-2051 .....	38
4.2.3 Zeitperiode 2: 2051-2095 .....	38

---

<b>5</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick.....</b>	<b>43</b>
	<b>Anhang A: Der Stationsdatensatz Startclim.....</b>	<b>47</b>
	<b>Anhang B: Die regionalisierten Ergebnisse im Detail .....</b>	<b>48</b>
	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>50</b>

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Beobachtungsdaten Startclim, ausgewählte und verworfene Stationsreihen.....	9
Abbildung 2: Gebietsauswahl, räumliche Auflösung und Seehöhe (m) der NCEP/NCAR1 Daten .....	11
Abbildung 3: Echam5 Klimasimulation 1860 bis 2100 – Temperatur 2m über Grund.....	12
Abbildung 5: Starkniederschlagsregionen für das Sommerhalbjahr .....	13
Abbildung 6: Starkniederschlagsregionen für das Winterhalbjahr .....	14
Abbildung 7: Mittlerer Jahrgang des Bodenluftdrucks an jedem Gitterpunkt als Anomalie zum jeweiligen Jahresmittel (NCEP 1948-2006).....	18
Abbildung 8: Räumliche Verteilung der Art des Jahresganges. ....	19
Abbildung 9: Wintermuster: Eigenvektoren 1-12 des Bodenluftdrucks (NCEP).....	20
Abbildung 10: Sommermuster: Eigenvektoren 1-12 des Bodenluftdrucks (NCEP1).....	21
Abbildung 11: Relativer Fehler für 30-jährige Ereignisse (Sommerhalbjahr).....	26
Abbildung 12: Räumliche Verteilung des relativen Fehlers für 30-jährige Niederschlagsereignisse (Sommer) .....	27
Abbildung 13: Relativer Fehler für 30-jährige Ereignisse (Winterhalbjahr).....	27
Abbildung 14: Räumliche Verteilung des relativen Fehlers für 30-jährige Niederschlagsereignisse (Winter) .....	28
Abbildung 15: Relativer Fehler der berechneten täglichen Niederschlagssumme, bestimmt aus der Kreuzvalidierung (Sommer 1963-2006).....	31
Abbildung 16: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 10-jährigen Niederschlagsereignisses im Sommerhalbjahr (Apr-Sep).....	33
Abbildung 17: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 30-jährigen Niederschlagsereignisses im Sommerhalbjahr (Apr-Sep).....	34
Abbildung 18: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 50-jährigen Niederschlagsereignisses im Sommerhalbjahr (Apr-Sep).....	35
Abbildung 19: Relativer Fehler der berechneten täglichen Niederschlagssumme, bestimmt aus der Kreuzvalidierung (Winter 1963-2006).....	37
Abbildung 20: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 10-jährigen Niederschlagsereignisses im Winterhalbjahr (Okt-Mar).....	40
Abbildung 21: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 30-jährigen Niederschlagsereignisses im Winterhalbjahr (Okt-Mar).....	41
Abbildung 22: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 50-jährigen Niederschlagsereignisses im Winterhalbjahr (Okt-Mar).....	42

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Kreuzvalidierung an der Station Kremsmünster, Winterhalbjahr .....	25
Tabelle 2: Relative Fehler aus verschiedenen Jährlichkeiten nach Subregionen getrennt .....	29
Tabelle 3: Startclim Stationen mit einer 99.5%-igen Datenabdeckung von 1963 – 2006.....	47
Tabelle 4: Klimasignale für 30-jährige Starkniederschlagsereignisse nach Regionen gruppiert für das Sommerhalbjahr.....	48
Tabelle 5: Klimasignale für 30-jährige Starkniederschlagsereignisse nach Regionen gruppiert für das Winterhalbjahr.....	49

## Projektübersicht

**Projektleitung:** Dr. Christoph Matulla

**Projektdurchführung:** Mag. Michael Hofstätter

**Kooperationspartner:** Environment Canada – Climate Research Division, Dr. Jiafeng Wang. Bereitstellung des fortran 77 programms zur Durchführung der Extremwert Statistik, sowie fachliche Unterstützung.

**Fachliche Unterstützung:** Dr. Reinhard Böhm (ZAMG) und Dr. Sebastian Wagner (GKSS Küstenforschungszentrum, Deutschland)

**Finanzierung:** Internes Forschungsprojekt der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 1190 Wien. Aus der Budgetzuteilung für die ZAMG 2008 durch das Bundesministerium für Wirtschaft und Forschung finanziert.

**Gesamtkosten:** 65.660,73 €

**Laufzeit:** 1. April 2009 – 31. März 2010

### **Vorträge und Publikationen:**

Vortrag am 3. Österreichischer MeteorologInnenntag. 5.-6. 11. 2009, Graz

Vortrag am Institut für Meteorologie (IMG) am 11.11.2009, Wien

Vortrag im Rahmen der internen Projektpräsentationen. 27-28.4.2009, ZAMG, Wien

Poster am 11. Österreichischen Klimatag. 11.-12.3.2009, Universität f. Bodenkultur, Wien

Poster auf der „European Geosciences Union 2010“, (EGU). 2.-7.5.2010, VIC-Vienna

Publikation in Arbeit

# 1 Einleitung und Projektbeschreibung

Extreme Niederschlagsereignisse können immense materielle und finanzielle Schäden verursachen und stellen darüber hinaus auch eine Gefahr für das menschliche Leben dar. Solche, durch Starkniederschläge verursachte Schadensereignisse sind beispielsweise Überflutungen, Ernteauffälle oder Hangrutschungen. Der Alpenraum ist aufgrund seiner orographischen Komplexität und seiner geographischen Lage eine Region, in der es immer wieder zu exzessiven Niederschlägen kommt. Beispiele für solche, herausragende Ereignisse sind (1) „die Flut von 1899 in Salzburg und Oberösterreich“ Ende August – Anfang September, (2) „die größte Hochwasserkatastrophe des 20. Jhdt. im bayerisch-österreichischen Donaauraum“ am 7. und 8. Juli 1954, (3) „das Hochwasser von 1991“, bei dem viele Flüsse Nord- und Ostösterreichs Ende Juli und Anfang August über die Ufer traten und einen Gesamtschaden von 1 Milliarde Schilling verursachten, (4) „das Doppelhochwasser Anfang und Mitte Juli 1997“, bei dem in Nord- und Ostösterreich ungewöhnlich große Regenmengen gemessen wurden, wodurch es neben Überschwemmungen auch zu zahlreichen Murenabgängen kam und (5) „das Doppelhochwasser von März und August 2002“ welches den bisher größten Gesamtschaden von 3 Milliarden Euro verursachte und als das Jahrhundert-Hochwasser bezeichnet wird. Fragestellungen zur zukünftigen Änderung des Niederschlagsverhaltens in Österreich sind daher für die Gesellschaft von hohem Interesse.

Das vorliegende Projekt Priskchange untersucht Starkniederschlags-Ereignisse mit langen Wiederkehrszeiten in Österreich. Durch die Analyse von Ereignissen aus der Beobachtungsperiode (Stationsreihen), sowie durch die Nutzung von Ergebnissen aus der Klimamodellierung, werden Wahrscheinlichkeiten und Intensitäten von Starkniederschlägen, sowohl für die Vergangenheit als auch die Zukunft untersucht und bewertet. Die Bestimmung einer etwaigen, zu erwartenden Veränderung im Niederschlagsverhalten in der Zukunft stellt eine Grundlage für Entscheidungsträger hinsichtlich notwendiger Anpassungsmaßnahmen dar.

## 2 Daten

Im Folgenden werden alle Datensätze beschrieben, die in der vorliegenden Studie verwendet wurden.

### 2.1 Beobachtungsdaten : STARTCLIM

Als Stationsdatensatz wurden Zeitreihen mit 24-h Niederschlagssummen (07:00 – 07:00 Uhr) von 71 verschiedenen Standorten in Österreich ausgewählt. Dieser Datensatz wird als Startclim-Datensatz bezeichnet, da diese Zeitreihen erstmalig im Rahmen des Forschungsprogramm Startclim.1 ([www.austroclim.at](http://www.austroclim.at)) untersucht und qualitätsgeprüft wurden (Schöner, 2003). Diese ausgewählten täglichen Niederschlagsdaten umfassen die Periode 1948-2009 und sind beim österreichischen Wetterdienst - der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - erhältlich. Da es innerhalb der angegebenen Zeitspanne an einzelnen Stationen zu einem Ausfall oder auch zu fehlerhaften Messungen gekommen ist, musste ein Zeitfenster gefunden werden, in welchem möglichst viele Stationen mit gleichzeitig möglichst wenigen Datenlücken vorlagen. Eine Datenabdeckung von >95.5% ist an 50 Stationen während einer Zeitspanne von 01.01.1963-31.12.2009 gegeben. Eine Übersicht über die ausgewählten und verworfenen Standorte ist in Abbildung 1 dargestellt. Eine vollständige Liste der berücksichtigten 50 Stationen mit allen zugehörigen Meta-Informationen findet sich in Anhang A.

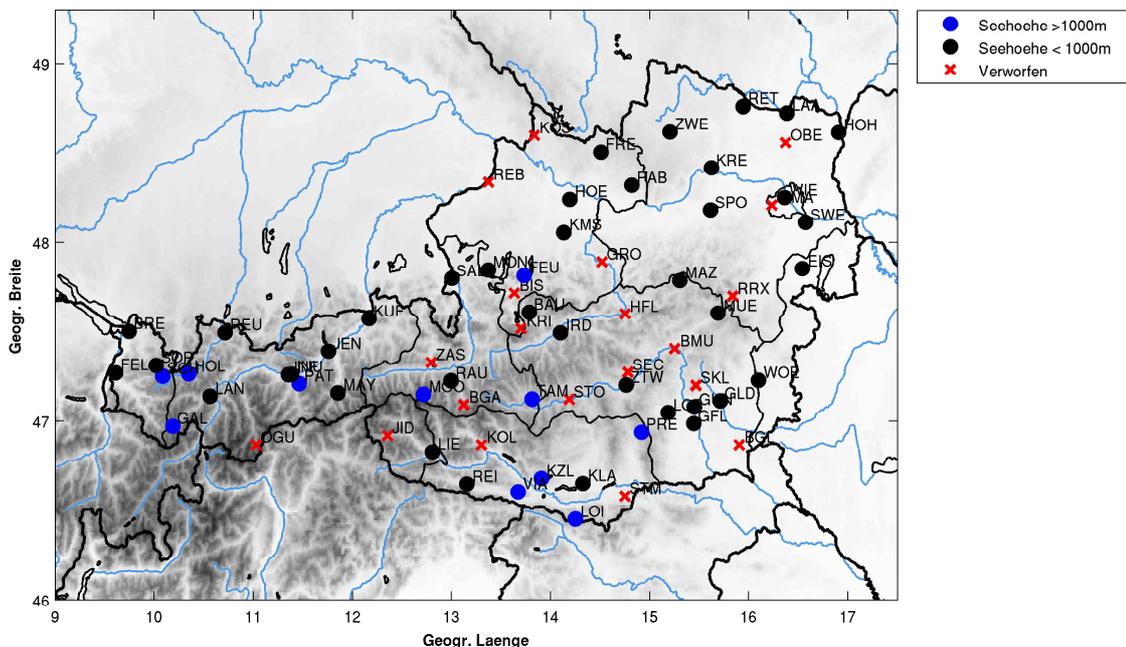


Abbildung 1: Beobachtungsdaten Startclim, ausgewählte und verworfene Stationsreihen.

## 2.2 Reanalysedaten : NCEP

Zur Bestimmung des statistisch/physikalischen Zusammenhangs zwischen den lokalen Beobachtungszeitreihen und den synoptisch-skaligen atmosphärischen Feldern werden die Reanalysedaten NCEP/NCAR 1 von NOAA „National Center of Environmental Prediction“ genutzt (Kalnay et.al., 1996). Diese Daten liegen auf Gitterpunkten global, in 2.5° räumlicher Auflösung und 6-stündiger zeitlicher Auflösung (00z,06z,12z,18z), für den Zeitraum 1948-2010 vor und sind unter der folgenden Internet-Adresse frei verfügbar: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>. Aus diesem Datensatz verwendeten wir den Bodenluftdruck reduziert auf Meeressniveau (SLP) sowie die spezifische Feuchte auf der Druckfläche in 700hPa (Q700). Reanalysedaten bestehen aus einer Vielzahl von Beobachtungsdaten, die zu einem bestimmten Zeitpunkt jeweils auf ein definiertes Modellgitter gerechnet werden. Derartige Verfahren inter- oder extrapolieren die Beobachtungsdaten nicht nur auf das Modellgitter, sondern berücksichtigen darüber hinaus eine zeitliche und räumliche Konsistenz der Felder (4d-Var Assimilationsverfahren). Sie eignen sich hervorragend, um an Modelldaten aus den verschiedensten Klimasimulationen anzuknüpfen.

Um mit den Beobachtungsdaten (07z-07z Summe) zeitlich konsistent zu sein, wurden aus den vorliegenden Felder in 6-stündiger Auflösung tägliche Mittelwert für das Zeitfenster 12z-18z-00z-06z bestimmt. Aufgrund der vorliegenden zeitlichen Auflösung von Beobachtungs- und Reanalysedaten bleibt dennoch ein zeitlicher Versatz von 1 Stunde bestehen, der hingenommen werden musste.

Sowohl für die NCEP- als auch für die ECHAM5 Daten wurde das Gebiet über Europa zwischen 20°W und 35°O bzw. 30°S und 65°N festgelegt. Die Auswahl dieses Gebietes ist kritisch für die Güte der Ergebnisse. Es muss einerseits möglichst klein sein, um die für das öst. Bundesgebiet relevanten Muster abzubilden, andererseits aber groß genug sein, um auch die langwelligen synoptischen Strömungsmuster über Kontinentaleuropa erfassen zu können. Solche langwellige Muster sind die Hauptträger der Varianz und damit unverzichtbarer Bestandteil jeder klimatologischen Analyse. In der Abbildung 2 ist dieses ausgewählte Gebiet sowie die räumliche Auflösung der vorliegenden Reanalysedaten dargestellt.

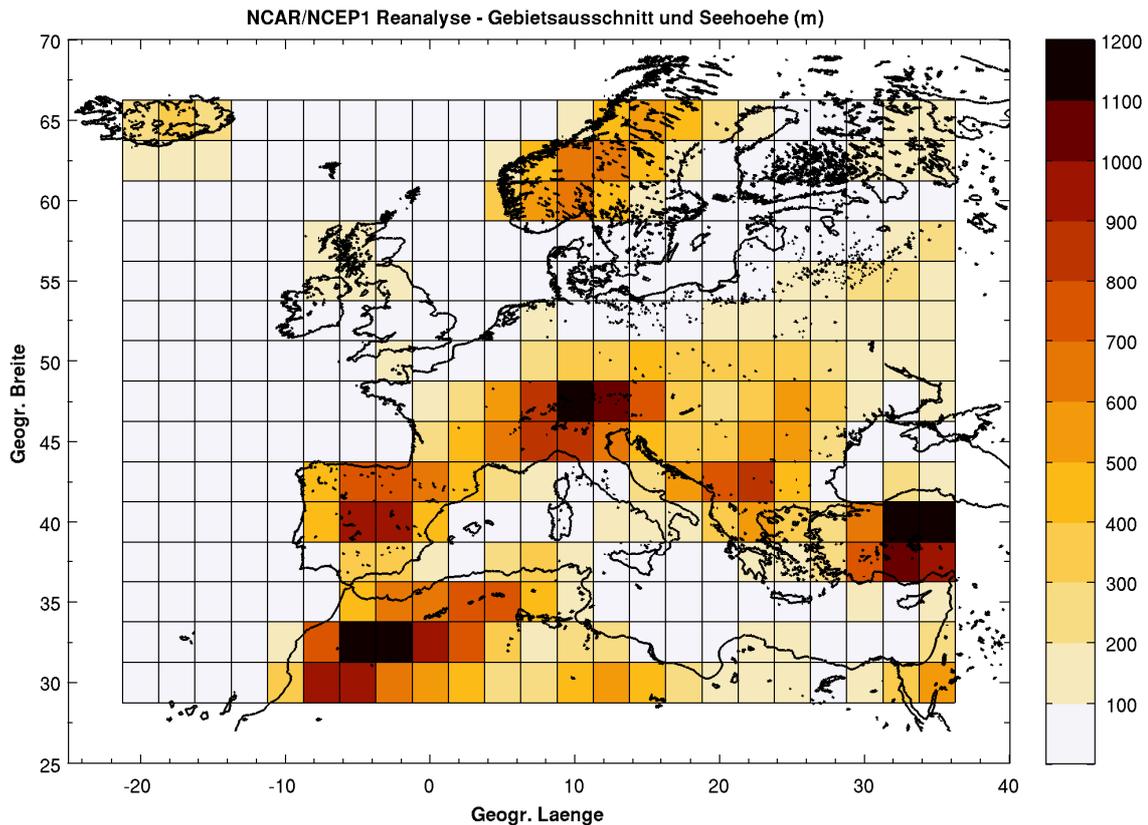


Abbildung 2: Gebietsauswahl, räumliche Auflösung und Seehöhe (m) der NCEP/NCAR1 Daten

### 2.3 Klimamodellsimulationen : ECHAM 5

Um Aussagen für die Zukunft ableiten zu können, wurden die Felder SLP und Q700 aus den Simulationen des gekoppelten Atmosphäre/Ozean Klimamodell ECHAM5/MPI-OM (Röckner et.al., 2003) genutzt. Diese Daten liegen auf einem räumlichen Gitter von  $1.875^\circ$  in einer 6-h zeitlichen Auflösung vor und wurden mit Hilfe der CDO's (Climate Data Operators) zuerst auf das vorliegende  $2.5^\circ$  NCEP-Gitter interpoliert und im Anschluss an jedem Gitterpunkt die 24h Mittelwerte von 12z-06z bestimmt. Wir verwenden die folgenden Läufe des Klimamodells: (1) den Kontrolllauf (CTR) sowie (2) jeweils 3 Realisationen (\_1, \_2 und \_3) der Simulationen für die Zukunft, welche mit den Emissionsszenarien SRES A1b und B1 angetrieben wurden. Die Entscheidung aus der Fülle verfügbarer, globaler Klimamodelle, gerade das Modell des Max Planck Institutes zu wählen, wird mit der Fähigkeit des Modells begründet, die relevanten Zirkulationsmuster (Bodendruck) der Atmosphäre sehr gut simulieren zu können (Ulden und Oldenborgh, 2006).

Die beiden verwendeten Emissionsszenarien A1B und B1 zeichnen sich durch folgende Eigenschaften aus (IPCC, 2007):

A1B: Sehr rasches Wirtschaftswachstum, rückläufige Weltbevölkerung ab 2050, rasche Einführung neuer, effizienterer Technologien, ausgewogene Nutzung fossiler und nicht-

fossiler Energiequellen, regionale Vernetzung und Interaktion, Verringerung regionaler Unterschiede des Pro-Kopf-Einkommens.

B1: Strukturwandel der Wirtschaft in eine Dienstleistungs- und Informationsgesellschaft mit rückläufiger Bevölkerungsrückgang ab 2050, Annäherung auf globaler Ebene, Rückgang der materiellen Ressourcenaufwendung und Einführung sauberer, Ressourcen-effizienter Technologien, globale Lösungen für eine wirtschaftliche, soziale und umweltgerechte Nachhaltigkeit.

Unter einer Realisation ist ein bestimmter Lauf eines Modells zu verstehen. Bei gleichen Anfangsbedingungen kommt es durch die modellinterne Variabilität zu leicht unterschiedlichen Verläufen der verschiedenen Modellsimulationen. Dies bedeutet aber keine Unsicherheit des Modells an sich, denn auch, wenn sich zu einem bestimmten Termin die Realisationen leicht voneinander unterscheiden, so weisen diese über einen längeren Zeitraum hinweg betrachtet (>15 Jahren), die gleichen geforderten statistischen Eigenschaften auf. Da wir die Untersuchungsperiode aber willkürlich und unabhängig von den Verläufen selbst festlegen, werden 3 verschiedene Realisationen desselben Szenarios (A1B, B1) verwendet, um statistisch robuste Aussagen ableiten zu können.

In Abbildung 3 sind die von Ecam5 simulierten 2m-Temperaturen, gemittelt über Zentral-Europa im zeitlichen Verlauf dargestellt. Es zeigt sich dass die Temperatur über diesem Gebiet bis 2100 nochmals um 3.5-4°C ansteigen wird (respektive 1963-2006).

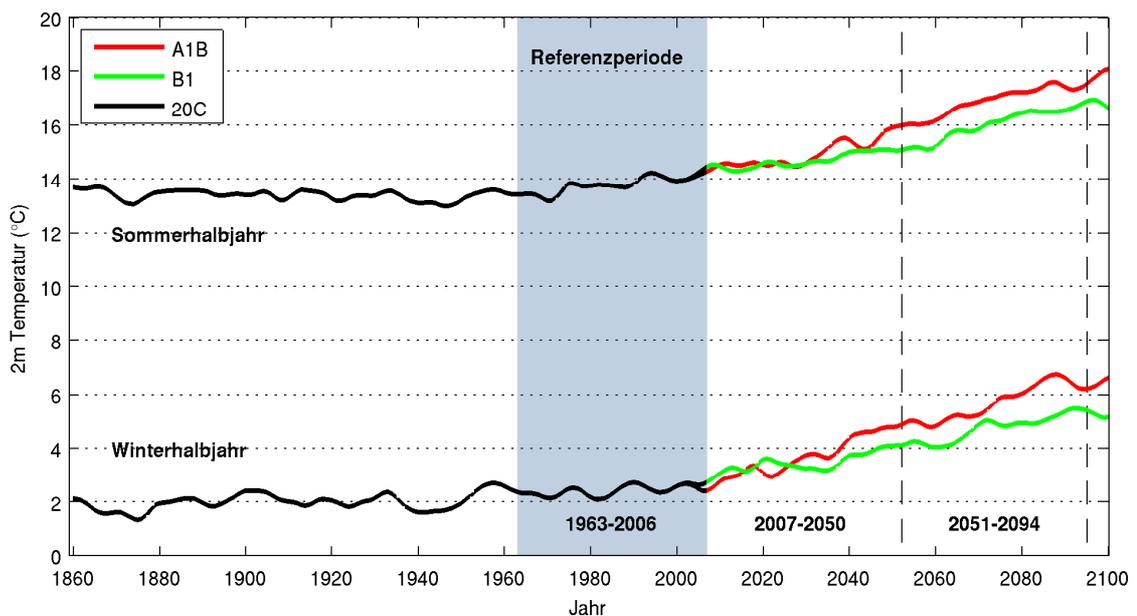


Abbildung 3: Echam5 Klimasimulation 1860 bis 2100 – Temperatur 2m über Grund

## 2.4 Regionalisierung

Die meteorologische Größe *Niederschlag* weist in Österreich eine starke räumliche Differenzierung auf. Dies trifft sowohl für die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion als auch für die absoluten Niederschlagsmengen auf. Die große Variabilität ist einerseits durch die komplexe orographische Struktur gegeben. Andererseits haben Österreich verschiedene, großräumige Wetterlagen einen entscheidenden Einfluss auf die regionale Niederschlagsklimatologie. Verschiedenste Typen von Wettersystemen beeinflussen die Regionen im Jahresverlauf in unterschiedlicher Weise und Intensität (zb. Nordstau, Südstau, inneralpine Trockentäler, orographisch induzierte Konvektion und/oder Hebung). Um die Ergebnisse dieser Studie sinnvoll interpretieren zu können, ist es notwendig, die gewonnenen Ergebnisse an den 50 untersuchten Standorten zu Regionen zusammen zu fassen. Wir wurde die von Seibert (2007) vorgeschlagene Gliederung in 7 Teilregionen verwendet: West, Nordstau, Wald-Mühlviertel, Ost, Ennstal-Semmering, Südost und Südstau. Diese räumliche Differenzierung erscheint für unsere Zwecke sinnvoll, da Seibert ebenfalls den Datensatz Startclim der ZAMG mit täglichen Niederschlagssummen verwendet hat und die Regionalisierung mit Hilfe eines Clusteringverfahren durchführte, dass großes Gewicht auf starke Niederschlagsereignisse legt. Zudem wurde auch eine zeitliche Differenzierung in Sommer- und Winterhalbjahre vorgenommen (siehe Abbildung 4 bzw. Abbildung 5).

Zur kompakteren Beschreibung der sieben Regionen im weiteren Verlauf des Berichts wird die folgenden Nummerierung verwendet: 1-West, 2-Nordstau, 3-Wald/Mühlviertel, 4-Ost, 5-Ennstal/Semmering, 6-Südost und 7-Südstau.

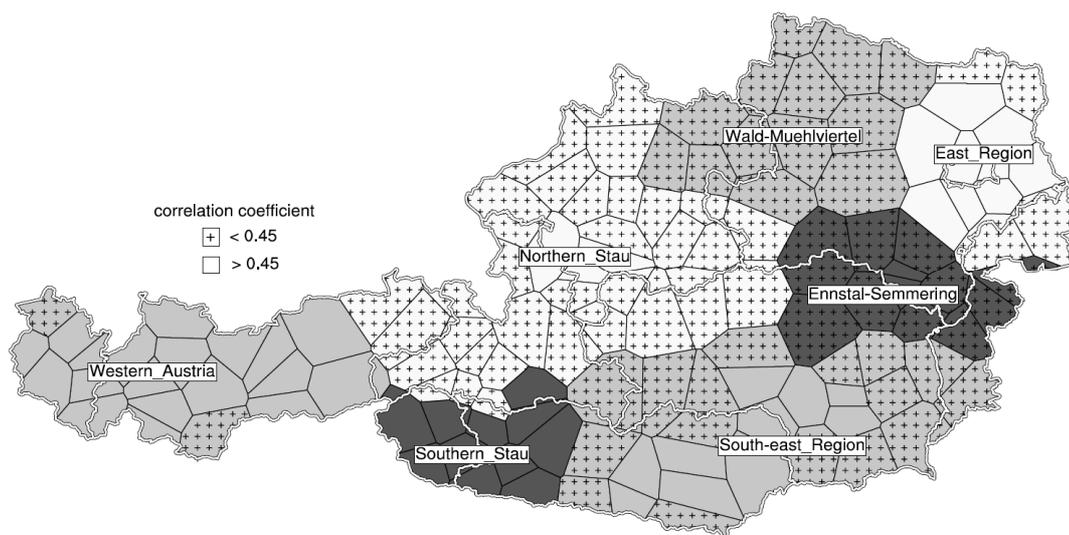


Abbildung 4: Starkniederschlagsregionen für das Sommerhalbjahr (Seibert et.al. 2007)

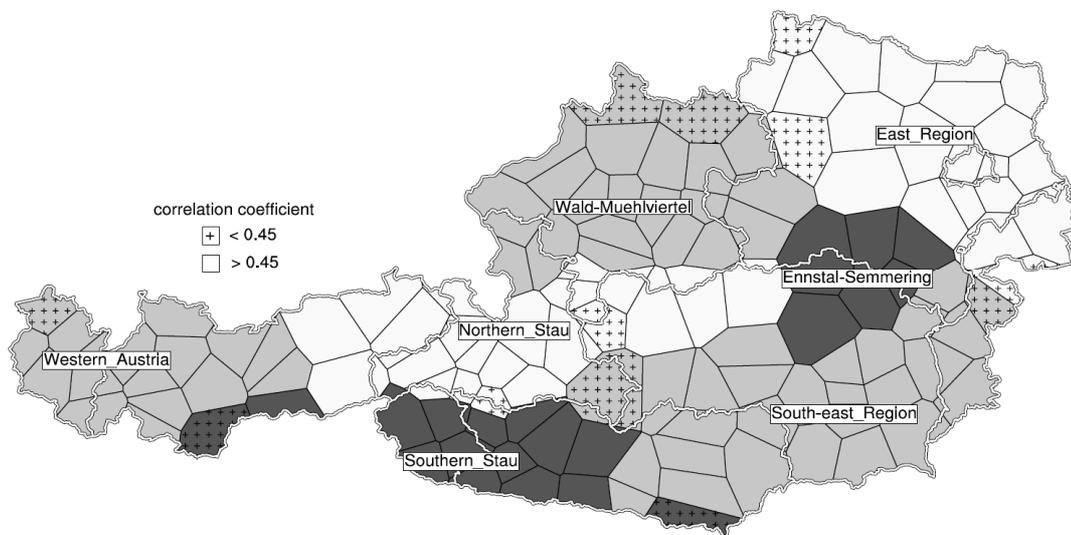


Abbildung 5: Starkniederschlagsregionen für das Winterhalbjahr (Seibert et.al. 2007)

### 3 Methode

Im folgenden Abschnitt wird die Methodik vorgestellt, mit der aus den täglichen Stationsdaten (24-h Niederschlagssummen) Zeitreihen für die Zukunft erstellt werden. Die Grundlage zum Bestimmen der zukünftigen Zeitreihen bildet dabei der physikalisch-meteorologische Zusammenhang der großräumigen atmosphärischen Felder (slp und q700) mit den lokalen Niederschlagsereignissen in der Vergangenheit. Unter der Annahme, dass dieser Zusammenhang auch in der nahen Zukunft bestehen bleibt können aus dem Vergleich der synoptisch-skaligen Felder von Vergangenheit (NCEP) und Zukunft (ECHAM5 Klimasimulation) entsprechende Zeitreihen auf lokaler Ebene generiert werden. Als dazugehöriges Downscalingverfahren wird die Analogmethode (Lorenz, 1969; Zorita et.al., 1995; Cubasch et.al., 1996; Zorita und von Storch, 1999) angewandt.

In zahlreichen bestehenden Studien wurden ähnliche Untersuchungen des Niederschlags auf Stationsebene durchgeführt. Dabei wurde zumindest das großskalige Bodendruckfeld als Prediktor verwendet (Von Storch et.al., 1993; Zorita et.al., 1993; Matulla, 2004, 2005, und 2007; Haylock et.al, 2006; Schmidli et.al., 2007; Wang und Zhang, 2008; Benestad, 2009). Neu an dieser Studie ist, dass wir neben dem Bodendruck auch Gebietsmittelwerte der spezifischen Feuchte in 700 hPa als zweiten Prediktor verwenden. Desweiteren wenden wir zur Bestimmung der Wiederkehrintensitäten aus der Extremwertverteilung die sogenannte „r-largest order“ Statistik (Coles, 2001a und 2001b) an.

Folgende, 44-jährige Zeitscheiben werden in dieser Studie ausgewertet:

- 1963-2006: Validierungs- und Vergleichszeitraum (Beobachtung u. Reanalyse)
- 2007-2050: Szenarioperiode 1 (Klimamodelllauf)
- 2051-2094: Szenarioperiode 2 (Klimamodelllauf)

#### 3.1 Statistisches Downscaling mit der Analogmethode

Globale Klimamodelle sind in der Lage klimarelevante Prozesse auf einer räumlichen Auflösung von 500-5000 km gut nachzubilden. Diese Phänomene des large-scale bzw. des synoptic scale sind beispielsweise Rossby-Wellen, extratropische Tiefdruckwirbel, der jet-stream und insbesondere auch das Bodendruckfeld. Die Fähigkeit der Klimamodelle diese Phänomene in klimatologischen Zeiträumen sehr gut wiedergeben zu können, wird für die Berechnung der lokalen, zukünftigen Niederschlagsszenarien benutzt. Neben den Klimasimulationen auf der einen Seite verfügen wir auf der anderen

Seite über einen hervorragenden Datensatz lokaler Beobachtungen mit täglichen Niederschlagssummen in Österreich, für einen Zeitraum von 1963-2006 (Startclim). Um die beiden räumlichen Skalen zu verbinden haben wir eine Methode des statistischen Downscalings - die Analogmethode – angewendet. Das Prinzip dieser nichtlinearen Methode ist, für jeden Tag aus dem Klimaszenario der Zukunft das ähnlichste großräumige Feld in der Vergangenheit zu suchen, und dann an diesem gefundenen Tag das dazugehörige lokale Beobachtungsfeld dem Tag aus der Zukunft zu zuweisen. Als Prediktorfeld dient der Bodenluftdruck, die spezifische Feuchte wurde als Kriterium zur Vorselektion (siehe Abschnitt 3.1.3) genutzt.

### 3.1.1 Empirische orthogonale Funktionen

EOF's (empirisch orthogonale Funktionen) sind das Werkzeug zum statistischen Downscaling mit der Analogmethode. Mit Hilfe der EOFs kann ein großer Datensatz mit einer Vielzahl von Freiheitsgraden auf wenige neue Freiheitsgrade reduziert werden, dadurch ist es überhaupt erst möglich mit den bestehenden Computer-Ressourcen effizient nach analogen Feldern zu suchen. Zudem ist es durch die Berechnung der EOFs möglich, unerwünschte, hochfrequente Varianz aus den Daten zu filtern. Diese beinhaltet im Allgemeinen keine nutzbare Information.

Die Berechnung der EOFs für das Bodendruckfeld erfolgt in den folgenden Schritten:

1. Berechnung des mittleren Bodendruckfeldes
2. Bildung der Anomalien relativ zum mittleren Feld
3. Standardisierung der Anomalien durch Dividieren der Anomalien durch die Standardabweichung der Bodendruckfelder.
4. Gewichtung der standardisierten Anomalien mit  $\text{SQRT}(\cos(\varphi))$  wobei  $\varphi$  der geographische Breitengrad ist. Diese Gewichtung ist notwendig da die regelmäßigen Gitterpunktweite mit zunehmender geogr. Breite eine immer kleiner reale Fläche repräsentieren. (Überbewertung der nördl. Breiten)
5. Berechnung der Kovarianzmatrix der gewichteten standardisierten Anomalien.
6. Eigenwertzerlegung der Kovarianzmatrix und Reihung der so bestimmten Eigenvektoren nach der Größe der erklärten Varianz in abfallender Reihenfolge. Die erklärte Varianz lässt sich aus dem Betrag der Eigenwerte ablesen, wenn die Summe aller Eigenwerte auf 1 normiert wird.

Die so bestimmten Eigenvektoren sind bereits die gesuchten EOF's. Diese haben die Eigenschaft jeweils orthogonal aufeinander zu stehen (Skalarprodukt=0) und dadurch allesamt linear unabhängig zu sein. Für unseren Fall beträgt die räumliche Gitterpunkt-dimension (lat x lon)  $23 \times 15=345$  und damit erhält man aus der Eigenwertzerlegung genau 345 Eigenvektoren sowie die dazugehörigen 345 Eigenwerte. Der erste Eigen-

vektor, jener mit dem größten Anteil an erklärter Varianz, weist typischerweise das größte räumliche Muster – mit der Wellenzahl 1 – auf. Je weiter man nun in Richtung der Eigenwerte mit niedriger erklärter Varianz geht, umso höher wird die Wellenzahl und umso verrauschter stellt sich das räumliche Muster der dazugehörigen EOF dar. Da wir aber nun an einer Reduktion der Freiheitsgrade, sowie an einer Filterung der hochfrequenten, nichtphysikalischen Informationen interessiert sind, haben wir uns entschieden nur die ersten 10 Eigenvektoren für die weitere Untersuchung zu verwenden, und verwarfen die EOFs 13-345.

Bei der Untersuchung der Bodendruckfelder über Europa hat sich gezeigt, dass der Bodendruck erwartungsgemäß einen deutlichen Jahresgang aufweist. Da die Variabilität im Winter größer ist als jene vom Sommer, ist es notwendig diesen Jahresgang aus den Daten, vor Berechnung der EOFs, zu entfernen. Üblicherweise wird dies erreicht, indem man die Eigenvektoren für jede Jahreszeit getrennt berechnet (DJF, MAM, JJA, SON). Diese Technik ist zwar weit verbreitet, ist aber in dieser Art und Weise problematisch, wenn man sie für zukünftige Klimaszenarien verwendet. Denn durch das Differenzieren von Halbjahren oder Saisonen entstehen nicht nur künstliche, große Sprünge an den Übergängen der Saisonen bzw. Halbjahre, es ist a priori auch nicht klar, dass sich in einem änderndem Klima nicht auch Verschiebungen zwischen den - aus der Vergangenheit definierten - Saisonen ergeben können. Beispielsweise könnte ein typisches sommerliches Bodendruckfeld der Vergangenheit in einem wärmeren Klima der Zukunft immer öfter auch bereits in den Frühlings- oder Herbstmonaten zu beobachten sein, d.h. ein die Suche nach einem entsprechendem Äquivalent auch saisonal übergreifend möglich sein.

Ein zweites Problem ergibt sich daraus, dass der Verlauf der Jahresgänge räumlich inhomogen ist. Wie in Abbildung 6 zu sehen ist, unterscheidet sich dieser nicht nur von Gitterpunkt zu Gitterpunkt in der Amplitude, weisen die Jahresgänge zueinander auch inverse Verläufe auf. Die schwarzen/roten Linien kennzeichnen dabei jene Gitterpunkte an denen das mittlere Bodendruckfeld ein Sommermaximum/Wintermaximum aufweist.

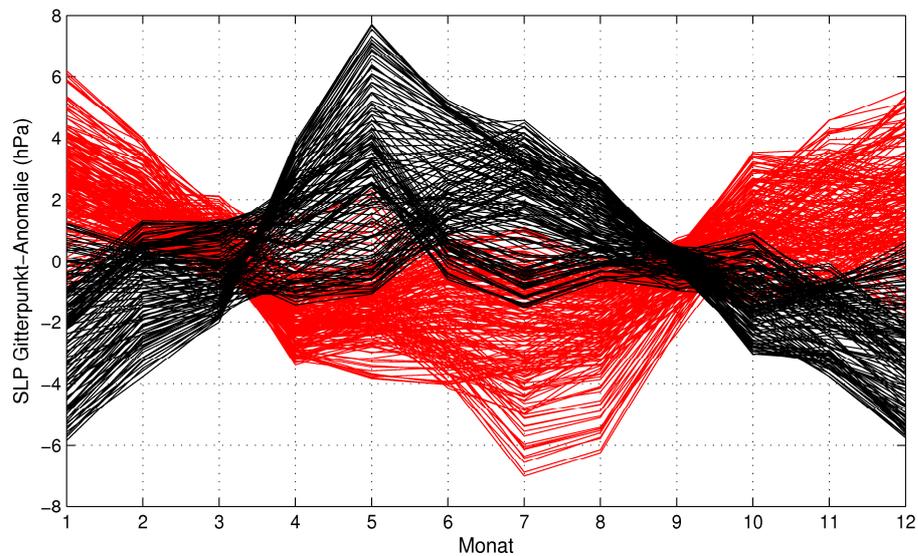


Abbildung 6: Mittlerer Jahresgang des Bodenluftdrucks an jedem Gitterpunkt als Anomalie zum jeweiligen Jahresmittel (NCEP 1948-2006)

Aus den beiden Gründen, dass (1) zueinander inverse Jahresgänge existieren und (2) eine saisonal übergreifende Suche nach analogen Tagen möglich sein soll, wird in dieser Untersuchung gleitend, für jeden Kalendertag des Jahres (1-365) ein kompletter Satz von 10 EOFs bestimmt. Sämtliche Anomalien, Standardabweichungen und mittlere Felder, wie sie oben in den Punkten 1-6 beschreiben sind, werden dabei aus einem 90-Tage Zeitfenster, rund um den aktuellen julianischen Tag, berechnet. Die so erhaltenen Eigenvektoren haben nun die Eigenschaft, dass nicht nur der Jahresgang für jeden Satz der EOFs implizit heraus gerechnet wird, sondern weisen diese EOF-Sätze über das Gesamtjahr hinweg auch einen kontinuierlichen, d.h. glatten Verlauf auf. Eine willkürliche, sprunghafte Trennung in Saisonen oder Monaten konnte so vermieden werden.

Die Ursache der räumlichen Inhomogenität im Jahresverlauf des Bodenluftdruckfeldes sei anhand der Abbildung 7 nur kurz erläutert. So ist das ausgeprägte Wintermaximum im Bodenluftdruck (rote Gitterpunkte) typisch für kontinental geprägte Klimaregionen wohingegen die Gitterpunkte im Nordwesten des Gebiets atlantisch/maritimen Charakter aufweisen. Dabei ist die räumliche Trennung im Allgemeinen durch die Lage der GP zum Atlantik bzw. zum eurasischen Kontinent hin gegeben, aber auch die Lage der Polarfront in den Wintermonaten spielt eine wichtige Rolle.

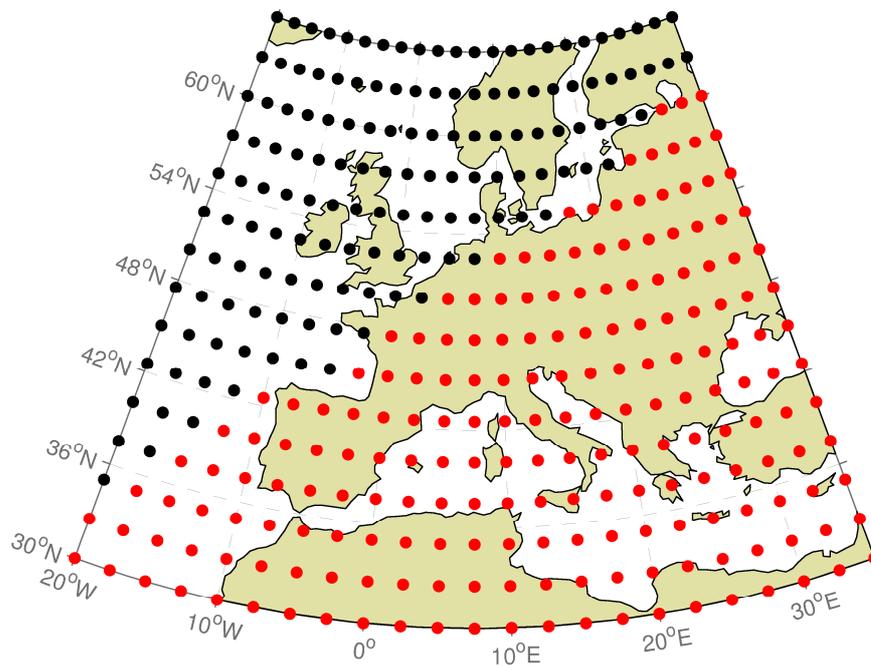


Abbildung 7: Räumliche Verteilung der Art des Jahresganges. Schwarz: Sommermaximum, rot: Wintermaximum (NCEP 1948-2006)

Die berechneten Eigenvektoren 1-12 sind exemplarisch für den 1. Jänner (julianischer Tag 1), sowie für den 1. Juli (julianischer Tag 183) in der Abbildung 8 bzw. Abbildung 9 (Winter- bzw. Sommermuster) dargestellt. In der Klammer steht jeweils der prozentuelle Anteil der erklärten Varianz des Bodenluftdrucks. Diese Muster sind physikalisch nur bedingt interpretierbar, dennoch sind vor allem in den ersten 3 Winter-EOFs die typischen Strömungsmuster „Hoch über den Britischen Inseln“ (EOF1), NAO+ (EOF2) sowie „Hoch über Fennoskandien“ zu erkennen. Auch wenn in vielen Arbeiten ein Verwerfen der EOF oberhalb der 6. ten-8. ten erfolgt, verwenden wir in dieser Untersuchung 10 Eigenwerte. Denn zur Abbildung der für den Alpenraum relevanten Strömungsmuster im Bodendruckfeld werden kleinräumigere Strukturen benötigt. Zwar erklären diese im klimatologischen Sinne nur wenig Varianz, wir untersuchen aber Ereignisse auf Tagesbasis, und hier kann an einzelnen Tagen ein Eigenvektor mit hohen Wellenzahlen einen bedeutenden Anteil der Varianz erklären. Solche Fälle können z.B. Tagen auftreten an denen ein abgetropftes Tief oder ein 5b Tief über dem Untersuchungsgebiet liegt. Derartige Wetterlagen sind von höchster Relevanz für starke Niederschlagsereignisse.

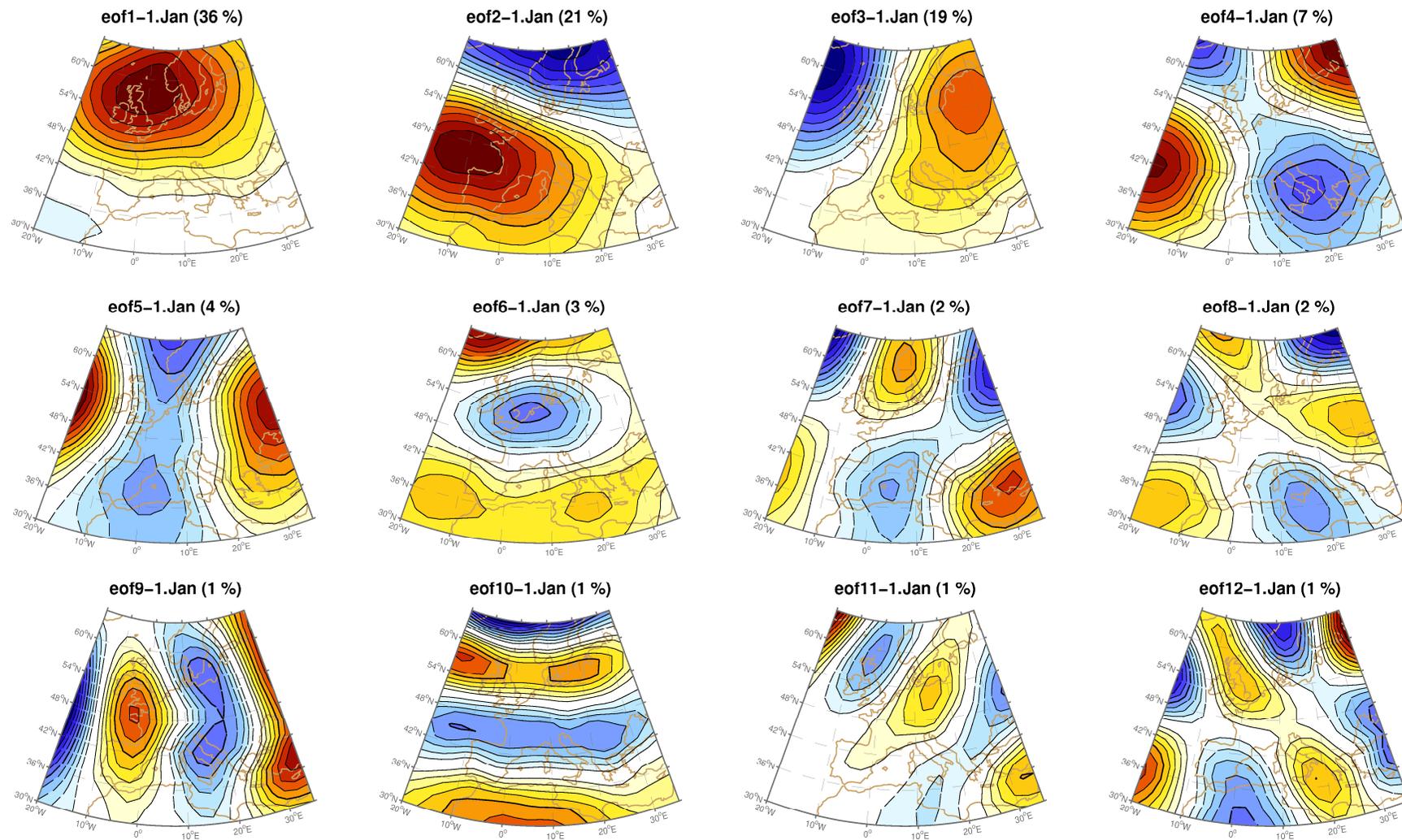


Abbildung 8: Wintermuster: Eigenvektoren 1-12 des Bodenluftdrucks für den julianischen Tag 1 (NCEP).

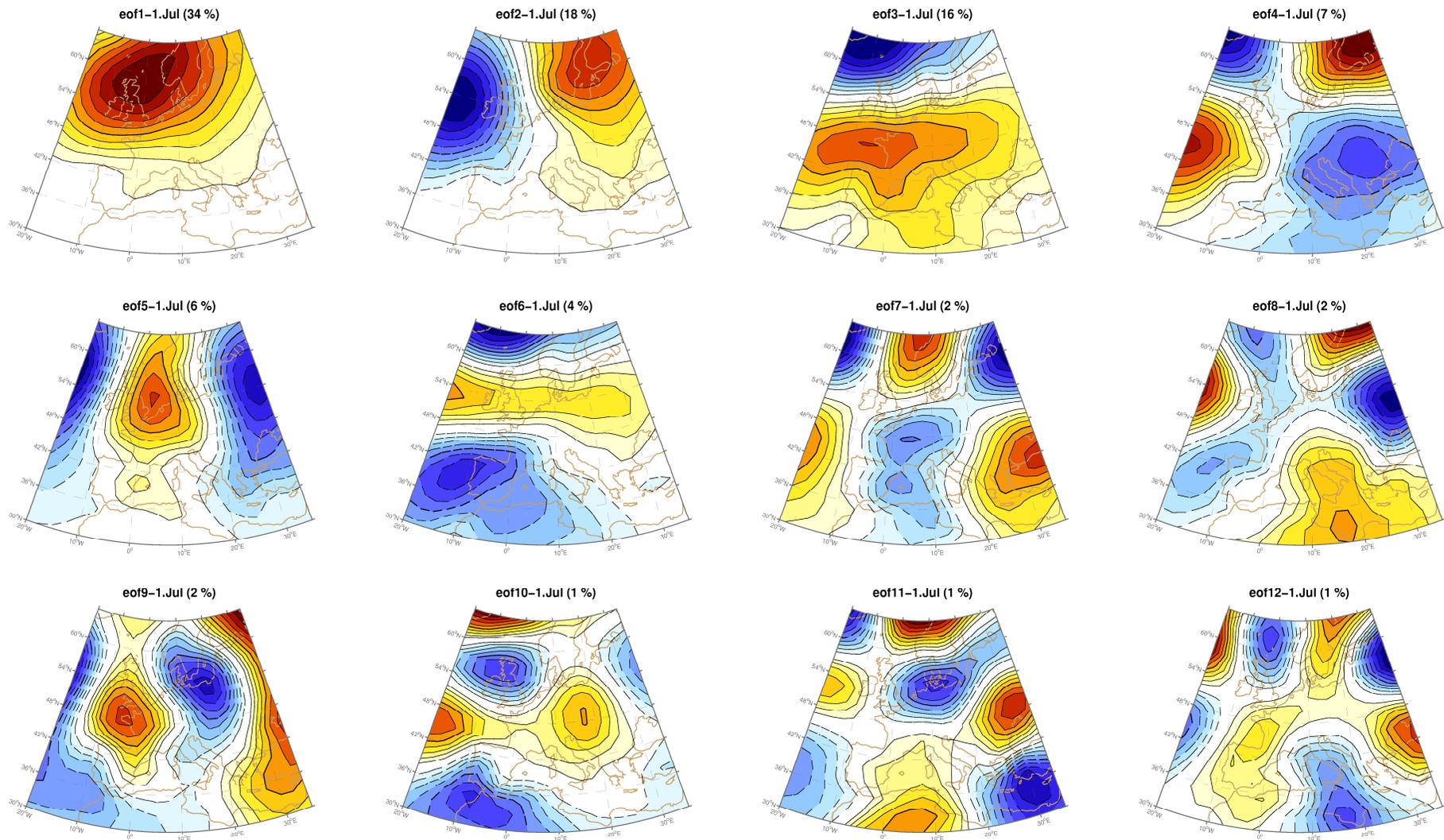


Abbildung 9: Sommermuster: Eigenvektoren 1-12 des Bodenluftdrucks für den julianischen Tag 183 (NCEP1).

### 3.1.2 Finden analoger Feldmuster im Bodenluftdruck

Um nun für jeden Tag der Zukunft, das zur jeweiligen Wetterlage gehörige Niederschlagsmuster aus der Vergangenheit zuweisen zu können, ist es notwendig die Bodenluftdruckfelder der Zukunft (ECHAM5) mit jenen aus der Vergangenheit zu vergleichen und das Ähnlichste zu bestimmen. Diese komplexe Aufgabe ist sehr zeitaufwendig, eine deutliche Reduktion des Rechenaufwands ist an dieser Stelle notwendig. So muss für jeden Tag und jedes Szenario das gesamte Beobachtungsarchiv durchsucht werden, d.h. es müssen insgesamt  $3 \times 10^9$  mal die Bodenluftdruckfelder über Europa miteinander verglichen werden.

Um diese Suche effizient durchführen zu können, wurde das jeweilige SLP-Feld der Zukunft auf die 10 EOF's projiziert. Für den Fall, dass das gesuchte Feld beispielsweise vom 13.4.2074 stammt, sind zur Projektion die 10 EOF's des julianischen Tages 103 verwendet worden. So erhält man aus dieser Projektion 10 Skalare (Zahlenwerte), die den Anteil der jeweiligen Eigenvektoren zur Abbildung des projizierten Feldes enthalten, sie werden PCs (principal components) genannt.

Anschließend erfolgte die Projektion sämtlicher Felder der Vergangenheit auf die gleichen 10 Eigenvektoren, um eine Zeitreihe mit Tageswerten von 10 PC's zu erhalten. Die Bestimmung des ähnlichsten Tages erfolgte dann durch das Berechnen des Minimums der euklidischen Distanz zwischen den PC's des Tages aus der Zukunft und jenen aller Tage aus der Vergangenheit.

Als zusätzliches Kriterium bei der Suche, wurde zudem der von Matulla (2007) entwickelte Ansatz verwendet, auch den Zustand des Feldes der 4 vorangegangenen Tage zu berücksichtigen. Die Gewichtung der 5 Tage erfolgte mit folgender, abfallender Sequenz: Tag  $d_0$  100%, Tag  $d_{-1}$  50%, Tag  $d_{-2}$  25%, Tag  $d_{-3}$  12,5 und Tag  $d_{-4}$  6,25%.

### 3.1.3 Das Feuchtepotential in 700hPa als zusätzlicher Prediktand

In dieser Untersuchung steht die Analyse von extremen Niederschlagsereignissen im Vordergrund. Da das großräumige Bodendruckfeld im Allgemeinen noch keine zuverlässige Aussage über die absoluten Niederschlagsmengen zulässt, musste ein zusätzlicher Prediktand verwendet werden. In dieser Studie ist es die spezifische Feuchte in 700hPa über dem Untersuchungsgebiet. Dazu ist das Feuchtefeld der Gitterpunkte über dem österreichischen Bundesgebiet, ( $47.5^\circ\text{N}$ ,  $10^\circ\text{O}$ - $17.5^\circ\text{O}$ ) auf täglicher Basis gemittelt worden.

In der Suche nach dem ähnlichsten SLP-Mustern wurden somit immer nur jene Tage als mögliche Kandidaten zugelassen, an denen die Abweichung des spez. Feuchte im Vergleich zur Beobachtung, kleiner war als das 33er Quantil aller Abweichungen ( $Q700_{\text{szenario}} - Q700_{\text{ncep}}$ ) war. Durch diese Vorselektion sollen Tage an denen die spezifi-

sche Feuchte unrealistisch große Abweichungen vom gesuchten atm. Zustand aufweist, im Vorhinein von der Suche analoger Bodendruckfelder ausgeschlossen werden.

Von der Möglichkeit die Analogmethode auch auf das Feuchtefeld anzuwenden wurde nach einer Voruntersuchung abgesehen. Es zeigte sich dass die spezifische Feuchte eine zu hohe Variabilität sowohl in zeitlicher als auch in räumlicher Hinsicht, über dem Alpenraum aufweist. Um eine Varianz von zumindest 70% zu erklären sind mehr als 20 Eigenvektoren notwendig. Auch stellt sich die Frage inwieweit die Feuchtemuster an bestimmten Tagen überhaupt durch - beispielsweise die ersten 20 Eigenvektoren - abgebildet werden können, bei einer derart hohen (und verrauschten) Variabilität. Aus diesem Grund wird die spezifische Feuchte ausschließlich als Index (Gebietsmittel) verwendet.

## **3.2 Extremwertstatistik - Analyse der Starkniederschläge**

Im Anschluss an das Berechnen der Zeitreihen des Bodenluftdruckfeldes für die Zukunft, mitsamt der dazugehörigen lokalen Niederschlagsreihen, erfolgte das Auswerten der Starkniederschläge.

### **3.2.1 R-largest order statistics**

Niederschlag ist eine meteorologische Größe die nicht einer Normalverteilung folgt. Zur Nachbildung der Wahrscheinlichkeiten von Starkniederschlagsereignissen ist es üblich Weibull-, Frechët- oder Gumbelverteilungen an das vorliegende Datenkollektiv anzupassen. Wir verwenden eine generalisierte Form dieser Verteilungstypen, die sogenannte generalisierte Extremwertverteilung (GEV). Dieser Typ vereint in eleganter Weise die drei oben genannten Formen zu einer einzigen „generalisierten“ Verteilung und ist speziell für die Nachbildung der hohen Quantillen des Niederschlags geeignet. Eine Möglichkeit die Verteilungsfunktion für Extremereignisse zu modellieren bietet die von Coles entwickelte Methode der „r-largest order statistics“ (Coles, 2001). Dabei werden die Parameter der Extremwertverteilung über eine „log-likelihood“ Funktion bestimmt. Dabei wird die Funktion aber nicht an alle Niederschlagsereignisse, sondern nur an die 3 intensivsten Ereignisse je Jahr angepasst. Für die jeweilige, lokale Beobachtungsreihe erhält man nach der Anpassung der GEV die zugehörigen Verteilungsparameter  $\mu$  (Lageparameter),  $\sigma$  (Skalierungsparameter) und  $\xi$  (Formparameter). Mit der Kenntnis dieser Parameter lässt sich die Intensität der Tagesniederschläge für die jeweiligen Wiederkehrintervalle bestimmen.

### 3.2.2 Zeitliches Entclustern von Niederschlagsereignissen

Die Anpassung der jeweiligen Extremwertverteilung an die extremsten Niederschlagsereignisse aus einer Zeitreihe erfordert, dass die Ereignisse an einem bestimmten Standort nicht aus dem gleichen synoptischen Niederschlagsereignis stammen.

Dazu muss ein zeitliches Entclustern erfolgen. Dafür wurde ein eigener Algorithmus entwickelt:

- Als Niederschlagstag wird jeder Tag mit  $\geq 1$  mm Niederschlag definiert.
- Eine Niederschlagsepisode ist durch 1 oder mehrere zusammenhängende Niederschlagstage definiert.
- Eine Episode wird durch Tage mit  $< 1$  mm Niederschlag beendet.
- Gesuchte Extremniederschläge müssen aus unterschiedlichen Niederschlagsepisoden stammen, zusätzlich dazu muss ein zeitlicher Abstand von 3 Tagen, zwischen den 2 gefundenen Extremereignissen vorliegen, ansonsten ist nur das stärkere Ereignis zu verwenden.

Der Sinn des Entclustern besteht darin eine mögliche Autokorrelation der Ereignisse zu vermeiden und so robustere Aussagen der Extremereignisse zu ermöglichen.

### 3.2.3 Sensitivität der „r-largest order statistic“ auf einzelne Ereignisse

Die Anpassung der Extremwertverteilung erfolgt jeweils an 132 Niederschlagswerten wobei diese immer aus den 3 extremsten Ereignissen pro Jahr (44-jährige Zeitreihen) gebildet werden. In der Verifikation hat sich gezeigt dass diese Anpassung der GEV sehr sensitiv auf einzelne, besonders extreme Ereignisse ist. Wie zum Beispiel an der Station Kremsmünster in der Beobachtungsperiode 1963-2006 (Winterhalbjahr): Hier beträgt der absolut höchste Wert aus dem Downscaling 85.5mm (1991), die Beobachtung gibt aber 29.2mm für diesen Tag, sowie 50.2mm als absoluten Höchstwert (1963-2006) vor. Die folgende Gegenüberstellung soll die Problematik des hier entstandenen Fehlers in der Abschätzung der Wiederkehrintensität veranschaulichen:

Tabelle 1: Kreuzvalidierung an der Station Kremsmünster, Winterhalbjahr: Vergleich der beobachteten (OBS) und berechneten (KRZ, KRZ\*) Niederschlagssummen für unterschiedliche Wiederkehrintervalle. (RF...relativer Fehler, \* ...siehe Text)

	10j. (mm)	30j. (mm)	50j. (mm)		RF10	RF30	RF50
<b>OBS</b>	38	45	48				
<b>KRZ</b>	67	119	157		76%	164%	227%
KRZ*	43	51	56		13%	13%	17%

Im Vergleich der Intensitäten aus der Kreuzvalidierung zeigt sich, dass die verwendete Extremwertstatistik sehr sensitiv auf besonders hohe Niederschlagswerte ist und dadurch zu großen Fehlern kommen kann. Da wir aber ohnehin nur an moderaten Extremereignissen interessiert waren, wurden diese Ausreißer (>99.5 Quantil), in der Auswahl der 3-extremsten Ereignisse je Jahr, nicht berücksichtigt. Diese Vorgehensweise erlaubt eine wesentlich robustere Statistik für 10-50jährige Ereignisse.

### 3.3 Verifikation der Methode

#### 3.3.1 Die Kreuzvalidierung

Um die Güte der gesamten, mehrstufigen Methodik beurteilen zu können, führten wir eine Kreuzvalidierung für die Analogmethode durch und verglichen die so bestimmten Zeitreihen mit den vorliegenden Beobachtungen. Aus dem direkten Vergleich konnte der Bias für die Vorhersage der Intensitäten von unterschiedlichen Wiederkehrintervallen an jeder Station berechnet werden.

Dazu wurde für jedes Jahr  $n$  aus dem Startclim-Beobachtungsdatensatz mit der Gesamtlänge  $N=44$  Jahre, ein analoges Bodendruckmuster in den verbleibenden  $N-1$  Jahren gesucht. Auch die dafür benötigten EOF's und Anomaliefelder wurden ausschließlich aus diesen 43 Jahren bestimmt. Die Projektion der Anomaliefelder auf die Eigenvektoren, der verwendete Suchalgorithmus und die Bestimmung der Parameter der GEV, erfolgten nach dem gleichen Prozedere wie sie im Punkt 3.1 und 3.2 dieses Kapitels beschrieben wurden.

### 3.3.2 Ergebnisse aus der Kreuzvalidierung

Die Validierung umfasst die Bewertung der Abweichung zwischen den berechneten Intensitäten aus der Kreuzvalidierung und jenen aus der Beobachtung für verschiedene Wiederkehrintervalle. Aufgrund der unterschiedlichen Niederschlagsregime die im Alpenraum im Jahresverlauf zu beobachten sind, wurde die Evaluierung für das Sommer- und das Winterhalbjahr getrennt durchgeführt.

In der folgenden Abbildung 10 ist der relative Fehler der Niederschlagsintensitäten, 30-jähriger Ereignisse für das Sommerhalbjahr dargestellt. Die roten Kreuze markieren jene Stationen an denen der Fehler größer als 25% ist, dieser Schwellwert wird als kritischer Grenzwert definiert. Dies ist ein sehr hoher Wert, da sich die Änderungssignale für die Zukunft nur wenig von den relativen Fehlern aus der Methode unterscheiden. Aus diesem Grund müssen die Projektionen für die Zukunft an diesen Stationen kritisch interpretiert werden. Im Sommer zeigt sich eine systematische Unterschätzung der berechneten Niederschlagsintensitäten um 18%. Eine mögliche Ursache dieses Bias kann die konvektive Natur der sommerlichen Niederschläge sein. In dieser Jahreszeit sind selbst in synoptisch-skaligen Niederschlagsfeldern auch immer wieder konvektive Zellen eingelagert die zu einer Verstärkung des lokalen Niederschlags führen. Es fällt aber auch auf, dass der relative Fehler keine auffällige Höhenabhängigkeit aufweist. An den Bergstationen (>1000m Seehöhe) liegt der Fehler innerhalb eines schmalen Bereichs von -10% bis -30%, wohingegen die Streuung des Fehlers an den Stationen der Niederungen größer ausfällt (+10% bis -45%).

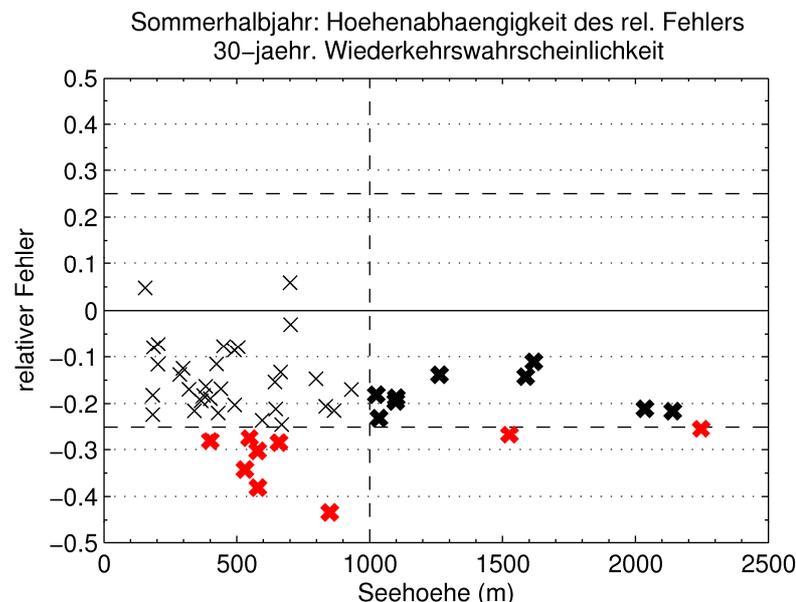


Abbildung 10: Relativer Fehler für 30-jährige Ereignisse (Sommerhalbjahr) aus allen Stationen (rot: Fehler > 25%, schwarz/fettgedruckt: Fehler < 25% an Bergstationen).

In der räumlichen Darstellung des relativen Fehlers ergibt sich für das Sommerhalbjahr ein sehr homogenes Bild. An fast allen Stationen kommt es zu einer systematischen

Unterschätzung. Die Stationen mit besonders hohen relativen Fehlern (>25%) sind Bereiche in Tirol (Inntal) sowie im Südstau und Südosten (Abbildung 11).

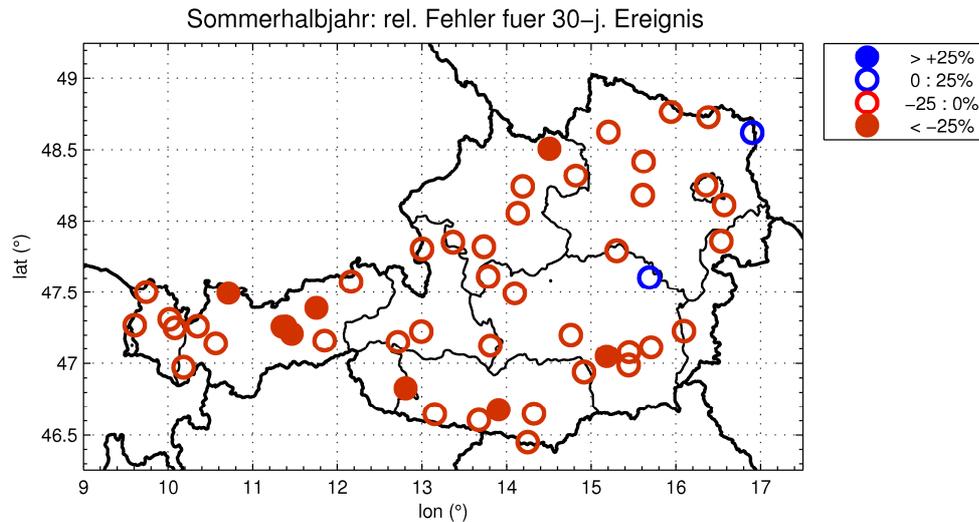


Abbildung 11: Räumliche Verteilung des relativen Fehlers für 30-jährige Niederschlagsereignisse (Sommer)

Anders sieht das Ergebnis der Kreuzvalidierung im Winterhalbjahr aus (Abbildung 12). Hier zeigt sich zwar, dass der relative Fehler jetzt besser zentriert um 0 liegt (-4%), aber der Fehler an 8 Stationen größer als 25% ist. Auch fällt wieder der geringe Fehler an den Bergstationen auf (0% bis -20%) sowie eine starke Streuung des Fehlers an den Stationen der Niederungen.

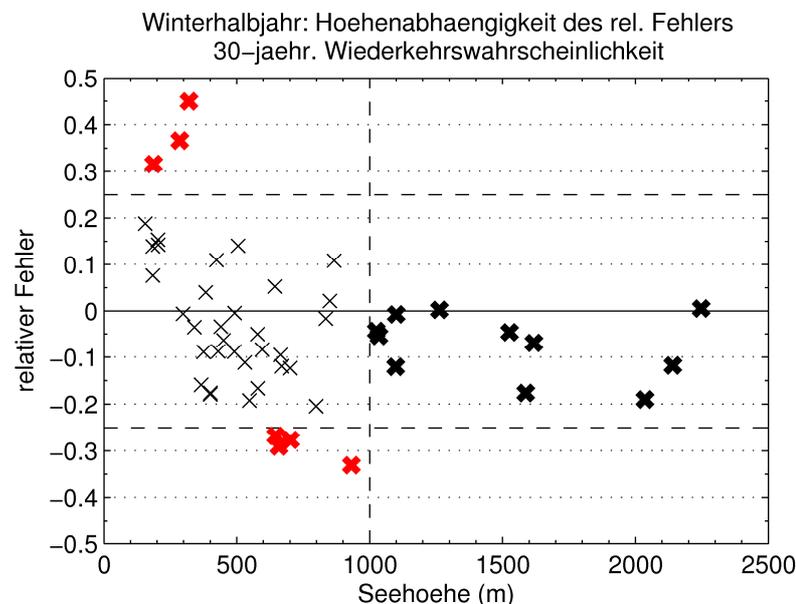


Abbildung 12: Relativer Fehler für 30-jährige Ereignisse (Winterhalbjahr) aus allen Stationen (rot: Fehler>25%, schwarz/fettgedruckt: Fehler<25% an Bergstationen)

Aus den beiden Abbildungen 10 und 12 ist erkennbar, dass die Güte der Analogmethode in Kombination mit der „r-largest order statistics“ sogar an den ansonsten schwierig zu fassenden Bergstationen zu guten Ergebnissen führt (schwarze-fettgedruckte Kreuze). Gerade hier wären, aufgrund der Topographie (Staunieder-schläge, orographisch induzierte Konvektion, Leeabschattung), im Allgemeinen größere Fehler zu erwarten gewesen. Offensichtlich spielen aber gerade diese Einflussfaktoren keine besondere Rolle in der Erfassung der 3 extremsten Niederschläge je Jahr.

Nachfolgend ist die räumliche Verteilung des Fehlers aus dem Winterhalbjahr dargestellt (Abbildung 13). Generell ist der Fehler in dieser Jahreszeit an den meisten Stationen innerhalb von  $\pm 25\%$ . Dieses gute Ergebnis entspricht den Erwartungen da die Analogmethode für das Winterhalbjahr erfahrungsgemäß besser funktioniert als im Sommerhalbjahr. Dennoch erkennt man bei Anwendung der Methodik im Alpenraum auch im Winter Unzulänglichkeiten. Zum Einen kommt es zu einer deutlichen Unterschätzung der winterlichen Starkniederschläge im Südstau sowie an 2 inneralpinen Stationen der Region Nordstau (Fehler  $< -25\%$ ). Andererseits ist auch die Region Ost als zusammenhängendes Gebiet mit einer systematischen Überschätzung der winterlichen Starkniederschläge zu erkennen und – wenn auch nicht so ausgeprägt – in Westösterreich.

Hypothesen über die Schwierigkeiten der Methodik in Ostösterreich zu finden ist schwierig. Gründe könnten (1) die begrenzte räumliche Auflösung der verwendeten Druckfelder oder aber auch (2) die besondere Lage am Alpenostrand sein. Besonders kommt es bei Systemen aus Südost auf kleinste Differenzen in der Windfeldkonvergenz, der Anströmrichtung und der Feuchteadvektion in tiefen Luftschichten (900-700hPa) an. Diese führen zu großen Differenzen der räumlichen Verteilung und lokalen Intensitäten des Niederschlags in diesem Gebiet. Es ist aber auch denkbar dass die Fehler aus der zeitlichen Entclusterung oder der Anpassung der Extremwertverteilung stammen.

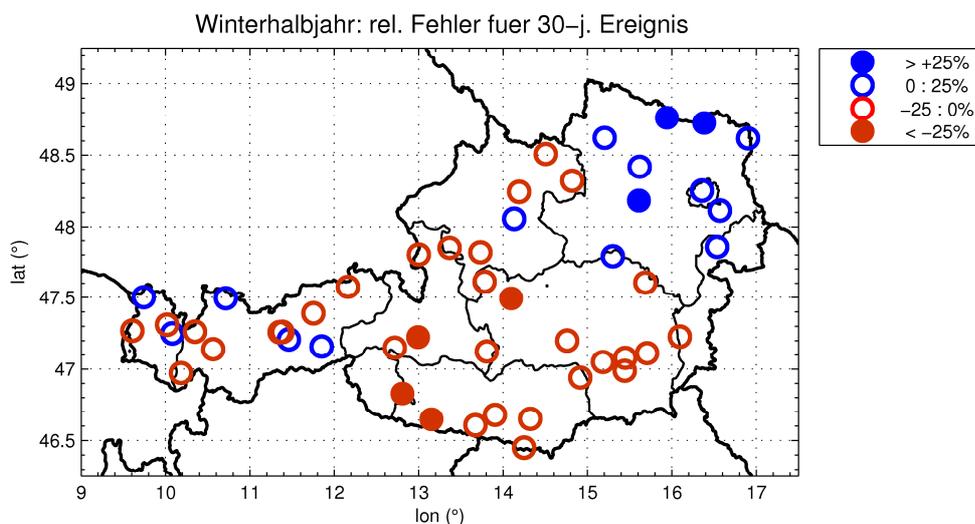


Abbildung 13: Räumliche Verteilung des relativen Fehlers für 30-jährige Niederschlagsereignisse (Winter)

Als Abschluss ist in Tabelle 2 eine Zusammenstellung der mittleren, relativen Fehler für jede Subregion, getrennt nach Sommer- und Winterhalbjahr, gegeben. Diese Mittelwerte setzen sich aus den Absolutwerten der relativen Fehler an jeder Station innerhalb einer Region zusammen. In rot sind all jene Fehler markiert die zuvor als inakzeptabel hoch (>25%) definiert wurden. Im Sommerhalbjahr ist der Fehler generell größer als im Winterhalbjahr. Im Sommer sind besonders im Westen, sowie im Südstau und der Region Südost größere Fehler zu erkennen. Im Winterhalbjahr funktioniert die kombinierte Methodik besser, nur im Osten sowie im Südstau zeigen sich größere Fehler. Im Vergleich zwischen Sommer und Winter fällt außerdem auf dass die Fehler im Sommerhalbjahr mit selteneren Jährlichkeiten stärker ansteigen als im Winter.

Tabelle 2: Regionsmittel der Absolutbeträge der relativen Fehler für verschiedene Jährlichkeiten nach Subregionen getrennt

	Subregion	Absolutbeträge des relativen Fehlers (%)		
		10-j.	30-j.	50-j.
Sommer Halbjahr	West	18	23	25
	Nordstau	13	16	18
	Wald-Mühlviertel	10	11	12
	Ost	11	13	14
	Ennstal-Semmering	10	14	15
	Südost	18	21	22
	Südstau	21	25	26
Winter Halbjahr	West	6	7	7
	Nordstau	8	12	14
	Wald-Mühlviertel	5	8	10
	Ost	14	22	26
	Ennstal-Semmering	10	12	12
	Südost	8	10	10
	Südstau	19	20	20

## 4 Ergebnisse und Diskussion

Im letzten Kapitel werden die Ergebnisse der Studie präsentiert. Die Ergebnisse sind zum Einen für die IPCC Szenarien A1B und B1, und zum Anderen für die Zeitscheiben 2007-2050 (Zukunft 1) und 2051-2094 (Zukunft 2) getrennt, als Flächenkarte dargestellt. Die beiden Szenarien stellen dabei einen Mittelwert der 3 Realisierungen dar. Die Klimasignale für die Zukunft sind in den folgenden Abbildungen als prozentuelle Änderung der 24-Stunden Niederschlagssumme, relativ zur Beobachtung (Startclim 1963-2006) angegeben. Die Klimasignale wurden an jeder Station um den relativen Fehler aus der Kreuzvalidierung korrigiert (getrennt nach Sommer- und Winterhalbjahr). Die so berücksichtigten Fehlerwerte sind stets zu Beginn der nachfolgenden Abbildungen mit den Ergebnissen, ebenfalls als Flächenkarte dargestellt. Schlussendlich ist das abgebildete Klimasignal als reiner Netto-Effekt eines veränderten Klimas zu betrachten. Eine detaillierte Aufstellung der Ergebnisse findet sich in tabellarischer Form in Anhang B.

In der laufenden Diskussion wird ausschließlich auf das Änderungssignal für 30-jährige Ereignisse eingegangen. Dieses ist den 10- und 50-jährigen Ereignissen in seiner räumlichen Verteilung äußerst ähnlich, die Amplitude der Änderungssignale ist dabei nur um einen quasi-fixen Faktor schwächer (10-j.) bzw. stärker (50-j.) ausgeprägt.

### 4.1 Änderungssignale für die Zukunft: SOMMERHALBJAHR

#### 4.1.1 Darstellung der Fehlergrößen

Zu Beginn sind in Abbildung 14 für jede Station die für das Sommerhalbjahr bestimmten relativen Fehler (berechnet-beobachtet) dargestellt. Diese sind in allen folgenden Ergebnis-Darstellungen implizit enthalten und stellen eine Korrektur der systematischen Über- oder Unterschätzungen dar. Im Sommerhalbjahr besteht eine systematische Unterschätzung der Niederschlagsmengen um etwa 18% bei den 30-jährigen Ereignissen. Es zeigt sich kaum eine räumliche Abhängigkeit, die größeren Fehler sind im Süden und Südosten sowie im Bereich des Oberinntal zu finden.

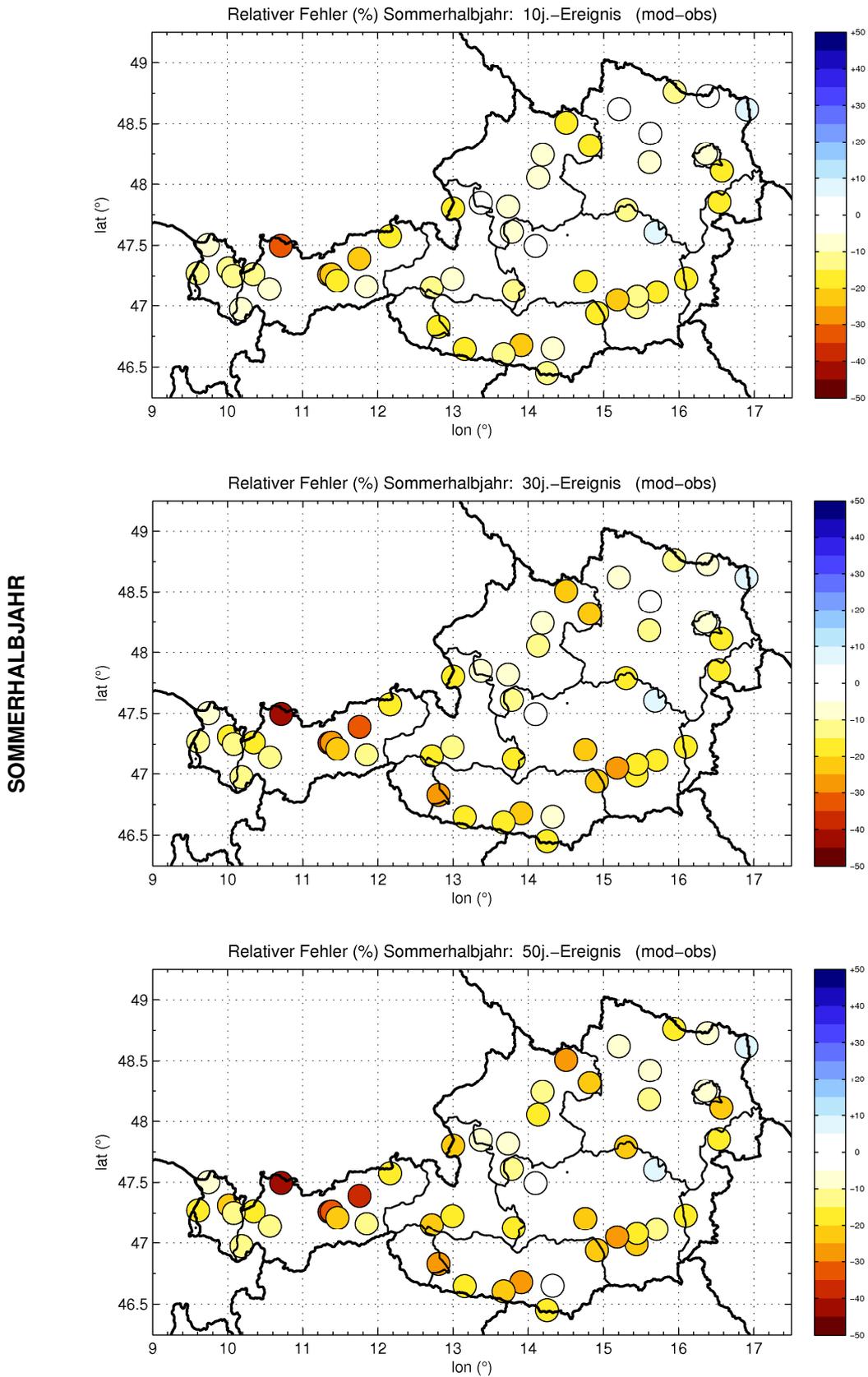


Abbildung 14: Relativer Fehler der berechneten täglichen Niederschlagssumme, bestimmt aus der Kreuzvalidierung (Sommer 1963-2006).

### 4.1.2 Zeitperiode 1: 2007-2050

Die beiden Szenarien (Abbildung 16 oben) sind sich in dieser Periode sehr ähnlich. Dies gilt sowohl für die Größenordnungen der projizierten relativen Änderungen als auch deren räumliche Verteilung.

In A1B bzw. B1 beträgt das Verhältnis zwischen den Änderungssignalen mit positivem Vorzeichen (Verstärkung) zu jenen mit negativem Vorzeichen (Abschwächung) 47:3 bzw. 48:2. Diese Verhältnis wird ab sofort als CSR (Climate Signal Ratio) bezeichnet und ist ein Maß für die Richtung der projizierten Klimasignale in Österreich.

Das räumliche Muster des Änderungssignals zeigt keine eindeutige Struktur. Vielmehr ist eine generelle Zunahme festzustellen die darüber hinaus auch keine Abhängigkeit von der Seehöhe der Stationen zeigt. Die Klimasignale reichen von +17% (Region Ost) bis hin zu +26% (Südstau).

Fazit: A1B konsistent mit B1, verbreitete Zunahme 17-26%, CSR = 47:3 bzw. 48:2

### 4.1.3 Zeitperiode 2: 2051-2094

In der zweiten Zeitperiode sind sich die beiden Szenarien (Abbildung 16 unten) erneut sehr ähnlich. In beiden Klimaszenarien zeigt sich eine weiter, wenn auch nur leichte, Verstärkung der 30-jährigen Intensitäten. In Szenario B1 erscheint nun die Zunahme auf der Alpennordseite etwas stärker ausgeprägt zu sein als vergleichsweise auf der Alpensüdseite. A1B zeigt diese Differenzierung im Sommer 2051-2094 nicht. Im Vergleich der Intensitäten ist zu erkennen, das Szenario B1 wieder etwas stärkere Änderungssignale zeigt als A1B, der Unterschied liegt im Bereich von 5-10%.

An dieser Stelle sei nochmals explizit darauf hingewiesen dass in der verwendeten Methodik keine kleinskaligen konvektiven Ereignisse erfasst werden können und daher die genannte Zunahme im Sommerhalbjahr nur in Verbindung mit synoptisch-skaligen Wettersystemen in Verbindung zu bringen ist.

Das CSR beträgt genau wie in der ersten Zukunftsperiode in A1B 47:3 und in B1 48:2. Daraus lässt sich ableiten, dass in der zweiten Periode wieder an nahezu allen Stationen in Österreich die 30-jährigen Niederschlagsintensitäten zunehmen werden. Diese Verstärkung reicht von +10% (Osten und Ennstal/Semmering) bis zu +29% (Südost und Südstau).

Fazit: A1B und B1 zeigen in ganz Österreich eine Zunahme um 10-30%. Leichte Verstärkung der Intensitäten gegenüber der ZP1. Szenario B1 stärkere Änderungen, bevorzugt auf der Alpennordseite. CSR = 47:3 bzw. 48:2

SOMMERHALBJAHR  
10-jähriges Ereignis

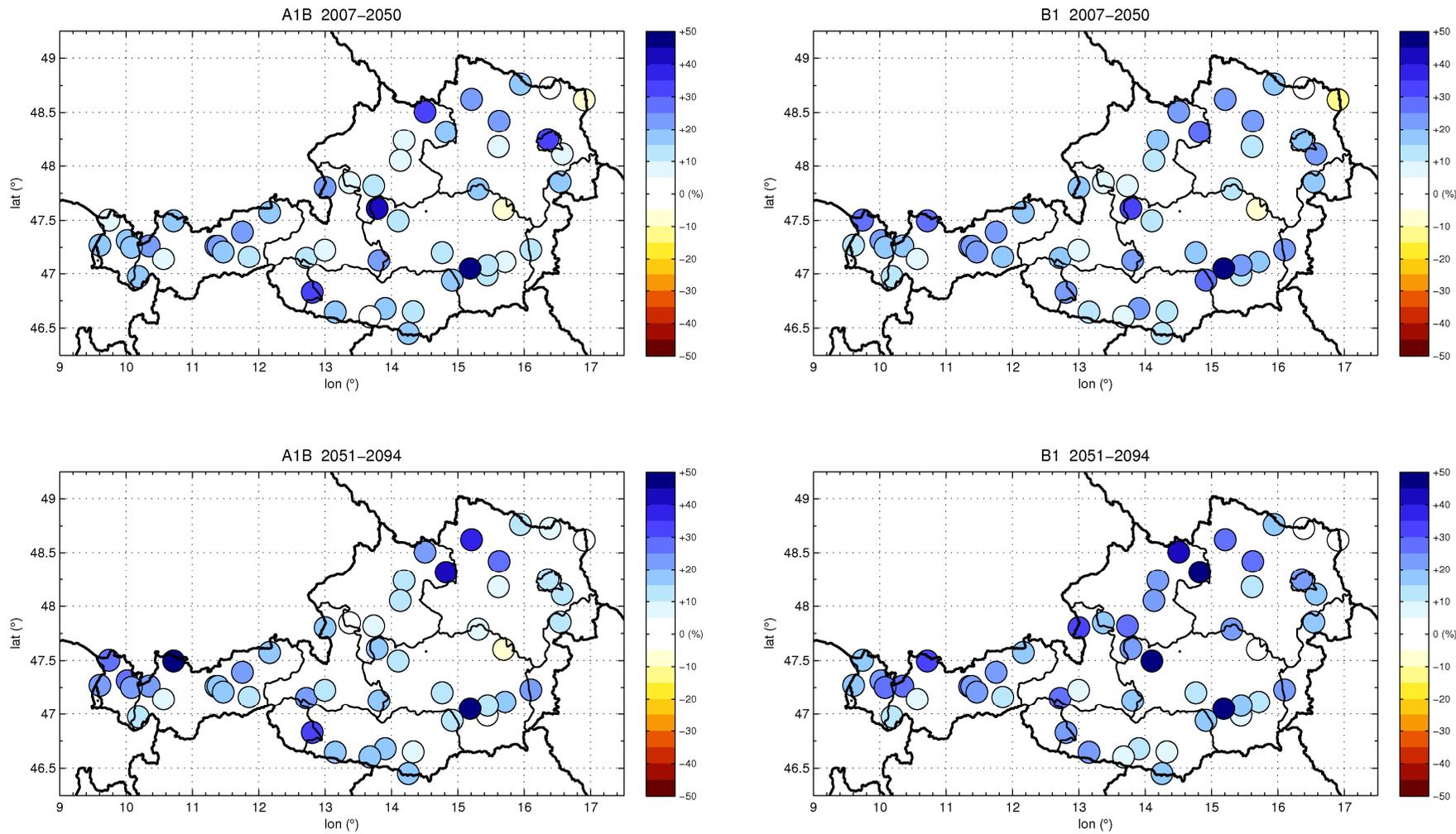


Abbildung 15: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 10-jährigen Niederschlagsereignisses im Sommerhalbjahr (Apr-Sep).

SOMMERHALBJAHR 30-jähriges Ereignis

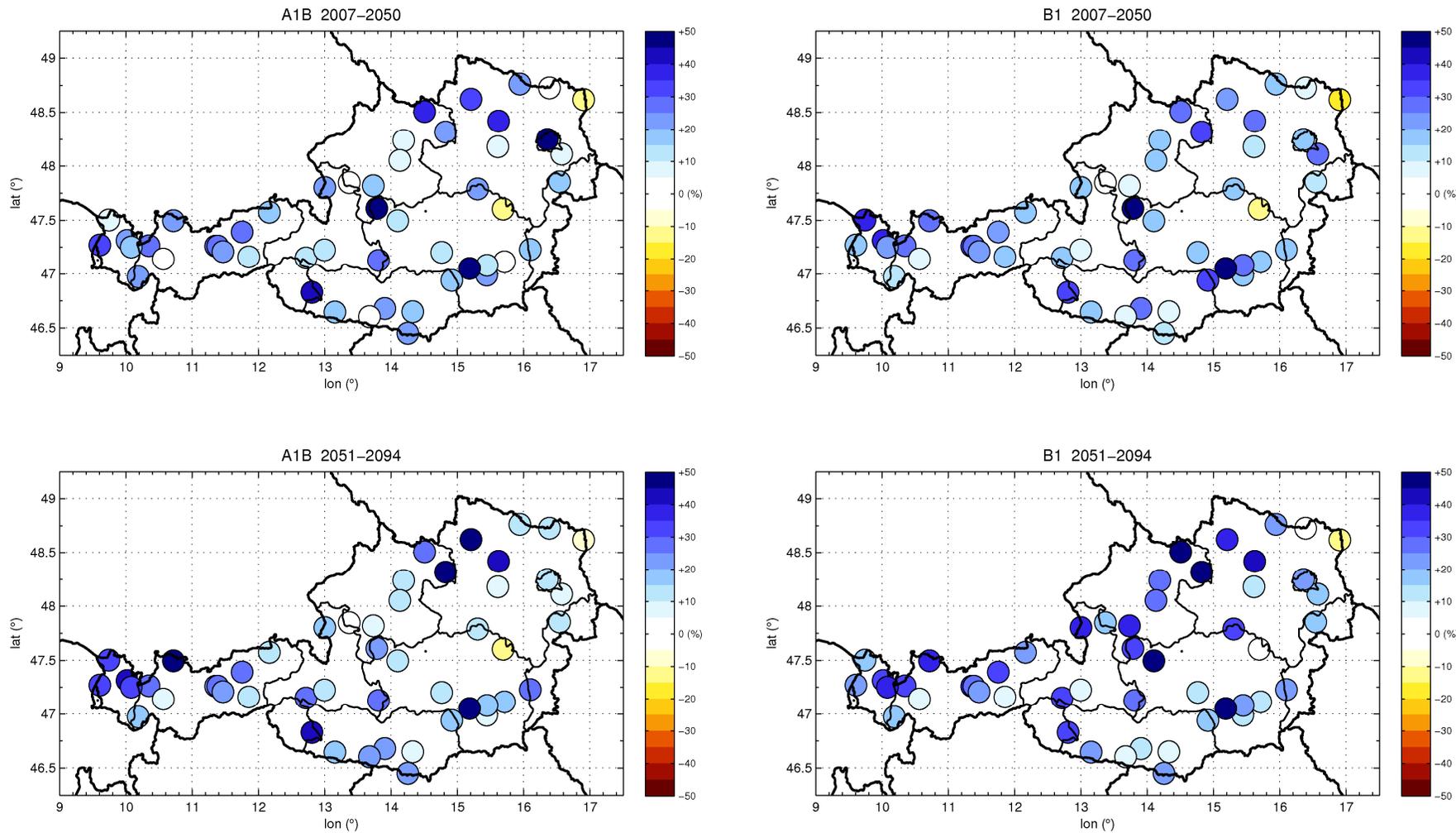


Abbildung 16: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 30-jährigen Niederschlagsereignisses im Sommerhalbjahr (Apr-Sep).

SOMMERHALBJAHR 50-jähriges Ereignis

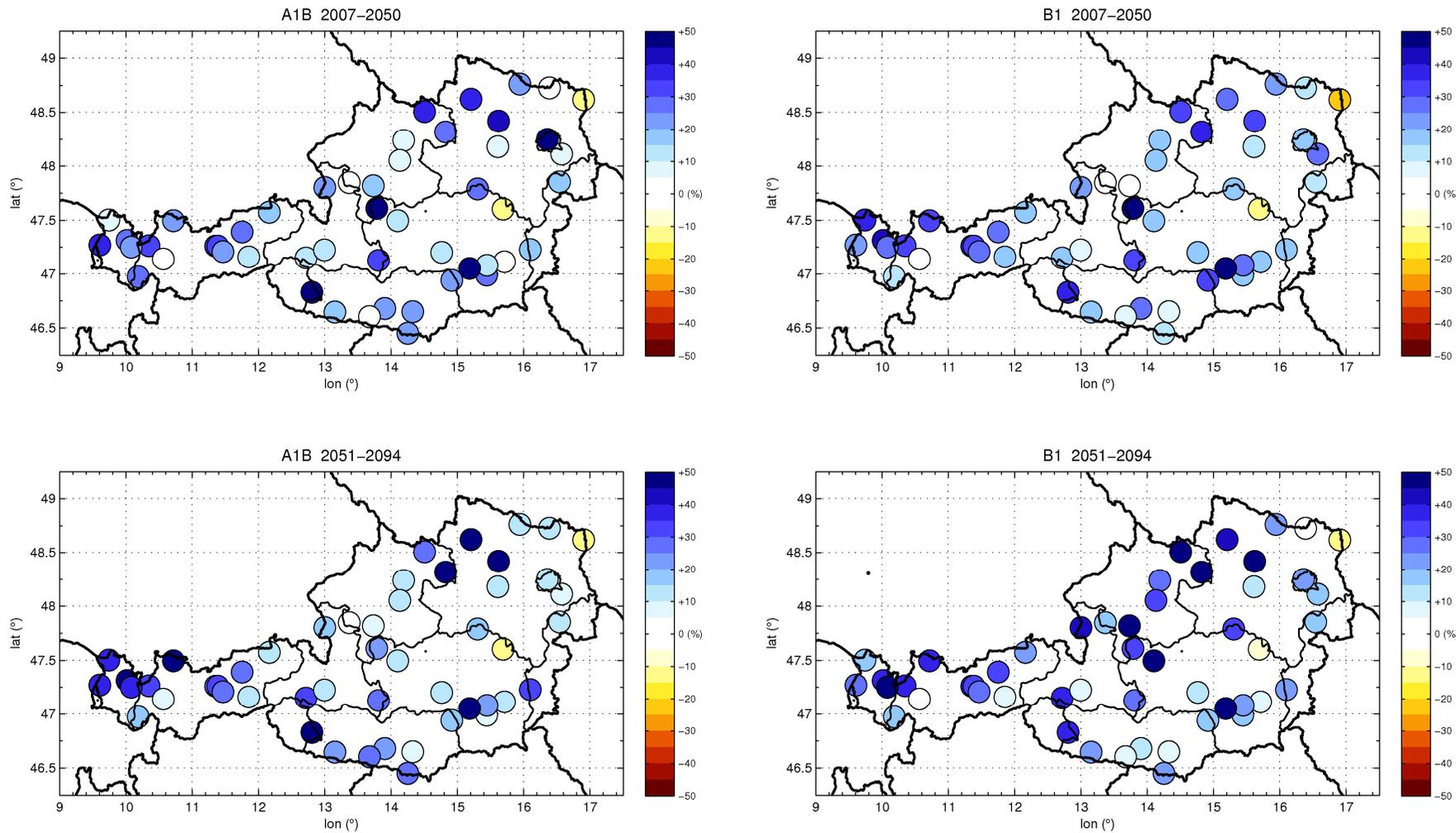


Abbildung 17: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 50-jährigen Niederschlagsereignisses im Sommerhalbjahr (Apr-Sep).

## 4.2 Änderungssignale für die Zukunft: WINTERHALBJAHR

### 4.2.1 Darstellung der Fehlergrößen

Zunächst sind in Abbildung 18 für jede Station die für das Winterhalbjahr bestimmten relativen Fehler (berechnet-beobachtet) dargestellt. Diese sind in allen folgenden Ergebnis-Darstellungen implizit enthalten und stellen - so wie bereits im Sommerhalbjahr auch - eine Korrektur der systematischen Über- oder Unterschätzungen an den Stationen dar.

Die systematischen Fehler sind im Winterhalbjahr – abgesehen von der Region Ost - im Mittel niedriger und besser zentriert um 0 (-4%). Es zeigt sich aber auch eine deutliche Abhängigkeit der Güte der Methodik von der betrachteten Region. Das ist der markanteste Unterschied zum Sommerhalbjahr. Im Osten Österreichs zeigt sich eine systematische Überschätzung der 30-jährigen Niederschlagsintensitäten um 22%. Im winterlichen Südstau hingegen zeigt sich eine systematische Unterschätzung um 20%. Ansonsten sind die Fehler an allen Stationen klein und betragen etwa -6%. Dass die Analogmethode im Winterhalbjahr besser funktioniert als im Sommerhalbjahr entspricht den Erfahrungen aus anderen Untersuchungen. Neu ist aber das Phänomen der Überschätzung im Osten sowie der deutlichen Unterschätzung im Südstau.

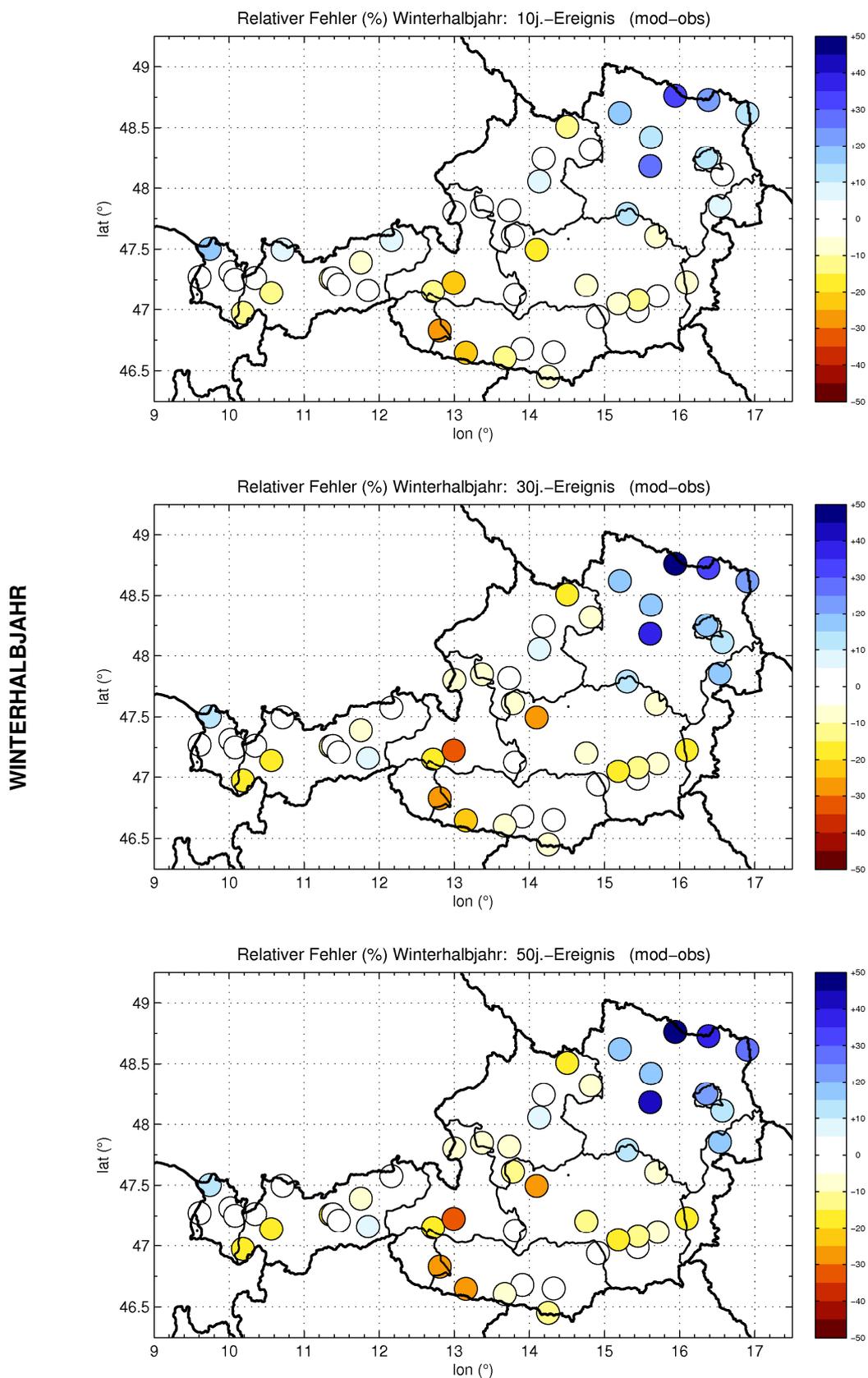


Abbildung 18: Relativer Fehler der berechneten täglichen Niederschlagssumme, bestimmt aus der Kreuzvalidierung (Winter 1963-2006).

### 4.2.2 Zeitperiode 1: 2007-2050

Im Winterhalbjahr zeigen sich generell stärkere Unterschiede zwischen den beiden Szenarien.

In der ersten Zeitperiode beträgt das CSR 37:13 (A1B) bzw. 45:5 (B1), somit zeigen die Projekteinen klar eine Zunahme der Niederschlagsintensitäten in Österreich im Winterhalbjahr. Im Vergleich zum Sommer gibt es im Winter aber auch einige Stationen die nur schwache oder keine Änderungen aufweisen.

Die Stärke der Änderungen ist in beiden Szenarien im Westen und Norden gleichermaßen ausgeprägt (+10% bis +30%). Im Szenario B1 zeigt sich im Osten und Südosten eine räumlich begrenzte und stark ausgeprägte Zunahme der Starkniederschläge um 25-40%. Dieses Signal ist in A1B nicht so zu finden. Hier zeigt sich in der Region Ost sogar eine leichte Abschwächung. Dieser markante Unterschied zwischen A1B und B1 im Winter, dürfte auf eine unterschiedliche Ausprägung der Häufigkeiten bestimmter Wetterlagen in den Klimasimulationen des Modells Echam5 zurück zu führen sein. Dieser Bereich wird gerade im Spätherbst immer wieder von Tiefdruckgebieten aus dem Süden erreicht, die mit einer massiven Feuchtadvektion und intensiven Niederschlägen einhergehen.

Fazit: Generelle Zunahme um 10-30% in A1B bzw. 15-25% in B1. Im Osten in A1B leichte Abschwächung. Deutlich ausgeprägtes Klimasignal im Osten in B1 - starke Zunahme um 20-45%. CSR = 37:13 bzw. 45:5

### 4.2.3 Zeitperiode 2: 2051-2095

In der zweiten Zeitperiode zeigt sich ein ähnliches räumliches Muster wie schon in der Zeitperiode zuvor. Wieder unterscheiden sich die beiden Klimaszenarien im Osten Österreichs. Hier ist in A1B nur noch ein sehr schwaches Klimasignal auszumachen, in B1 aber zeigt sich im Osten Österreichs wieder die am stärksten ausgeprägte Zunahme (15-35%). Die beiden Szenarien ähneln sich jetzt stärker hinsichtlich der räumlichen Struktur und Intensitäten. In den anderen Regionen (West, Nordstau, Ennstal/Semmering, und Süd) ist mit einer Zunahme von 15% zu rechnen. Das CSR beträgt jetzt 40:10 bzw. 45:5.

Im Vergleich von Zeitperiode 1 zu Zeitperiode 2 sind nur schwache Unterschiede erkennbar, eher ist eine leichte Abschwächung der projizierten Änderungen zu sehen.

---

Fazit: Generelle Zunahme um 15%. Schwächeres Signal im Norden. Ausgeprägte Zunahme ganz im Osten und Südosten in B1 (15-30%). CSR = 40:10 bzw. 45:5

WINTERHALBJAHR 10-jähriges Ereignis

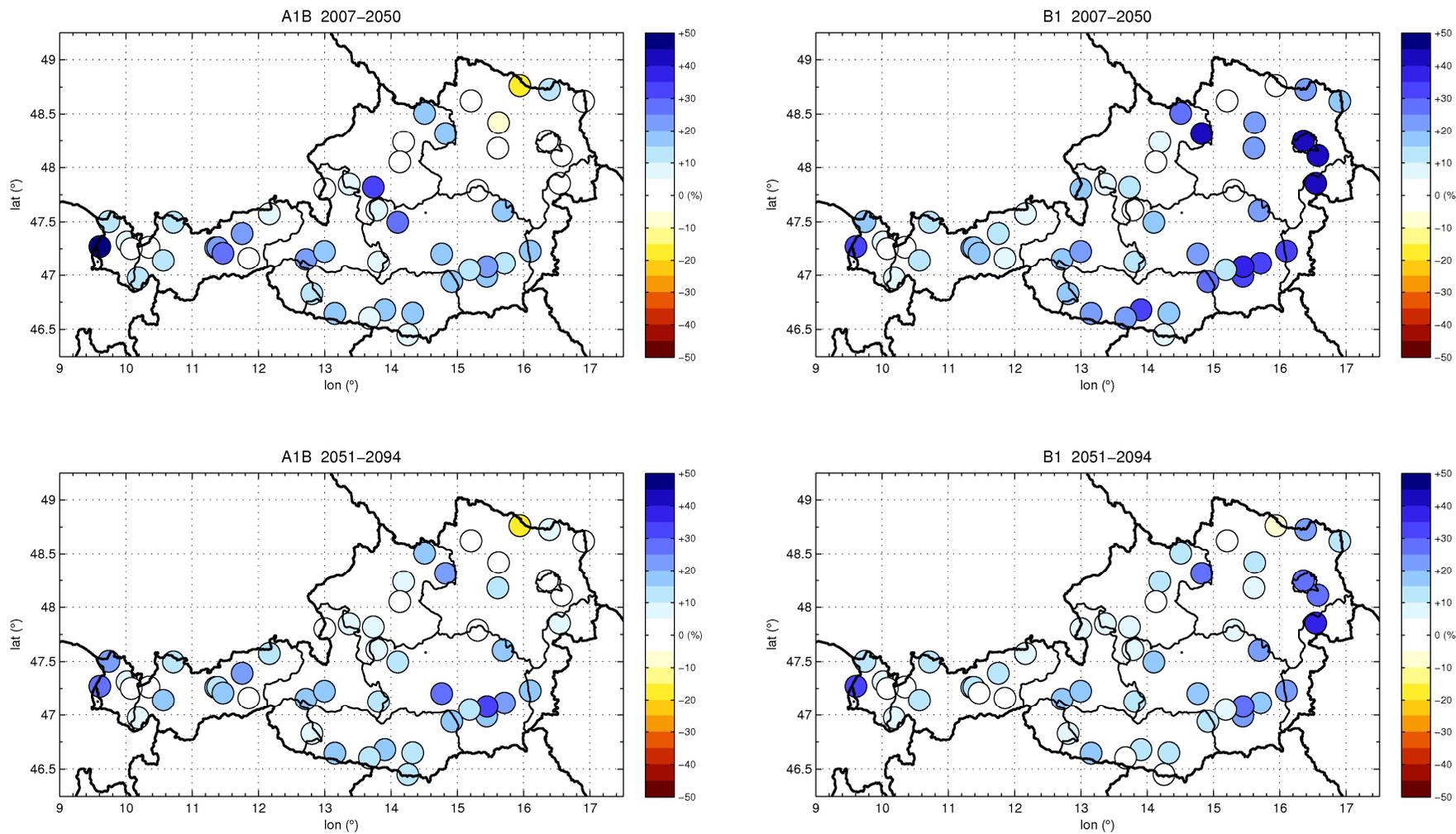


Abbildung 19: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 10-jährigen Niederschlagsereignisses im Winterhalbjahr (Okt-Mar).

WINTERHALBJAHR 30-jähriges Ereignis

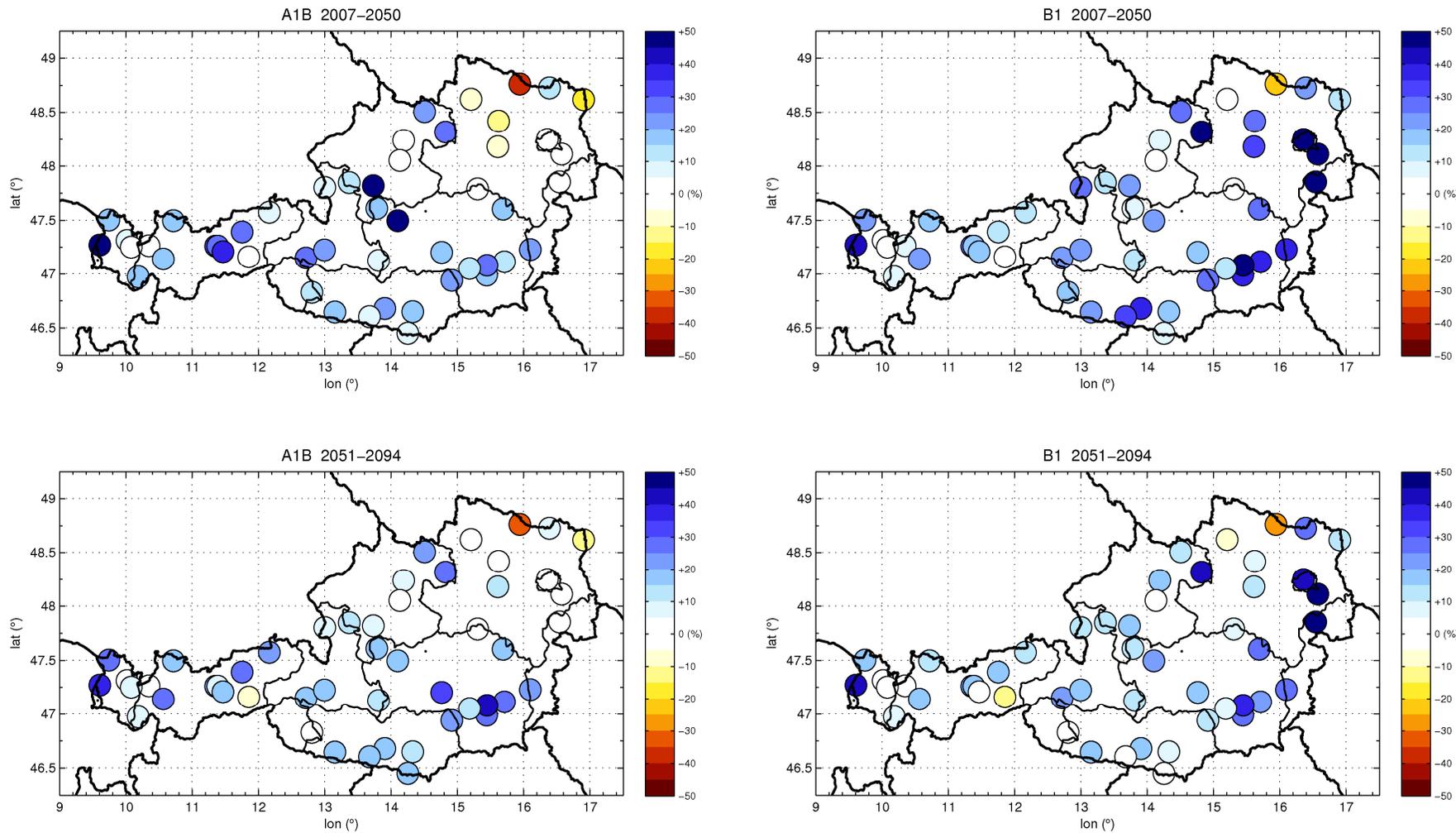


Abbildung 20: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 30-jährigen Niederschlagsereignisses im Winterhalbjahr (Okt-Mar).

WINTERHALBJAHR 50-jähriges Ereignis

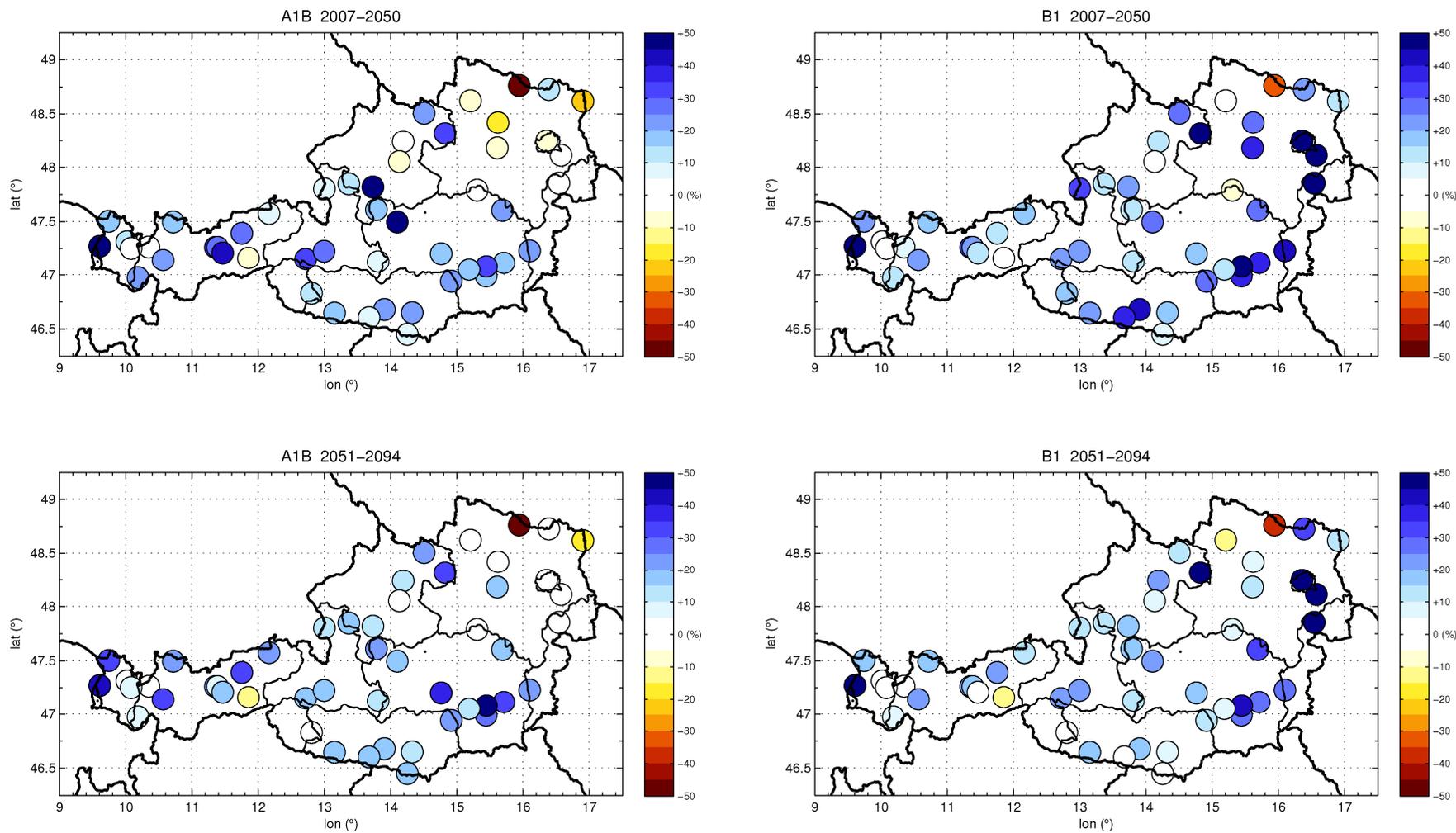


Abbildung 21: Klimasignal (prozentuelle Änderung) eines 50-jährigen Niederschlagsereignisses im Winterhalbjahr (Okt-Mar)

## 5 Zusammenfassung und Ausblick

Ziel dieses Projektes war die Untersuchung von täglichen Starkniederschlagsereignissen auf Stationsebene in Österreich, für unterschiedliche Wiederkehrintervalle von 10-, 30- und 50 Jahren in der projizierten Klimazukunft des Klimamodells ECHAM5.

Datengrundlage dafür bilden Zeitreihen auf Tagesbasis von 51 öst. Stationen (Startclim Datensatz, ZAMG). Zur Ableitung der der Niederschlagszeitreihen für die Zukunft haben wir ein Analogverfahren (AM) auf das Bodendruckfeld, in Kombination mit der spezifischen Feuchte in 700hPa, angewendet. Bei der Suche analoger Muster im Druckfeld wurden stets auch die Druckinformationen von den 4 vorangegangenen Tagen verwendet, um eine räumlich/zeitliche Konsistenz der Abfolgen von Wetterlagen berücksichtigen zu können. Die großskaligen Prediktorfelder (SLP und Q700) wurden aus dem Reanalysedatensatz NCEP1 des NCAR, sowie aus dem Klimalauf des Max Planck Instituts (Klimamodell ECHAM5) genutzt. Grundlage der Klimasimulationen bilden das IPCC Szenario A1B sowie B1 mit jeweils 3 Realisationen.

Zur Bestimmung der Intensitäten für verschiedener Wiederkehrintervalle wurde in Kooperation mit dem Environment Canada eine GEV-Analyse der Stationsreihen durchgeführt. Diese Reihen setzen sich aus den 3 extremsten, entclusterten, Tagesniederschlägen je Jahr zusammen, wobei besonders extreme Ereignisse von der Analyse vorweg ausgeschlossen wurden, um eine robustere Extremwertstatistik zu ermöglichen. In der Kreuzvalidierung zeigte sich dass die angewandte Methodik im Sommerhalbjahr zu einer systematischen Unterschätzung der Niederschlagsintensitäten um 15% führt, je nach Region beträgt diese Unterschätzung 8% (Ennstal-Semmering) bis hin zu 25% (West und Südstau). Im Winterhalbjahr sind die Fehler allgemein etwas niedriger (-6%), nur in der Region Ost zeigte sich eine Überschätzung der Intensitäten um 22% sowie im Südstau eine Unterschätzung um 20%. Damit zeigt sich im Winterhalbjahr eine klare räumliche Struktur in der Güte der Methode. Es gibt aber in beiden Jahreszeiten keine Abhängigkeit von der Seehöhe.

In dieser Untersuchung wurde eine auf Starkniederschläge hin optimierte Regionalisierung von Seibert et.al. (2007) verwendet. Dabei hat sich gezeigt, dass diese nach Sommer- und Winterhalbjahr getrennt bestimmten Regionen, vor allem im Winterhalbjahr, sehr gut mit den räumlichen Mustern aus den Ergebnissen unserer Untersuchung übereinstimmen.

## Zusammenfassung der Ergebnisse - Klimaszenarien für die relative Änderung der Intensitäten von 30-jährigen, täglichen Niederschlagssummen:

### Sommer

- 2007-2050: A1B konsistent mit B1, verbreitete **Zunahme um 17-26%**, CSR = 47:3 bzw. 48:2
- 2051-2094: A1B und B1 zeigen in ganz Österreich eine **Zunahme um 10-30%**. Szenario B1 stärkere Änderungen als A1B - bevorzugt auf der Alpennordseite. CSR = 47:3 bzw. 48:2

### Winter

- 2007-2050: **Zunahme um 10-30% in A1B bzw. 15-25% in B1**. Im Osten in A1B schwache Abnahme aber in **B1 deutliches Signal im Osten/Südosten mit starker Zunahme um 20-45%**. CSR = 37:13 bzw. 45:5
- 2051-2094: **Zunahme um 15%**. Schwächeres Signal im Norden. **Ausgeprägte Zunahme ganz im Osten und Südosten in B1 (15-30%)**. CSR = 40:10 bzw. 45:5

### Sommer und Winter

- Der Unterschied im Sommerhalbjahr zwischen den beiden Klimaszenarien A1B und B1 kann als gering betrachtet werden. In den meisten Fällen zeigt sich in ein ähnliches räumliches Bild. Auch die projizierten Intensitäten sind im Allgemeinen ähnlich.
- Anders im Winterhalbjahr. Hier weist das Szenario A1B im Wald/Mühlviertel sowie im Osten wenig Änderungen auf. Ganz anders das Szenario B1, hier zeigt sich ein räumlich konsistentes Bild vom Südosten bis in die Region Ost mit einer kräftigen Zunahme. Ansonsten wird – wie schon im Sommer – eine moderate Zunahme der Intensitäten simuliert.
- Im Vergleich der Ereignisse mit verschiedenen Jährlichkeiten hat sich gezeigt dass das räumliche Muster für alle Wiederkehrintervalle sehr ähnlich aussieht, die Änderungssignale aber zu den niedrigeren Jährlichkeiten (häufige Ereignisse) stets schwächer ausfallen.
- Bei den selteneren Ereignissen (50-jährig) sind die Änderungen der Intensitäten nochmals etwas stärker ausgeprägt unterscheiden sich aber im Wesentlichen nicht in der räumlichen Struktur der 10- oder 30-jährigen Ereignisse.

### **Schlussfolgerungen aus dieser Untersuchung:**

Für zukünftige Untersuchung des Niederschlags empfehlen wir eine auf physikalischen Gesichtspunkten durchgeführte Regionalisierung zu verwenden. Diese Aussage trifft vor allen auf einem orographisch stark gegliederten Raum, wie die Alpen es sind zu.

Weiters können wir schlussfolgern, dass für weitergehende Untersuchungen des Niederschlages im Alpenraum die Verwendung höher aufgelöster Klimamodell- als auch Reanalysedaten notwendig ist. Damit könnten auch kleinräumige, synoptische Wettersysteme, die im Alpenraum zu exzessiven Niederschlagsereignissen führen, besser erfasst werden. Auch empfiehlt es sich - zusätzlich zum Bodendruckfeld - weitere, großräumige Felder als Prediktoren zur Bestimmung der lokalen Niederschlagsmuster und -intensitäten zu verwenden.

Zuletzt hat sich in dieser Studie sehr deutlich gezeigt dass die von Coles (2001) entwickelte Methode der „r-largest-order-statistics“ sehr sensitiv auf besonders extreme Niederschlagsereignisse ist. Solche Ereignisse (>99.5 Quantil) können die aus der Extremwertstatistik bestimmten Jährlichkeiten stark verzerren und sind daher aus unserer Sicht von dieser a priori aus zu schließen.

***Wir erwarten in der Klimazukunft in Österreich eine moderate bis deutliche Zunahme der 30-jährigen, Tagessummen Niederschlag. Diese Zunahme beträgt im Sommerhalbjahr generell 15-25%. Im Winterhalbjahr ist dagegen ein räumlich stark differenziertes Bild zu erkennen. So zeigt sich, vor allem im Szenario B1, eine kräftige Zunahme um 20-40% in den Regionen des Ostens und Südostens. Ansonsten sehen wir – ähnlich wie im Sommerhalbjahr - eine generelle Zunahme um 15-25%, sowie sehr schwach eÄnderungssignale in A1B im Osten Österreichs.***

***Der markante Unterschied zwischen den beiden Klimaszenarien A1B und B1 im Winterhalbjahr im Osten und Südosten Österreichs, könnte auf Unterschiede in den Zugbahnen von Tiefdruckgeieten oder auf Unterschiede bzw. unterschiedliche Veränderungen in den Wetterlagen, zurück zu führen sein. Diese Hypothese bedarf einer tiefergehenden Untersuchung, sind die zu erwartenden Änderungen in diesen Gebieten doch beträchtlich.***

**Datenerklärung:**

Die NCEP1 Reanalyse Daten wurden freundlicherweise kostenlos bereitgestellt von NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder Colorado, USA. Downloadbar unter:  
*<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>*

## Anhang A: Der Stationsdatensatz Startclim

Tabelle 3: Startclim Stationen mit einer 99.5%-igen Datenabdeckung von 1963 – 2006.

#	ID	Stationsname	Region		Lon (°)	Lat (°)	Seehöhe (m)
			SO	WI			
1	BAU	BadAussee	2	2	13.47	47.36	665
2	BRE	Bregenz	1	1	9.44	47.30	424
3	EIS	Eisenstadt	4	4	16.32	47.51	184
4	FEL	Feldkirch	1	1	9.36	47.16	440
5	FEU	Feuerkogel	2	2	13.44	47.49	1618
6	FRE	Freistadt	2	3	14.30	48.30	548
7	GAL	Galtuer	1	1	10.11	46.58	1587
8	GLD	Gleisdorf	6	6	15.42	47.06	375
9	GFL	GrazF	6	6	15.26	46.59	340
10	GUN	GrazU	6	6	15.27	47.04	366
11	HOE	Hoersching	2	3	14.11	48.14	298
12	HOH	HohenauadM	4	4	16.54	48.37	155
13	HOL	Holzgau	1	1	10.21	47.15	1100
14	INF	InnsbruckF	1	2	11.21	47.15	579
15	INU	InnsbruckU	1	2	11.23	47.15	578
16	IRD	IrdningGumpenstein	2	2	14.06	47.29	702
17	JEN	Jenbach	1	2	11.45	47.23	530
18	KZL	Kanzelhoehe	6	6	13.54	46.40	1526
19	KLA	Klagenfurt	6	6	14.19	46.39	450
20	KRE	Krems	3	4	15.37	48.25	204
21	KMS	Kremsmuenster	2	3	14.08	48.03	383
22	KUF	Kufstein	2	2	12.10	47.34	492
23	LAA	LaaadT	4	4	16.23	48.43	187
24	LAN	Landeck	1	1	10.34	47.08	798
25	LIE	Lienz	7	7	12.48	46.49	659
26	LOB	Lobming	6	6	15.11	47.03	400
27	LOI	LoiblTunnel	6	7	14.15	46.27	1098
28	MAZ	Mariazell	5	5	15.18	47.47	866
29	MAY	Mayrhofen	1	2	11.51	47.09	643
30	MON	Mondsee	2	2	13.22	47.51	491
31	MOO	Mooserboden	2	2	12.43	47.09	2036
32	MUE	Muerzzuschlag	5	5	15.41	47.36	700
33	PAB	Pabneukirchen	2	3	14.49	48.19	595
34	PAT	Patscherkofel	1	2	11.27	47.12	2247
35	PRE	Preitenegg	6	6	14.55	46.56	1035
36	RAU	Rauris	2	2	12.59	47.13	931
37	REI	Reisach	7	7	13.09	46.38	646
38	RET	Retz	3	4	15.56	48.45	320
39	REU	Reutte	1	1	10.43	47.29	850
40	SAL	SalzburgF	2	3	13.00	47.48	430
41	SOP	Schoppernau	1	1	10.01	47.18	835
42	SCH	Schroecken	1	1	10.05	47.15	1263
43	SWE	Schwechat	4	4	16.34	48.06	184
44	ZWE	StiftZwettl	3	4	15.12	48.37	505
45	SPO	StPoelten	3	4	15.36	48.10	285
46	TAM	Tamsweg	6	6	13.48	47.07	1025
47	VIA	VillacherAlpe	6	7	13.40	46.36	2140
48	WIE	WienHoheWarte	4	4	16.21	48.15	203
49	WOE	Woerterberg	6	6	16.06	47.13	400
50	ZTW	Zeltweg	6	6	14.45	47.12	669

## Anhang B: Die regionalisierten Ergebnisse im Detail

Tabelle 4: Klimasignale für 30-jährige Starkniederschlagsereignisse nach Regionen gruppiert für das Sommerhalbjahr. ZP...Zeitperiode, SZE...Szenariolauf, +/-...Richtung der Änderung (Besteht innerhalb einer Region ein klarer Konsens hinsichtlich der Klimasignale an den einzelnen Stationen, so ist diese mit gelb gekennzeichnet)

SOMMERHALBJAHR							
ZP	SZE	#	Regions- mittel	Stationen mit Zunahme (+)	Signal (%)	Stationen mit Abnahme (-)	Signal (%)
2007 - 2050	A1B	1	18	13	18		
		2	20	12	20		
		3	22	4	22		
		4	11	4	17	1	-15
		5	3	1	21	1	-14
		6	19	11	21	1	-2
		7	26	2	26		
	B1	1	22	13	22		
		2	18	12	18		
		3	18	4	18		
		4	7	4	14	1	-21
		5	0	1	13	1	-14
		6	26	12	26		
		7	21	2	21		
2051 - 2094	A1B	1	26	13	26		
		2	18	11	20	1	-3
		3	25	4	25		
		4	5	4	9	1	-12
		5	-1	1	11	1	-13
		6	28	12	28		
		7	29	2	29		
	B1	1	24	13	24		
		2	40	12	40		
		3	27	4	27		
		4	7	4	12	1	-13
		5	10	1	28	1	-7
		6	24	12	24		
		7	26	2	26		

Tabelle 5: Klimasignale für 30-jährige Starkniederschlagsereignisse nach Regionen gruppiert für das Winterhalbjahr. ZP...Zeitperiode, SZE...Szenariolauf, +/-...Richtung der Änderung (Besteht innerhalb einer Region ein klarer Konsens hinsichtlich der Klimasignale an den einzelnen Stationen, so ist diese mit gelb gekennzeichnet)

WINTERHALBJAHR							
ZP	SZE	#	Regions- mittel	Stationen mit Zunahme (+)	Signal (%)	Stationen mit Abnahme (-)	Signal (%)
2007 - 2050	A1B	1	15	7	18	1	-3
		2	25	11	28	1	-6
		3	7	3	15	2	-4
		4	-10	1	9	8	-13
		5	7	1	17	1	-3
		6	16	10	16		
		7	9	4	9		
	B1	1	13	7	15	1	-2
		2	14	12	14		
		3	26	4	33	1	-3
		4	26	7	38	2	-13
		5	9	1	23	1	-6
		6	26	10	26		
		7	18	4	18		
2051 - 2094	A1B	1	13	7	16	1	-3
		2	13	11	15	1	-12
		3	11	4	15	1	-6
		4	-5	4	4	5	-12
		5	5	1	15	1	-5
		6	21	10	21		
		7	10	3	14	1	-3
	B1	1	12	8	12		
		2	11	10	14	2	-8
		3	15	5	15		
		4	17	7	27	2	-20
		5	15	2	15		
		6	16	10	16		
		7	4	3	6	1	-3

## Literaturverzeichnis

**Benestad, R.E.** (2009): 'Downscaling Precipitation Extremes: Correction of Analog Models through PDF Predictions', *Theor. & Appl. Clim*, DOI: 10.1007/s00704-009-0158-1

**Coles, Stuart,** (2001a). S-plus functions for extreme value modeling: An accompaniment to the book *An introduction to statistical modeling of extreme values*.

<http://www.stats.bris.ac.uk/~masgc/ismev/uses.ps>.

**Coles, Stuart,** (2001) *An Introduction to Statistical Modelling of Extreme Values*. London: Springer.

**Cubasch, U.,** H. von Storch, J. Waszkewitz and E. Zorita, 1996: Estimates of climate change in Southern Europe using different downscaling techniques. MPI-Report No. 183, MPI für Meteorologie, Hamburg, FRG.

**Haylock M,** Cawley G, Harpham C, Wilby R, Goodess C (2006) Downscaling heavy precipitation over the united kingdom: a comparison of dynamical and statistical methods and their future scenarios. *Int J Climatol* 26:1397–1416

**IPCC** Fourth Assessment Report (AR4), *Climate Change 2007, WG I*, (2007): Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger • *Klimaänderung 2007: Wissenschaftliche Grundlagen* (Seite 18); offizielle deutsche Übersetzung der Deutschen IPCC Koordinierungsstelle

**Kalnay, E.,** M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471

**Lorenz E.N.,** (1969): Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **26**, 636-646.

**Matulla, C.,** P. Haas, S. Wagner, E. Zorita, H. Formayer, und H. Kromp-Kolb (2004): Anwendung der Analog-Methode in komplexem Terrain : Klimaänderungsszenarien auf Tagesbasis für Österreich. GKSS Report 2004/11, 74pp. [available from GKSS –Forschungszentrum Geesthacht GmbH, Geesthacht, Germany]

**Matulla, C.,** (2005): Predictor-sensitive empirical downscaling. An example in complex topographic terrain. *Meteorol. Zeitschrift*, **14(1)**, 31-47

**Matulla, C.,** X. Zhang, X.L. Wang, J. Wang, E. Zorita, S. Wagner, H. von Storch, (2007): Influence of similarity measures on the performance of the analog method for downscaling daily precipitation, *Climate Dynamics*, **30**, 133-144.

<http://www.springerlink.com/content/hth2743n606473334/>

- Roeckner, E.**, G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, and A. Tompkins, (2003): The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. Max Planck Institute for Meteorology Rep. 349, 127 pp. [available from MPI for Meteorology, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg, Germany]
- Roeckner, E.**, M. Lautenschlager, H. Schneider, (2006): IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 SRESA1B run no.1-3: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate.
- Roeckner, E.**, M. Lautenschlager, H. Schneider, (2006): IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 SRESB1 run no.1-3: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate.
- Roeckner, E.**, M. Lautenschlager, M. Esch, (2006): IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 Plcntrl(pre-industrial control experiment): atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate.
- Schmidli J.**, Goddess C.M., Frei C., Haylock M.R., Hurrell J., Ribalaygua J. and Smith, T. (2007): Statistical and dynamical downscaling of precipitation: An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 2007, vol. 112
- Schöner W.**, Auer I., Böhm R. und Thaler S. (2003): Qualitätskontrolle und statistische Eigenschaften ausgewählter Klimaparameter auf Tageswertebasis im Hinblick auf Extremwertanalysen. Endbericht von StartClim.1 in StartClim, Startprojekt Klimaschutz. Erste Analysen extremer Wetterereignisse und ihrer Auswirkungen in Österreich, Teilprojekte 1-6, 1-35.
- Seibert P.**, Frank A, Formayer H (2007) Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria. *Theor Appl Climatol* 87: 139–153
- Ulden, A.P. van** and G.J. van Oldenborgh, (2006): Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atm. Chem. Phys.*, 2006/6, 863-881, sref:[1680-7324/acp/2006-6-863](https://doi.org/10.5194/acp-2006-6-863).
- von Storch, H.**, E. Zorita, and U. Cubasch, (1993): Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. *J. Climate*, 6, 1161 -- 1171.
- E.Zorita**, V. Kharin and H.von Storch, (1992):"The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation". *Journal of Climate* 5, 1097-1108. Also available as Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No.54.
- Wang, J., and X. Zhang**, 2008: Downscaling and Projection of Winter Extreme Daily Precipitation over North America. *J. Climate*, **21**, 923–937.
- Zorita E.**, J. Hughes, D. Lettenmaier and H. von Storch, (1995): "Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation". *Journal of Climate* 8, 1023-1042, also available as Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No.109
- Zorita, E., and H. von Storch**, (1999): The analog method - a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *J. Climate*, 12, 2474--2489.