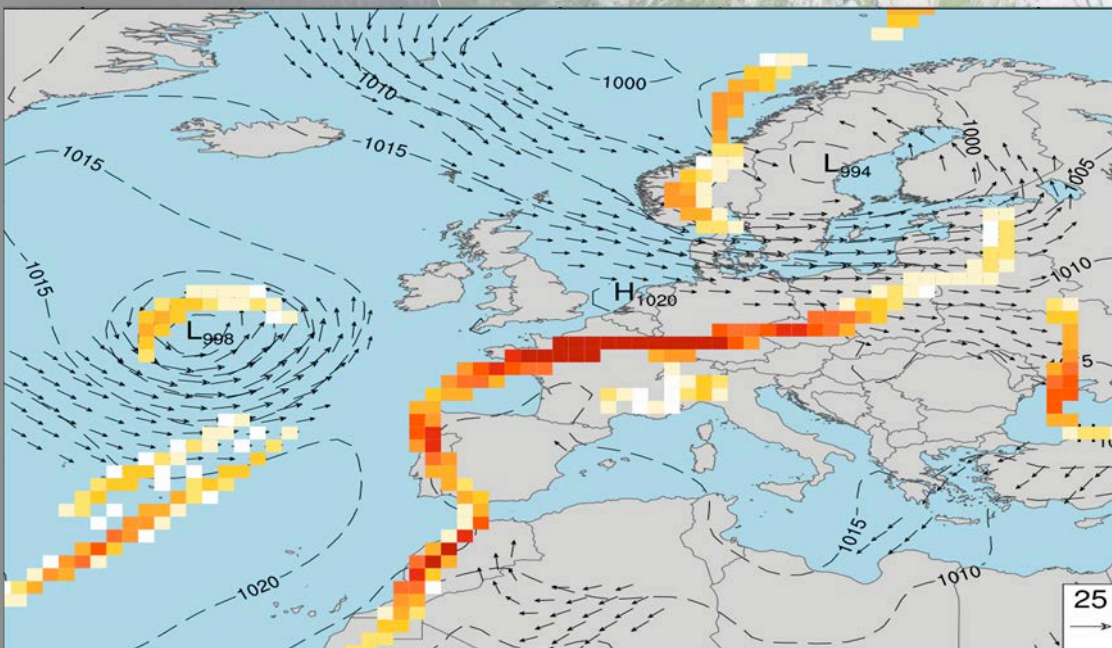
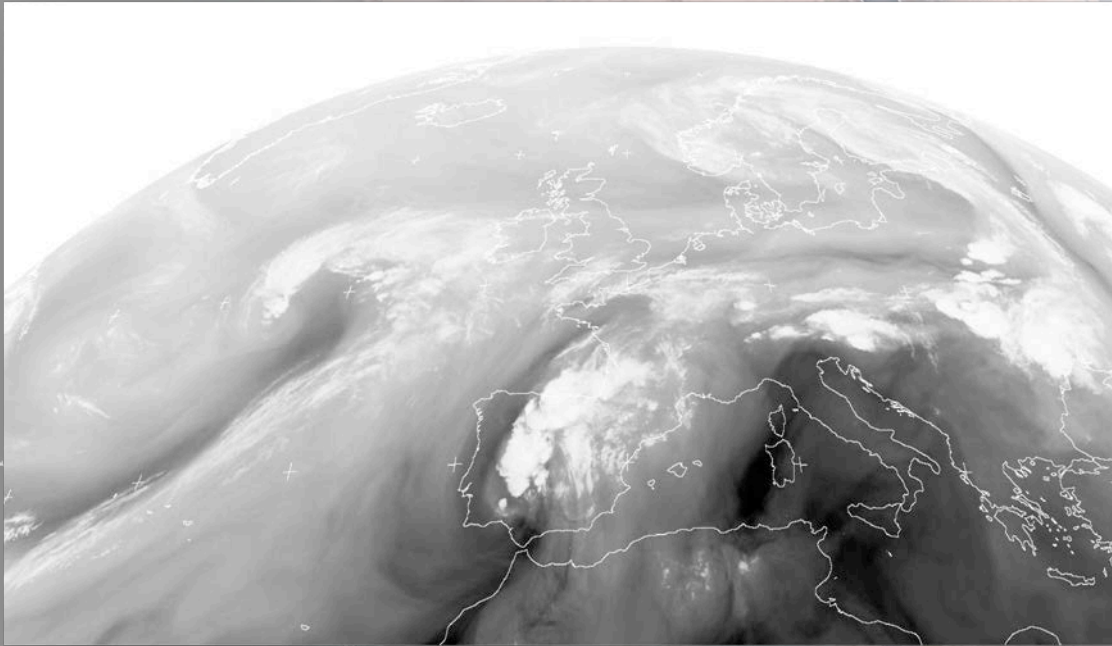


Projektbericht: Frontenerkennung & - klimatologie



Inhaltsverzeichnis

Projektbericht: Frontenerkennung & -klimatologie	1
Einführung: Fronten in der Atmosphäre	3
Methodik: Die Frontenerkennung	5
Zu Grunde liegende physikalische Felder	5
Automatisierte Frontenerkennung	6
Daten und Datenverarbeitung	8
Domain	8
Reanalysen: ERA-Interim	9
Das Emmisionsszenario RCP8.5	10
CMIP5 Simulationen	11
Fronten in der Reanalyse Periode: 1979 – 2005	13
Extremwertanalyse von Fronten	16
Klimaprojektionen: Szenario rcp85	18
Nahe Zukunft: 2021 – 2050	18
Anhang A:	20
Anhang A1: Referenzperiode (1979-2005)	21
Anhang A2: Nahe Zukunft (2021-2050)	26
Referenzen	32

Einführung: Fronten in der Atmosphäre

Atmosphärische Bodenfronten zählen zu den wichtigsten Mechanismen hinter der Variabilität des täglichen Wetters. Sie sind gekennzeichnet durch rasche Übergänge in der Lufttemperatur und der Feuchte, sowie durch Schwankungen im Druck und Drehungen des Windes.

Bei einer Kaltfront schieben sich typischerweise kalte und trockene Luftmassen mit hoher Dichte unter wärmere und feuchtere Luftschichten, welche dadurch gehoben werden. Hierbei kommt es in der Regel während der Hebung durch die Abkühlung der warmen Luft zur Bildung von starken Niederschlägen und der Bildung von hochreichenden konvektiven Gewitterwolken (Cumulonimbus) kommen, bevorzugt dann wenn die unteren Luftschichten durch starke Sonneneinstrahlung und Abstrahlung des Bodens erwärmt wurden und die Luftsäule somit destabilisiert wurde. Die leichte Hebung durch die Kaltfront kann gerade im Sommer starke Gewitter nach sich ziehen. Vor einer Kaltfront beobachtet man normalerweise bedingt durch das Anheben der wärmeren Luft einen Druckabfall, wohingegen nach dem Frontdurchgang ein Druckanstieg gemessen werden kann, bedingt durch das Absinken der nun kälteren Luft. Bei einer Warmfront hingegen gleitet die warme Luft auf dichtere kalte Luftmassen auf. Im Vergleich zur starken Hebung vor einer Kaltfront ist dieser Aufgleitprozess häufig langsamer und weniger hochreichend. Folglich ist der sich bildende Regen breitflächiger und die Bewölkung stratusförmiger (Cirrostratus, Altostratus). Weitreichend bekannt sind Fronten durch ihre Darstellung auf Wetterkarten. In der Abbildung 1 ist eine Bodenwetterkarte mit Fronten zu sehen.

Einführung: Fronten in der Atmosphäre

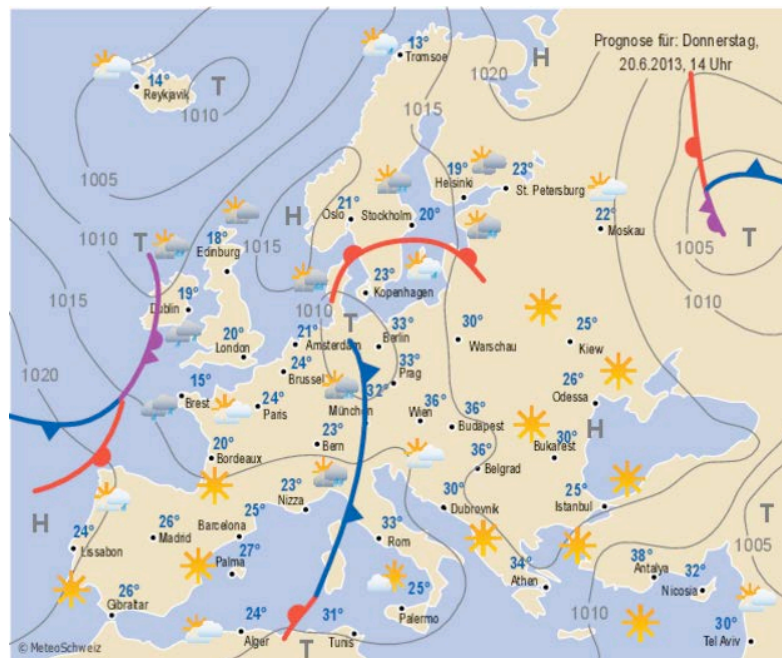


Abbildung 1: Bodenwetterkarte der Meteo Schweiz. Neben dem Bodendruck und Wettersymbolen sind die Bodenfronten das prägnanteste Merkmal einer Wetterkarte. Unterschieden wird in Warmfronten (rot), Kaltfronten (blau) und Okklusionen (lila).

Typischerweise treten Fronten im Zusammenhang mit Atmosphärischen Tiefdruckgebieten auf sie können sich jedoch auch in großer Entfernung vom eigentlich Kern dieser befinden. Darüber hinaus betrachtet man noch den Zusammenschluss von Warm- und Kaltfronten als eine okkludierte Front, welches für die folgende Auswertung aber nicht weiter relevant ist. Zusätzlich unterscheidet man die vorher erwähnten „dynamischen“ Fronten noch von thermischen Fronten, welche sich durch starke Feuchteunterschiede bemerkbar machen z.B. entlang von Küstenregionen.

Methodik: Die Frontenerkennung

Dank der charakteristischen Wolkenbildung lassen sich Fronten für das menschliche Auge sehr gut auf Satellitenbildern erkennen und identifizieren. Auf Bodenkarten, basierend auf Messungen von z.B. Wetterstationen, ist eine Identifizierung von Fronten vor allem durch Sprünge oder schnelle Veränderungen und Schwankungen in Druckverläufen, Drehungen des Windfeldes oder Temperaturschwankungen möglich. Im Folgenden stellen wir kurz und übersichtlich die automatisierte Erkennung von bodennahen Fronten vor.

Zu Grunde liegende physikalische Felder

Wir betrachten zur Erkennung der Fronten die pseudo-potentielle Temperatur auf einer Höhe von 850 hPa. Man geht davon aus, dass in der Regel sich große Teile der Luft auf einer Höhe von 850 hPa oberhalb der gut durchmischten Grenzschicht zwischen der Atmosphäre und der Oberfläche der Erde befinden und sich somit gut als Höhe eignet Gradienten in der pseudo-potentielle Temperatur zu erkennen. Die pseudo-potentielle Temperatur bezeichnet jene hypothetische Temperatur eines Luftpaketes das zunächst auf den Boden absinkt, und dabei durch die Druckzunahme erwärmt (adiabatische Erwärmung), plus den Anteil der latenten Wärme welcher freigesetzt wird falls alle Feuchte innerhalb des Luftpaketes kondensiert (Kondensationswärme). Die pseudo-potentielle Temperatur wird berechnet durch folgende Gleichung (D. Bolton, 1980):

$$\theta_e = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{\kappa(1-0.28r)} \exp \left[\left(\frac{3.376}{TL} - 0.00254 \right) 10^{2r}(1 + 0.81r) \right]$$

Hierbei sind $\kappa = \frac{R}{c_p}$ (R ist die spezifische Gaskonstante der trockenen Luft und c_p deren spezifische Wärmekapazität), r bezeichnet das Mischungsverhältnis von Wasserdampf zu trockener Luft und TL bezeichnet die Temperatur auf Höhe des Kondensationsniveaus (für weitere Details und zur Berechnung von TL siehe D. Bolton, 1980).

Automatisierte Frontenerkennung

Die automatisierte Frontenerkennung basiert auf der Arbeit von Jenkner et al. (2010). Die Erkennung erfolgt in einem drei-stufigen Verfahren. Nach der Berechnung der äquivalent potentiellen Temperatur auf 850 hPa wird das resultierende Feld durch einen digitalen Filter geglättet um die Berechnung von Gradienten zu erleichtern. Hierzu wird in einem Radius von 150 km um den Gitterpunkt ein gewichteter Mittelwert aus den Werten in der Umgebung gebildet, wobei das Gewicht exponentiell mit dem Abstand abnimmt. Der zweite Schritt enthält die Berechnung des horizontalen Gradienten der äquivalent potentiellen Temperatur und der Markierung von Regionen mit Gradienten welche 4 Kelvin auf 100 Kilometer überschreiten, ein typischer Schwellwert für die Frontenerkennung. In einem dritten Schritt wird nun die genaue Position der Front durch ein thermisches Frontparameter (TFP) bestimmt:

$$TFP = -\nabla |\nabla\theta_e| \times \left(\frac{\nabla\theta_e}{|\nabla\theta_e|} \right)$$

Das TFP gibt die Änderung des Gradienten der pseudo-potentiellen Temperatur (erster Term) in Richtung des Temperatur Gradienten (zweiter Term) an. Wird das TFP null hat der Gradient ein Extrema. Dort, innerhalb einer Region mit einem Gradienten größer als 4 Kelvin auf 100 km, wird nun die Position der Front markiert. Um sicher zu stellen, dass sich in der betrachteten Region nicht kleinere lokale (eingebettete) Minima im Gradient der pseudo-potentiellen Temperatur finden fordern wir an allen identifizierten Gitterpunkten zusätzlich:

$$\nabla \times \nabla |\nabla\theta_e| < 0$$

Die bedeutet, dass wir nur Wendepunkte um Maxima im Gradienten erlauben.

In der Abbildung 2 ist ein idealisiertes Beispiel gezeigt. Die zugrunde liegende Simulation erfolgt über einer flachen Oberfläche, ausgehende von einem zonal konstanten vertikalen Referenzprofil der Atmosphäre (Schemm et al., 2013). Eine kleine Störung am oberen Rand der Tropopause führt zum Wachstum einer ersten Zyklone und der Entwicklung von Warm- und Kaltfronten. Im Verlauf der Simulation bilden sich Stromauf- und abwärts zwei weitere Tiefdrucksysteme aus. Die oben beschriebene Methodik der Frontenerkennung identifiziert mit hoher Genauigkeit die Position und die Länge der Fronten an allen drei Zyklonen. Dies lässt sich gut anhand der Temperatur und Feuchtegradienten im oberen Teil der Abbildung 2 überprüfen und vergleichen.

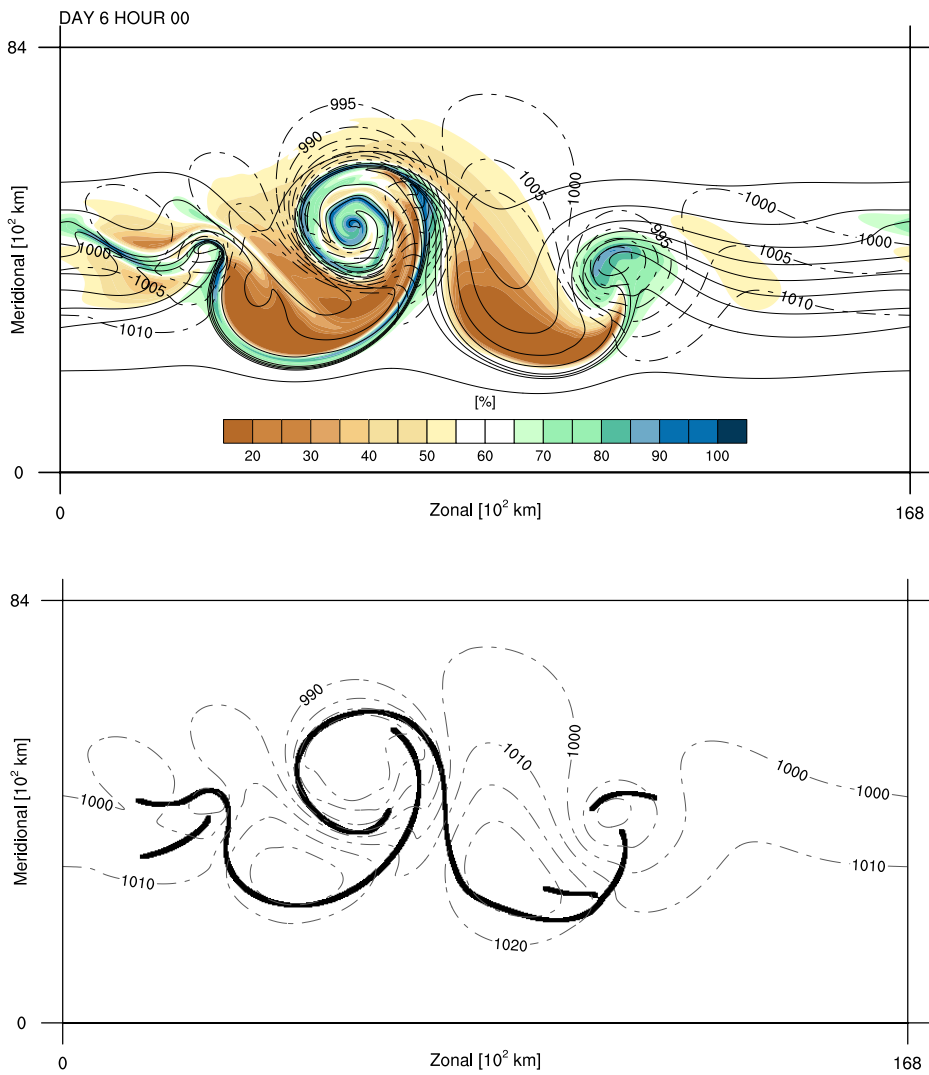


Abbildung 2: Idealisertes Beispiel der Frontenerkennung. Zu sehen sind mehrere idealisierte Zyklonen (oben) mit Konturen des Bodendrucks (gestrichelt), pseudo-potentieller Temperatur (durchgezogen) und relativer Feuchte (farbig) auf 850 hPa. Unten die Position der Fronten mit der im Text beschriebenen Methodik.

Daten und Datenverarbeitung

Domain

Typische Längenskalen von ausgedehnten Bodenfronten erreichen mehrere tausend Kilometer. Folglich beziehen wir Mittel- und Osteuropa, sowie Teile des östlichen Nordatlantiks und den Mittelmeerraum in unsere Analyse mit ein. Die Berechnung der Fronten erfolgt zunächst über die gesamte nördliche sowie südliche Hemisphäre. Später erfolgt dann die genauere Auswertung der Frontenhäufigkeit und Intensität innerhalb der geographischen Region $-40^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{E}$ und $30^{\circ} - 75^{\circ}\text{N}$. Die Extremwertanalyse wird in einer kleineren Box zentriert über Rheinland Pfalz ($6^{\circ} - 10^{\circ}\text{N}$, $48^{\circ} - 52^{\circ}\text{E}$) durchgeführt, siehe dazu auch Abbildung 3.

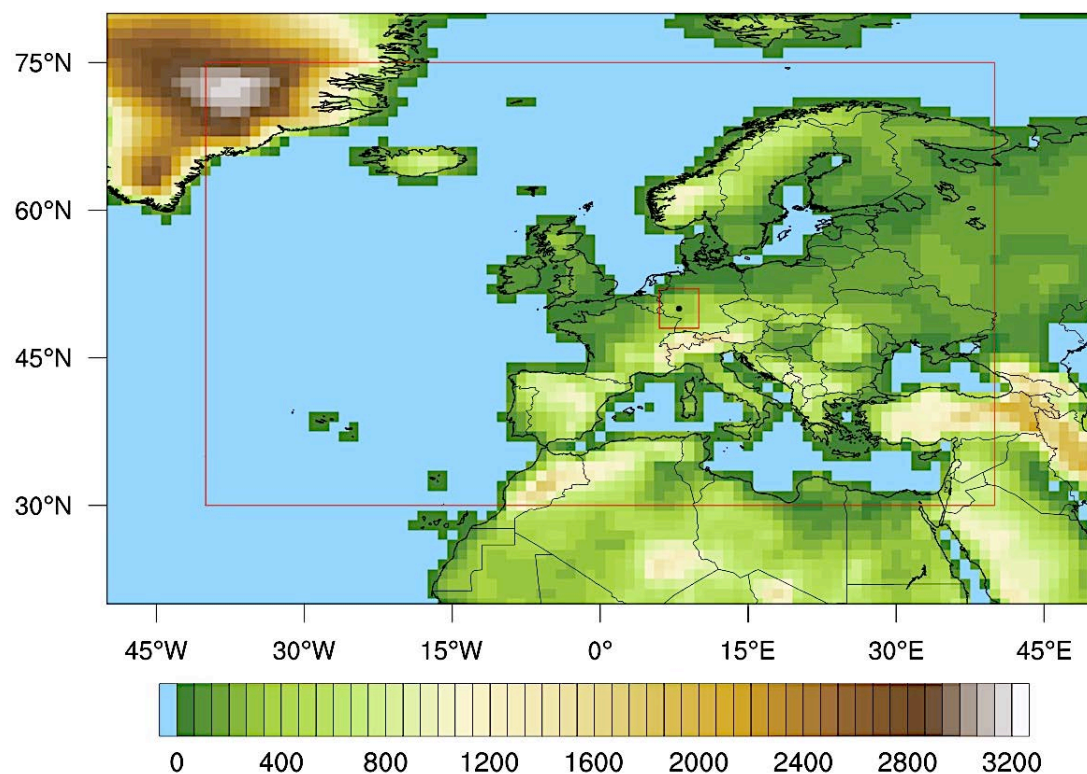


Abbildung 3: Analyzierte Regionen und zugrunde liegende Orographie der ERA-Interim Daten. Die Analyse der Frontenhäufigkeit und Intensität erfolgt jeweils in den beiden rot umrandeten Regionen. Mainz ist durch einen schwarzen Punkt markiert.

Reanalysen: ERA-Interim

Als Datengrundlage für die Referenzperiode 1979 – 2005, und als anzunehmender Ist-Zustand der Atmosphäre, verwenden wir den ERA-Interim Reanalyse Datensatz in einer horizontalen Gitterweite von 1 x 1 Grad mit sechsstündigen Zeitschritten. Reanalyse Datensätze berücksichtigen über eine Datenassimilationstechnologie Messungen aus verschiedenen Quellen, z.B. Satelliten und Flugzeugmessungen, um Korrekturterme für die Modellsimulation zu erhalten und somit die hoch auflösende Simulation nahe an den realen Zustand der Atmosphäre zu binden. Sie bilden somit den bestmöglichen zusammenhängenden vier dimensional Datensatz welcher den Zustand der Atmosphäre hoch auflösend beschreibt. Für ERA-Interim wird das globale Model IFS des ECMWF verwendet. Eine detaillierte Beschreibung der Datenassimilation wird beschrieben in D. P. Dee et al. (2011). Technische Details des verwendeten IFS (Cy31r1) werden durch das ECMWF auf der Webseite www.ecmwf.int/research/ifsdocs/ dokumentiert.

Das Emmissionsszenario RCP8.5

Während für die verwendete Referenzperiode 1979-2005 die Konzentrationen verschiedener Treibhausgase den tatsächlich gemessenen Werten entsprechen, werden für zukünftige mögliche Entwicklungen der Treibhausgasemission verschiedene Szenarien angenommen. Diese Szenarien werden als „representative concentration pathways“, kurz RCP, bezeichnet und berücksichtigen verschiedene mögliche Entwicklung der Landnutzung sowie des Bevölkerungs- und Wirtschaftswachstum bis in das Jahr 2100. Die Emissionsszenarien dienen den Klimasimulationen als Randwerte und bestimmen den Strahlungsantrieb aller Treibhausgase. Einen Überblick über alle Szenarien sowie die verwendeten Methoden zur Bestimmung dieser findet sich bei D. P. Van Vuuren (2011). Der in dieser Studie verwendete RCP8.5 gilt als das emissionsstärkste Szenario, er wird in der oben genannten Studie wie folgt beschrieben: „This RCP is characterized by increasing greenhouse gas emissions over time, representative of scenarios in the literature that lead to high greenhouse gas concentration levels“. Der Strahlungsantrieb des RCP8.5 erreicht bis in das Jahr 2100 8.5 W/m^2 . Abbildung 4 zeigt den Verlauf des Strahlungsantriebs aller RCPs für die Jahre 2000 – 2100. Darüber hinaus die extended RCPs bis in das Jahr 2500.

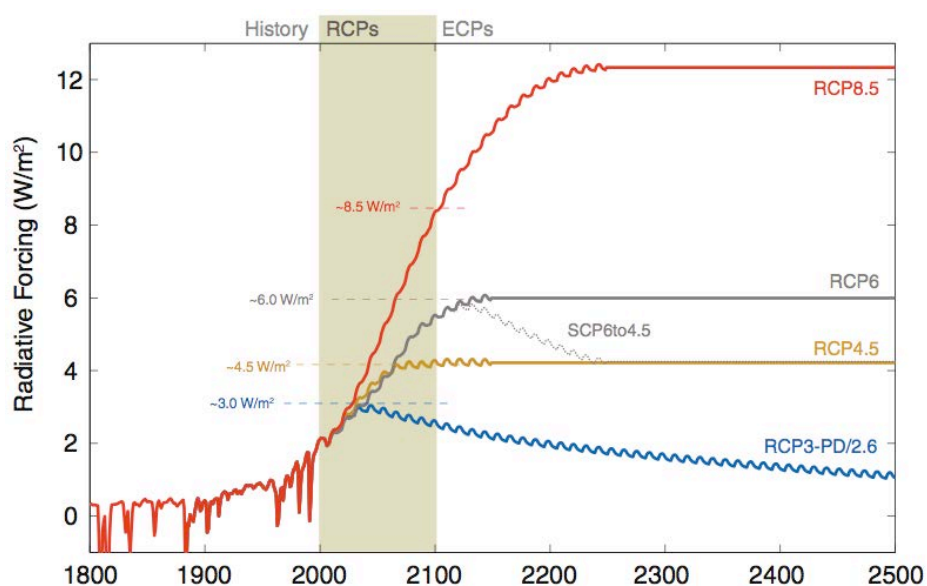


Abbildung 4: Szenarien für den zukünftigen Verlauf des Strahlungsantriebs durch Treibhausgasemissionen (Meinhausen et al. 2011).

CMIP5 Simulationen

Im Rahmen des Climate Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) stellen führende Globalmodelle Datensätze für alle Emissionsszenarien online unter cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5 zur Verfügung.

Bisher stehen jedoch nicht alle Variablen mit derselben zeitlichen wie räumlichen Auflösung zur Verfügung. Für dieses Projekt hat sich die Verfügbarkeit von Feuchte bei einer sechsständigen zeitlichen Auflösung als kritisch herausgestellt und die Anzahl verfügbarer Modelle deutlich reduziert. Zudem konnten nur Modelle berücksichtigt werden bei denen sich der Druck einfach aus der Formulierung der vertikalen Modellkoordinaten berechnen lässt. Erschwerend hinzu kommt dass alle Modelle mit unterschiedlichen räumlichen Auflösungen arbeiten, was eine zeitaufwendige Interpolation auf ein homogenisiertes Gitter nötig macht. Die Homogenisierung und Interpolation der Datensätze beanspruchte ca. 2 Wochen Rechendauer, ebenso wie der Download der Daten von ca. 3 TB über das Internet. Die Berechnung der Fronten für jedes Modell sowie die Berechnung der Klimatologien beanspruchte zusätzlich ca. 3 Wochen. Für zukünftige Projekte muss der dafür nötige Zeitaufwand dringend berücksichtigt werden. Im Folgenden sind die nötigen Schritte zusammengefasst:

- Download der Daten aller Jahre von 1850 bis 2200. Der Download einzelner Jahre ist nicht möglich.
- Aufspaltung der Daten in einzelne Zeitschritte von jeweils 6 Stunden.
- Bilineareinterpolation auf ein 1x1 Grad Gitter.
- Berechnung des Drucks aus vertikalen Koordinaten.
- Berechnung von THE und Interpolation auf 850 hPa.
- Detektion der Fronten.
- Erstellen der saisonalen Klimatologie.

Die folgenden Modelle wurden in die Studie miteinbezogen:

Modell (Abkürzung)	Gitterweite (Grad)	Betreiber
1. CNRM-CM5 (CNRM)	1,5 x 1,5	Meteo France
2. CSIRO-Mk3-6-0 (CSIRO)	1,9 x 1,9	CSIRO Australia
3. FDL-ESM2M (GFDL)	2,0 x 2,5	GFDL Princeton
4. Nor-ESM1-M (NOR)	1,9 x 1,9	Norwegian Earth System Model

Das ECHAM stellt keine sechs stündigen Feuchtedaten zur Verfügung.

Fronten in der Reanalyse Periode: 1979 – 2005

Zunächst werden für die Referenzperiode von 1979 – 2005 die saisonalen Mittelwerte der Frontenhäufigkeit und Intensität aus dem Reanalyse Datensatz mit den Resultaten der einzelnen Klimamodelle verglichen, um einen Eindruck für die Performance der einzelnen Modelle zu erhalten. Die Referenzperiode wurde so gewählt, das ERA-Interim und die historischen Simulationen der CMIP5 Modelle überschneiden. In Abbildung 5 ist für ERA-Interim die mittlere Frontenhäufigkeit, sowie in Abbildung 6 die mittlere Frontenintensität gezeigt für alle Jahreszeiten.

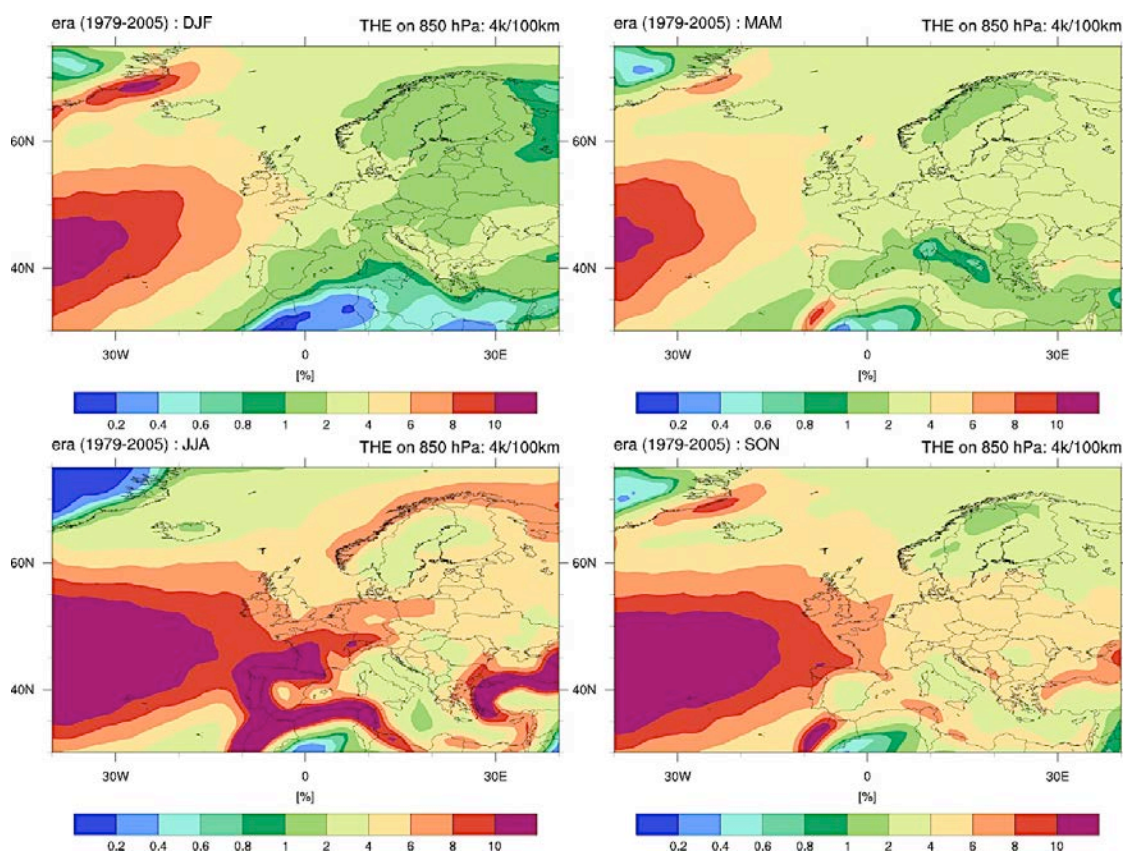


Abbildung 5: Saisonale Frontenhäufigkeit. In Mitteleuropa findet sich an 2 bis 4 % aller Zeitschritte eine Front im Winter und im Herbst bei 8 %.

Für die Häufigkeit finden wir über Mitteleuropa im Werte von 2 – 4 % (hellgrün). Dies bedeutet, dass an 2 – 4 % aller Zeitschritte eine Front detektiert wird, was im saisonalen Mittel einer Front an jedem 7 bis 9 Tag entspricht. Für die Intensität finden wir eine mittlere Frontenstärke für die Wintermonate von 5 Kelvin auf 100 km. Nach leicht geringeren Werten im Frühjahr ist die Frontenhäufigkeit im Sommer mit

bis zu 8 % am höchsten (dunkel-orange). Im Herbst nimmt sie wieder leicht ab auf ca. 6 % (gelb). Gut zu erkennen ist die erhöhte Häufigkeit von Fronten entlang der Küstenregionen, induziert durch eine starke Land-Seezirkulation wird ein erhöhter Temperatur- und Feuchtegradient als Front detektiert. Solche quasi-stationären Fronten lassen sich von zu Fall zu Fall durch die Hinzunahme eines einfachen Advektionskriteriums aus dem Datensatz entfernen.

Bei der Intensität zeigt sich ein ähnliches Bild. Die stärksten Fronten werden im Mittel im Sommer gefunden mit 5,8 K/100km. Bezeichnend ist hier vor allem die Variation der Zyklonenzugbahnen über den Atlantik. Finden sich Fronten im Winter hauptsächlich in einem nach Nordosten ausgerichteten Band dreht dieses im Sommer und Herbst mehr auf eine West-Ost Achse. Als Folge nimmt die Häufigkeit der Fronten in Mitteleuropa zu.

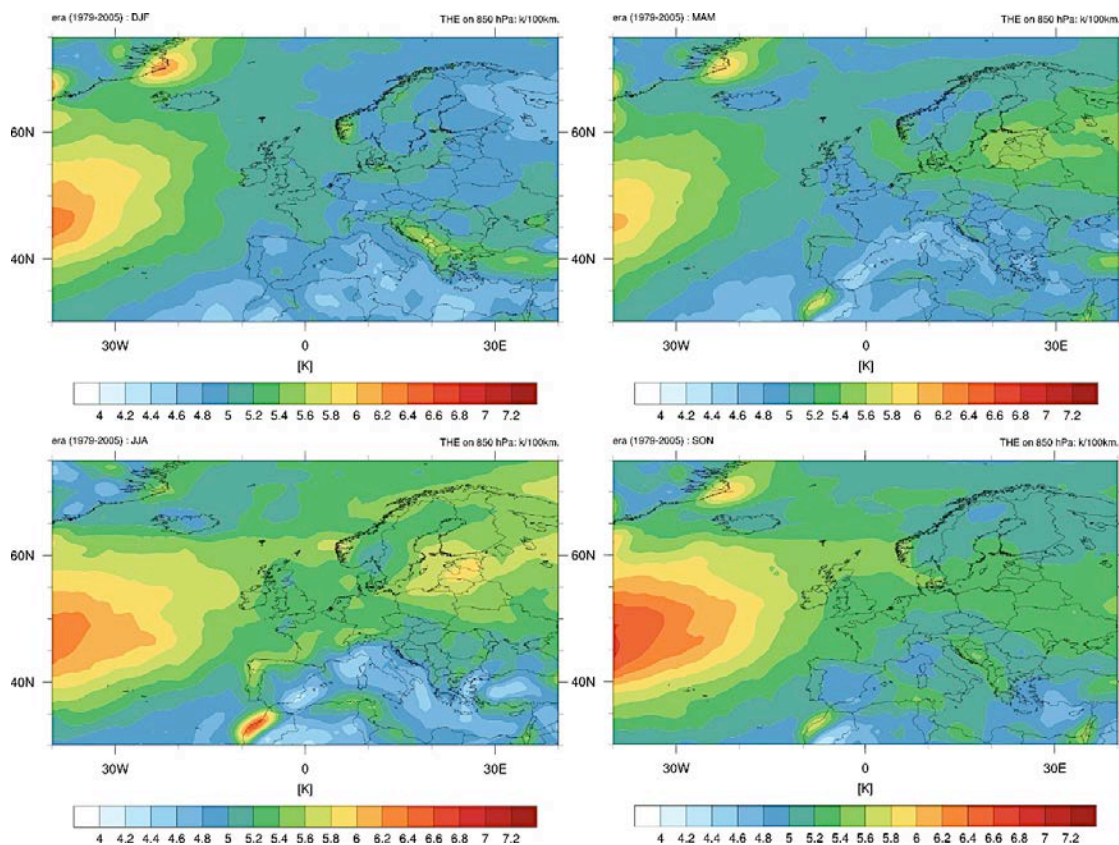


Abbildung 6: Saisonale Frontenintensität. In Mitteleuropa haben Fronten eine mittlere Stärke von 5 K/100km im Winter, in den Sommermonaten 5,8 K / 100km.

Frontenhäufigkeit und Intensität wurden für die Zeitperiode 1979 – 2005 jeweils für alle Jahreszeiten und alle betrachteten Klimamodelle berechnet. Das Resultat wurde kompakt in einem Histogramm zusammengefasst (Abbildung 7) indem für alle Jahreszeiten und für alle Modelle über die oben genannte Domain „Europa“

gemittelt wurde. Die Resultate aller einzelnen Modelle dargestellt wie in den Abbildungen 5 und 6 befinden sich im Anhang.

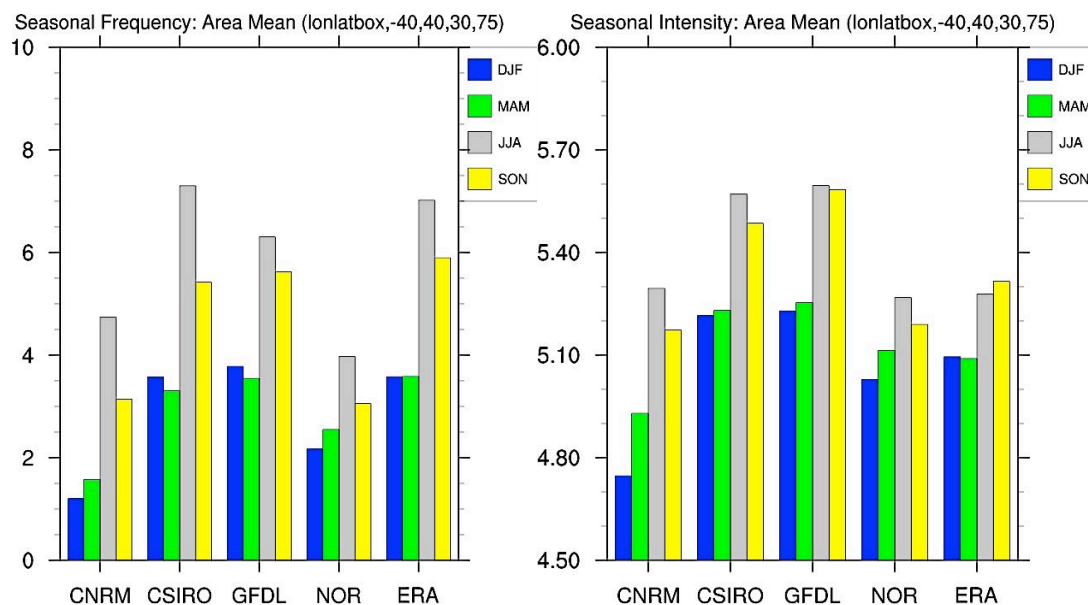


Abbildung 7: Mittlere saisonale Frontenhäufigkeiten in % (links) und Intensität in K/100km (rechts) über Mitteleuropa für die vier betrachteten Klimamodelle und ERA-Interim für die Referenzperiode 1979 - 2005.

Das Ergebnis zeigt innerhalb der Klimamodelle einen einheitlichen Jahreszyklus. Fronten werden am Häufigsten im Sommer und Herbst erkannt, wohingegen im Sommer starke Feuchtegrenzen entlang von Küstenlinien als Fronten gezählt werden. Die größte Frontenintensität wird ebenfalls in den Sommer und Herbstmonaten gefunden, wobei laut Reanalysen der Herbst die größte Intensität aufweist. Gerade bei Modellen welche die Häufigkeit im Winter stärker unterschätzen findet sich ein zu wenig stark zonal ausgebreiteter Stormtrack (siehe Anhang). Bei der Betrachtung der individuellen Resultate vor der Mittelung über eine Region fällt auf, dass im Sommer Luftmassengrenzen, welche durch Gradienten in der Feuchte gekennzeichnet sind, tendenziell überschätzt werden. Insgesamt ist die Streuung zwischen den einzelnen Modellen groß und nicht zu vernachlässigen jedoch auf Grund des ähnlichen Zyklus nicht unbefriedigend.

Extremwertanalyse von Fronten

Um die Wiederkehrzeit von Frontenereignissen abschätzen zu können wurde eine Extremwertanalyse der Frontenstärke durchgeführt. Hierzu wurde zunächst eine Zeitreihe über alle Frontendurchgänge durch Rheinland-Pfalz (Abbildung 3) berechnet. Zeitpunkte an denen sich keine Front in der gewählten Region befindet werden dabei ignoriert. Falls eine Front identifiziert wurde, wird für die Erstellung der Zeitreihe der Maximalwert der Front in der analysierten Region verwendet. Das statistische Verfahren lässt sich einfach als Anpassung („fit“) einer verallgemeinerten Extremwertverteilung durch die gewonnene Zeitreihe beschreiben. Um sicherzustellen dass sämtliche Werte in der Zeitreihe unabhängig sind wurde zunächst ein Schwellwert von 6 K/100km angenommen und sämtliche Ereignisse über diesem Schwellwert extrahiert falls sie mindestens drei Tage auseinander liegen, somit kann sicher gestellt werden, dass es sich mit höchster Wahrscheinlichkeit bei jedem in der Zeitreihe verbleibenden Messwert um ein neues Frontenereignis handelt.

In Abbildung 8 ist die Stärke der verbleibenden Frontenereignisse gegen die Wiederkehrperiode aufgetragen. Die blaue Kurve ist die durch die Messwerte gelegte Pareto-Verteilung¹ (blau) und die Konfidenzintervalle (rot). Zur Bestimmung der Formparameter der Verteilung wurde die Maximum-Likelihood-Methode verwendet. Die Wiederkehrperiode der einzelnen Frontereignisse ist in der untenstehenden Tabelle zusammengefasst.

Wiederkehrperiode (Jahre)	Stärke (K/100km)
1	8,5
5	9,7
10	10,2
20	10,5

Darüber liegende Wiederkehrperioden sind aus zweierlei Gründen mit Vorsicht zu betrachten. Zum einen ist die Anzahl an vorhanden Events mit einer Stärke größer 10,5 K/100km sehr klein, was die statistische Auswertung verfälscht, zum anderen kann das der Reanalyse zugrunde liegende Modell Gradienten, ab einer gewissen Stärke nur ungenügend bzw. gar nicht auflösen. Eine Verifikation durch Messdaten würde eine erstrebenswerte Ergänzung der Extremwertanalyse darstellen.

¹ Coles, S. (2001), An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values, London: Springer.

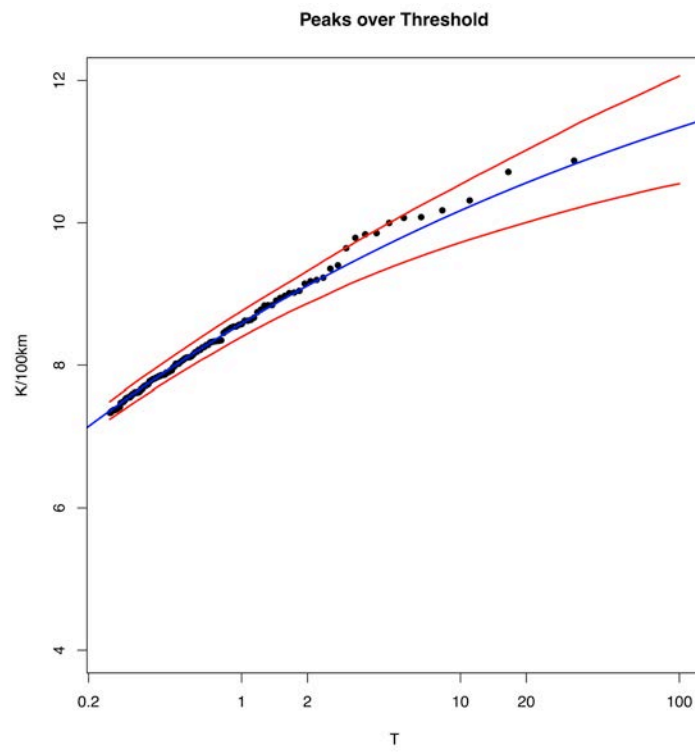


Abbildung 8: Angepasst Extremwertverteilung (blau) mit 5% und 95% Konfidenzintervallen (rot) in Jahren (T).

Klimaprojektionen: Szenario rcp85

Nahe Zukunft: 2021 – 2050

Im Folgenden betrachten wir die Periode 2021-2050 (nahe Zukunft), und vergleichen die Veränderungen der Frontenhäufigkeit und -intensität der einzelnen Modelle gegenüber ihrer jeweiligen Resultate in der Referenzperiode. Eine Zunahme der Frontenhäufigkeit um 1% z.B. von 3 auf 4%, bedeutet, dass jeden 25 Zeitschritt gegenüber jedem 33 Zeitschritt eine Front auftritt, wobei ein Tag vier Zeitschritte umfasst. Die Ergebnisse sind in Abbildung 9 zusammengefasst.

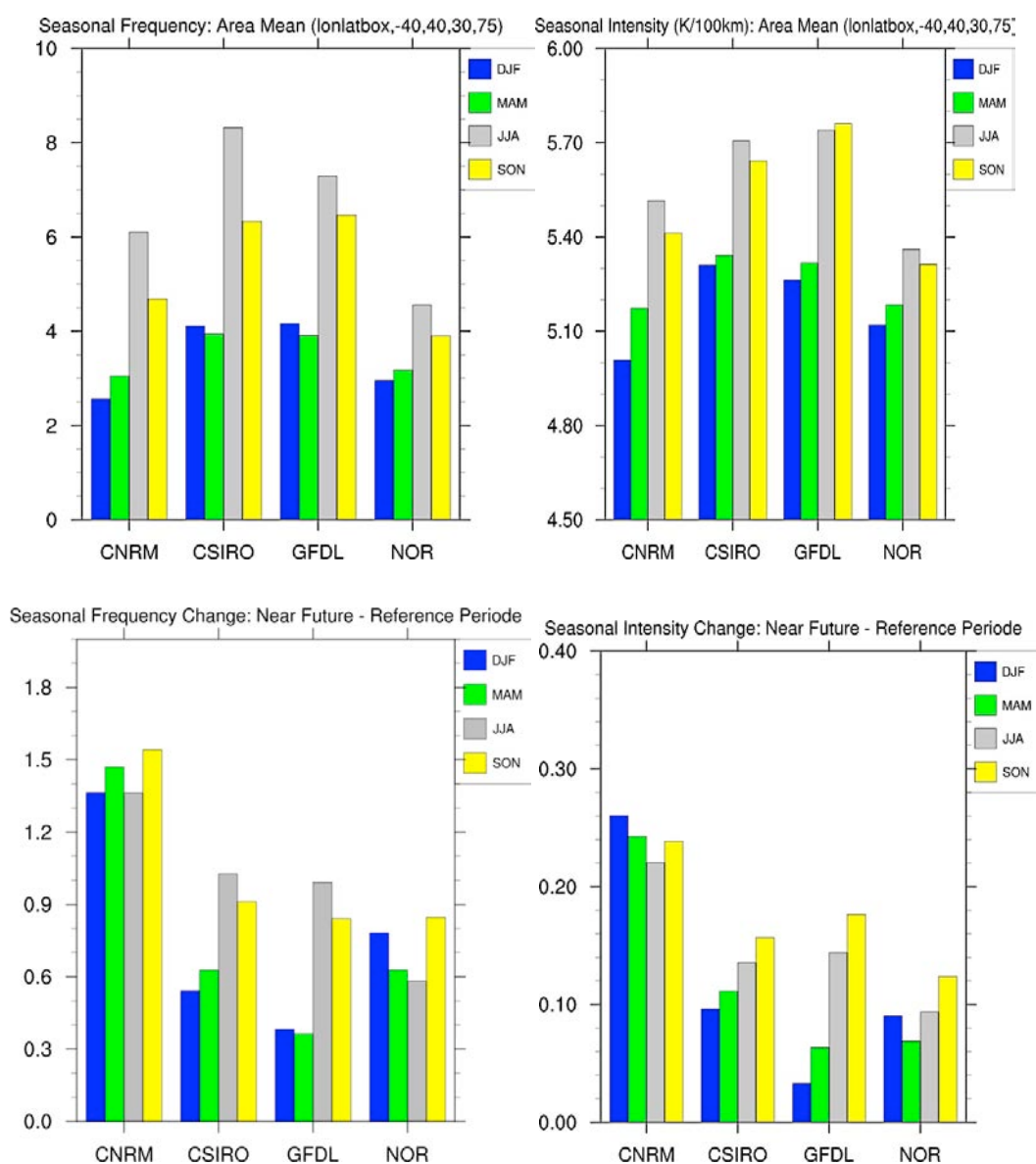


Abbildung 9: Mittlere saisonale Frontenhäufigkeiten in % (oben links), für die Periode 2021-2050, und Intensität in K/100km (oben rechts). Veränderungen gegenüber den Resultaten in der Referenzperiode (untere Reihe).

Alle Modelle zeigen eine Zunahme der Frontenhäufigkeit, wobei bei keinem der Modelle sich der Jahresgang verändert. Weiterhin beobachten wir bei allen Modellen im Sommer und Herbst die meisten Fronten. Zwei Modelle zeigen eine deutliche Verstärkung des Jahresganges (CSIRO und GFDL), vor allem durch eine verstärkte Zunahme in Herbst und Sommer, gegenüber Winter und Frühjahr. Wohingegen die beiden Modelle CNRM und NorESM nahezu gleichmäßig über alle Jahreszeiten eine erhöhte Häufigkeit simulieren von jeweils ca. 1,3% (CNRM) und 0,75% (NorESM). In der Summe bedeutet das, dass sich die hier betrachteten Modelle in ihren Resultaten einander annähern. Bei der Intensität finden wir bei allen Modellen eine Zunahme vor allem in Sommer und Herbst mit Ausnahme des CNRM welches eine ähnlich starke Zunahme der Frontenintensität um ca. 0,25K/100 km in allen Jahreszeiten zeigt.

Folglich finden wir für die nahe Zukunft eine Verstärkung des Jahresganges und eine Annäherung der einzelnen Modelle.

Anhang A:

Der Anhang A enthält die geographische Darstellung der Frontenhäufigkeit und Intensität, in der Referenzperiode (1979 – 2005) sowie für die nahe Zukunft (2021-2050) für alle betrachteten Klimamodelle. Die Anordnung der Abbildungen ist sortiert nach Jahreszeiten. Regionen welche aufgrund der Modelltopographie nicht in die Analyse mit einbezogen werden konnten, sind weiß eingefärbt.

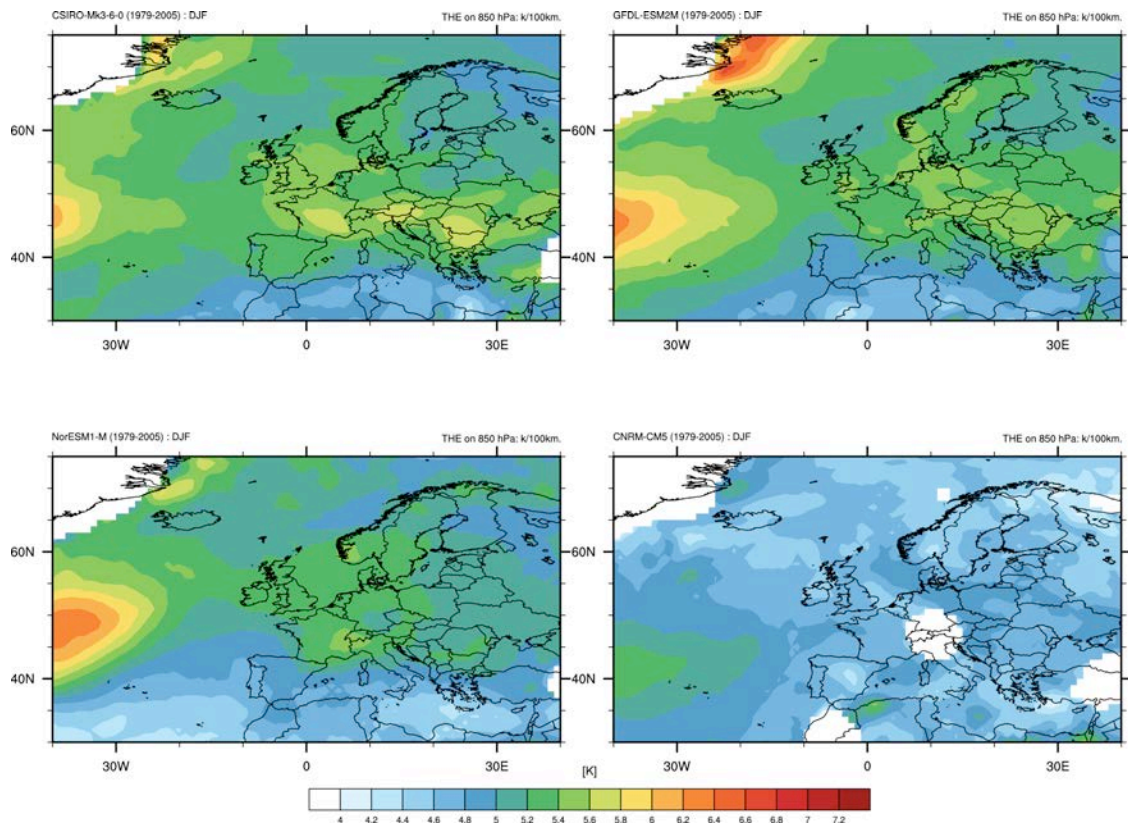
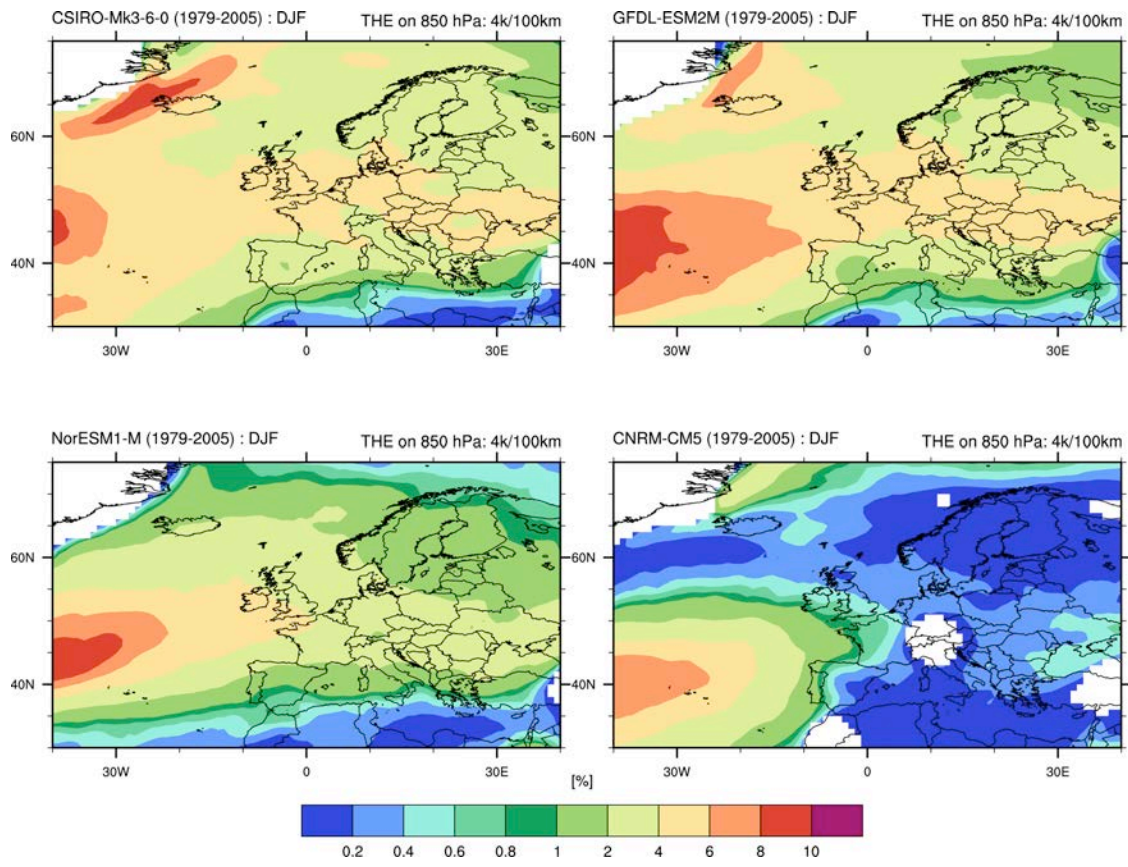
Die Anordnung der Abbildung ist wie folgt: Die oberen vier Abbildungen bilden für jedes Model die Frontenhäufigkeit ab und die unteren vier Abbildungen jeweils die Frontenintensität.

Anhang A:

Anhang A1: Referenzperiode (1979-2005)

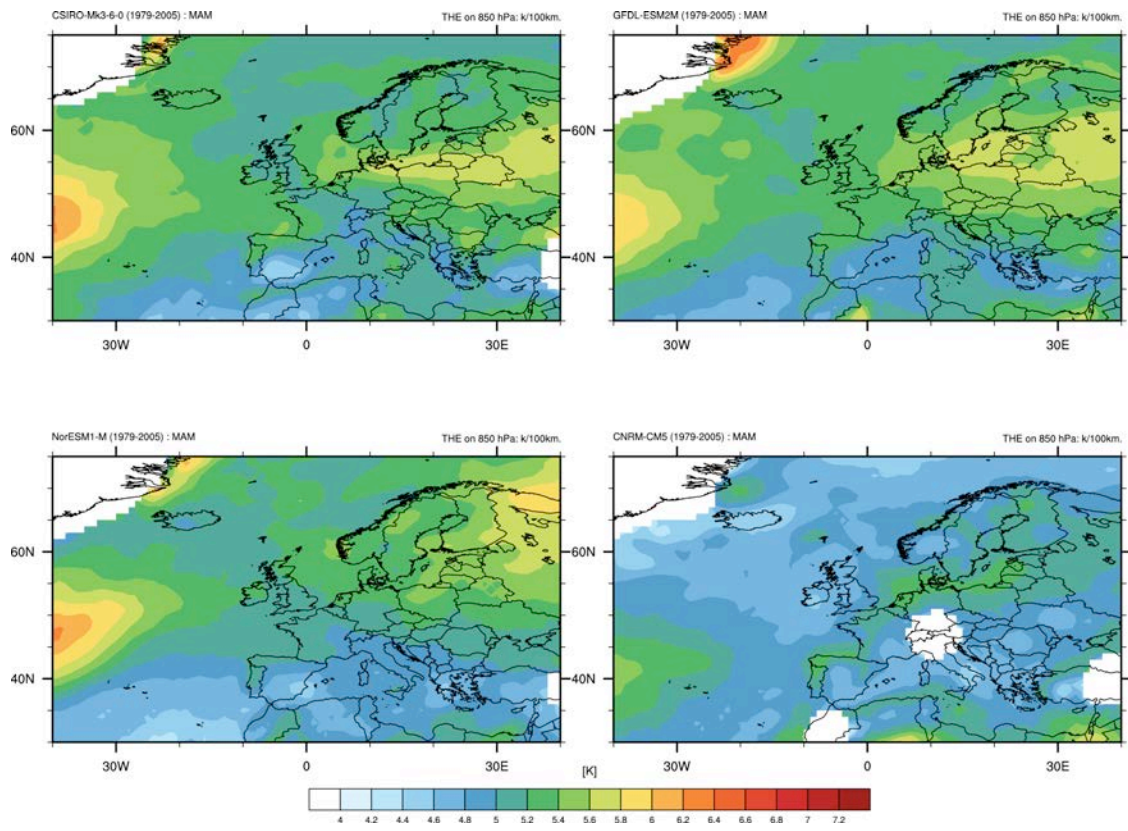
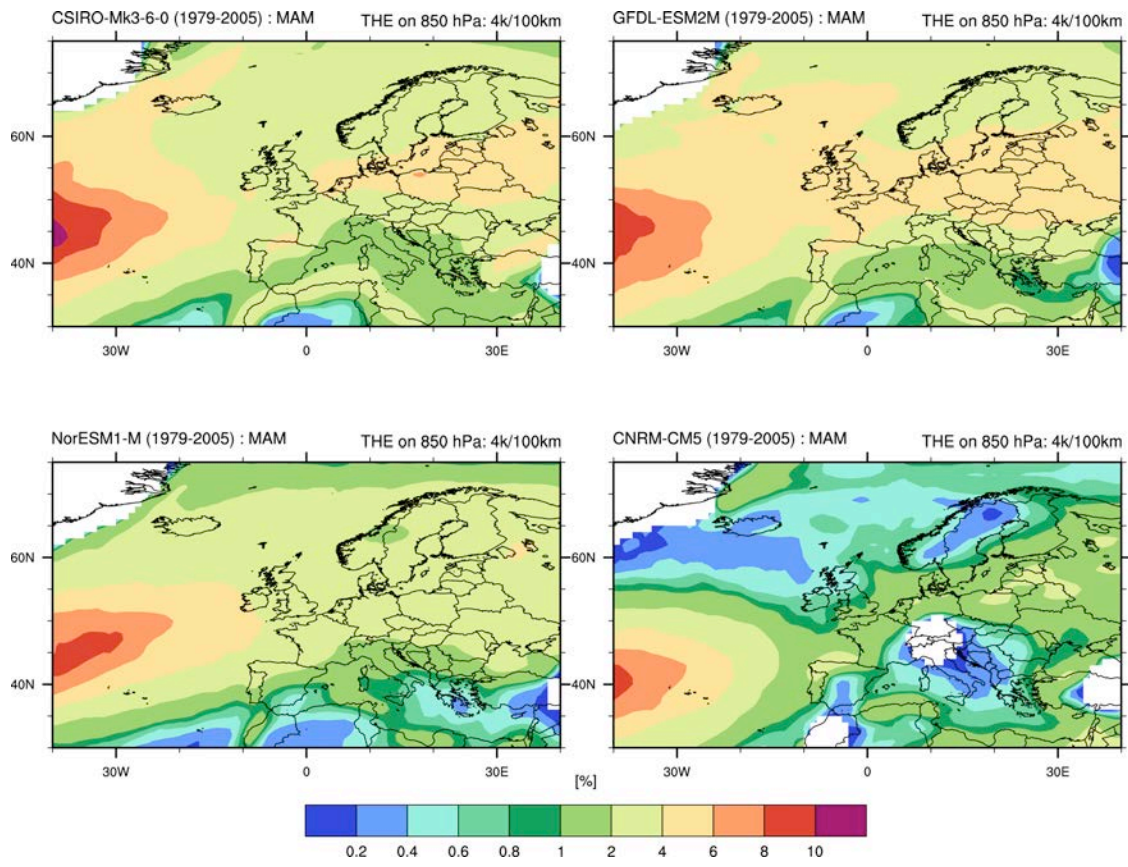
Anhang A:

DJF



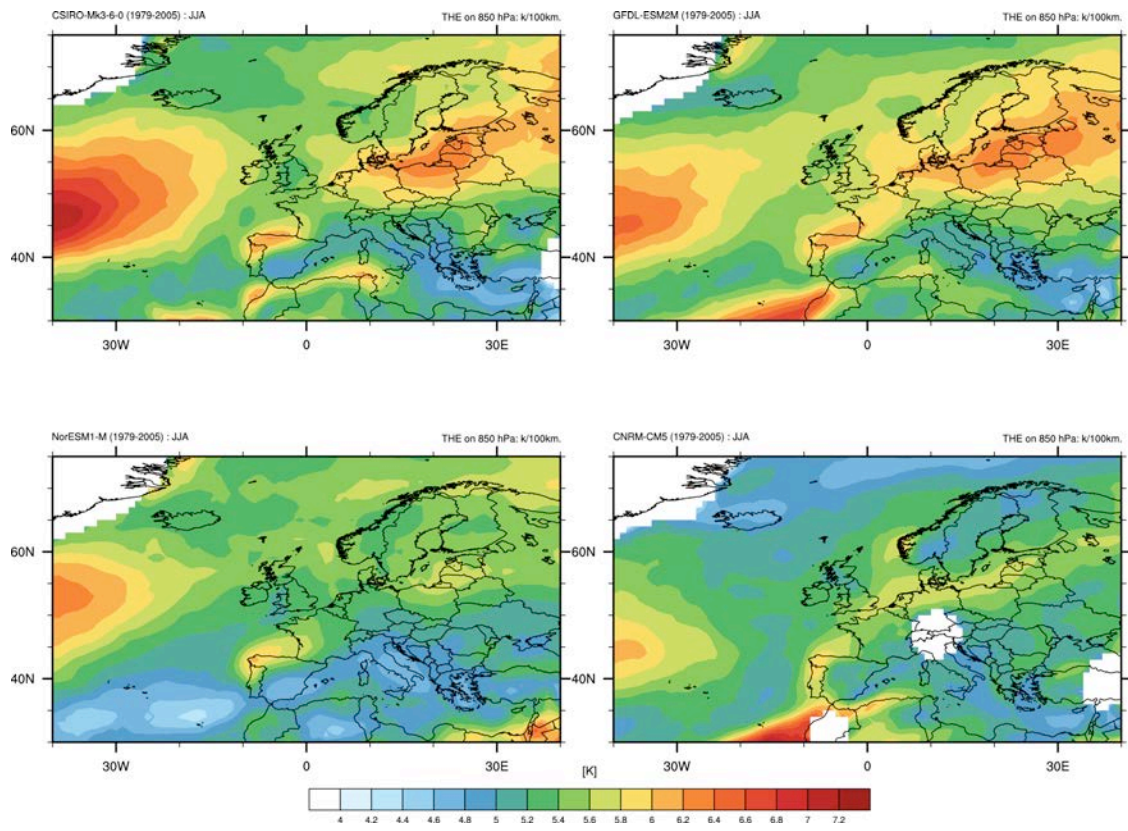
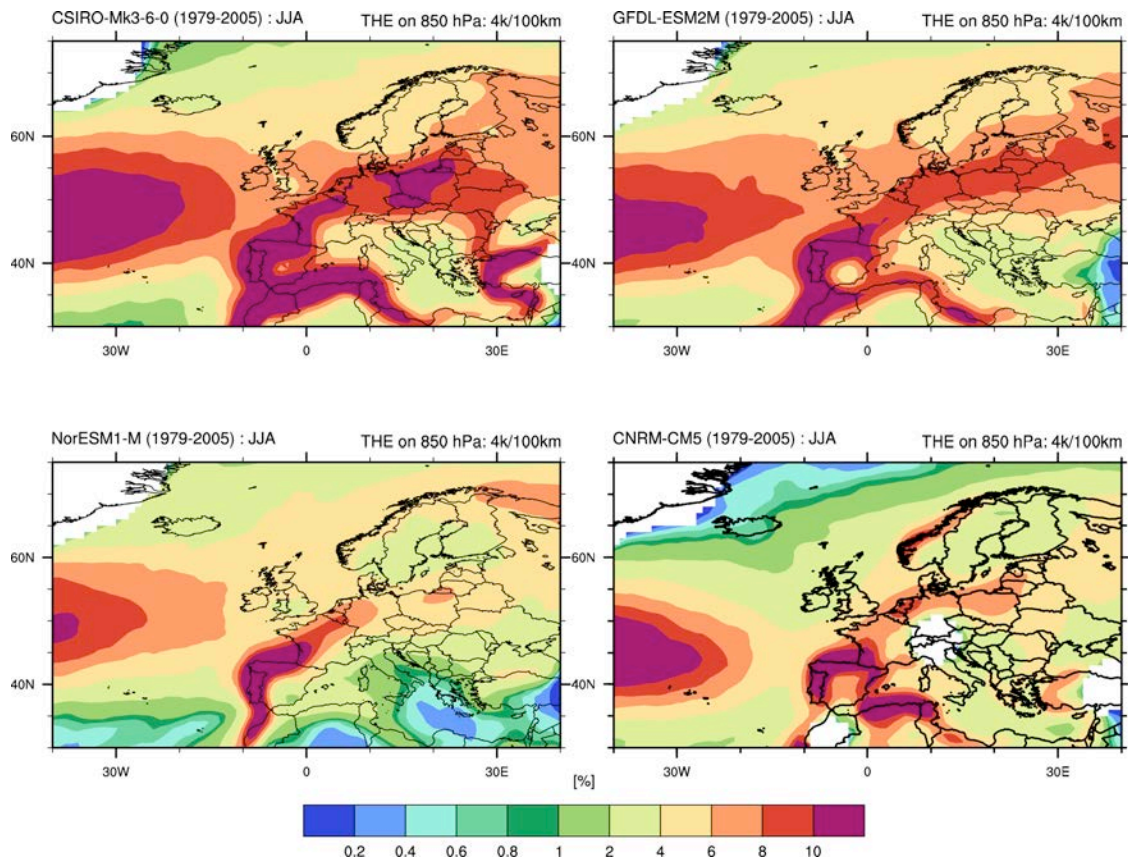
Anhang A:

MAM



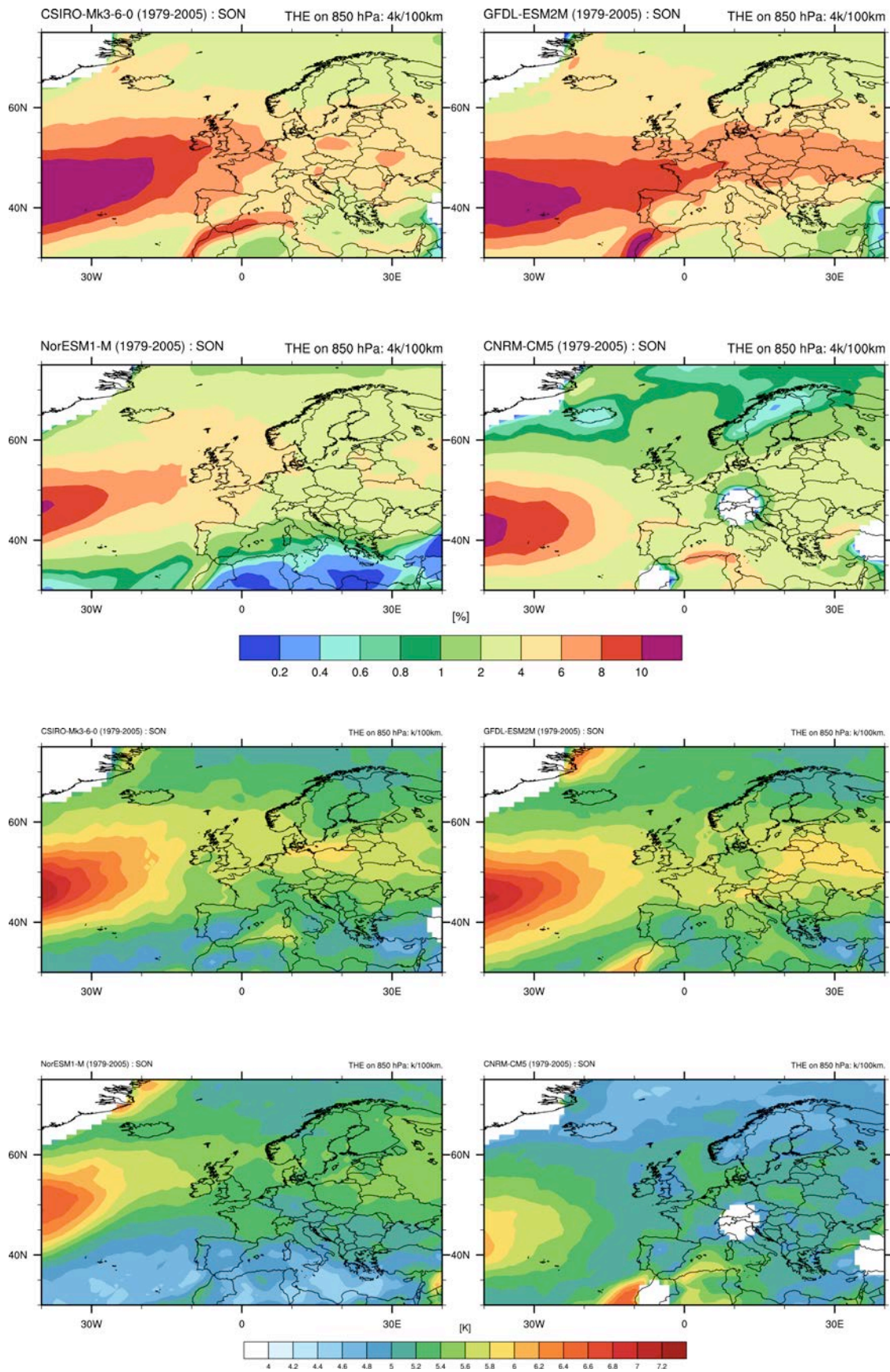
Anhang A:

JJA



Anhang A:

SON

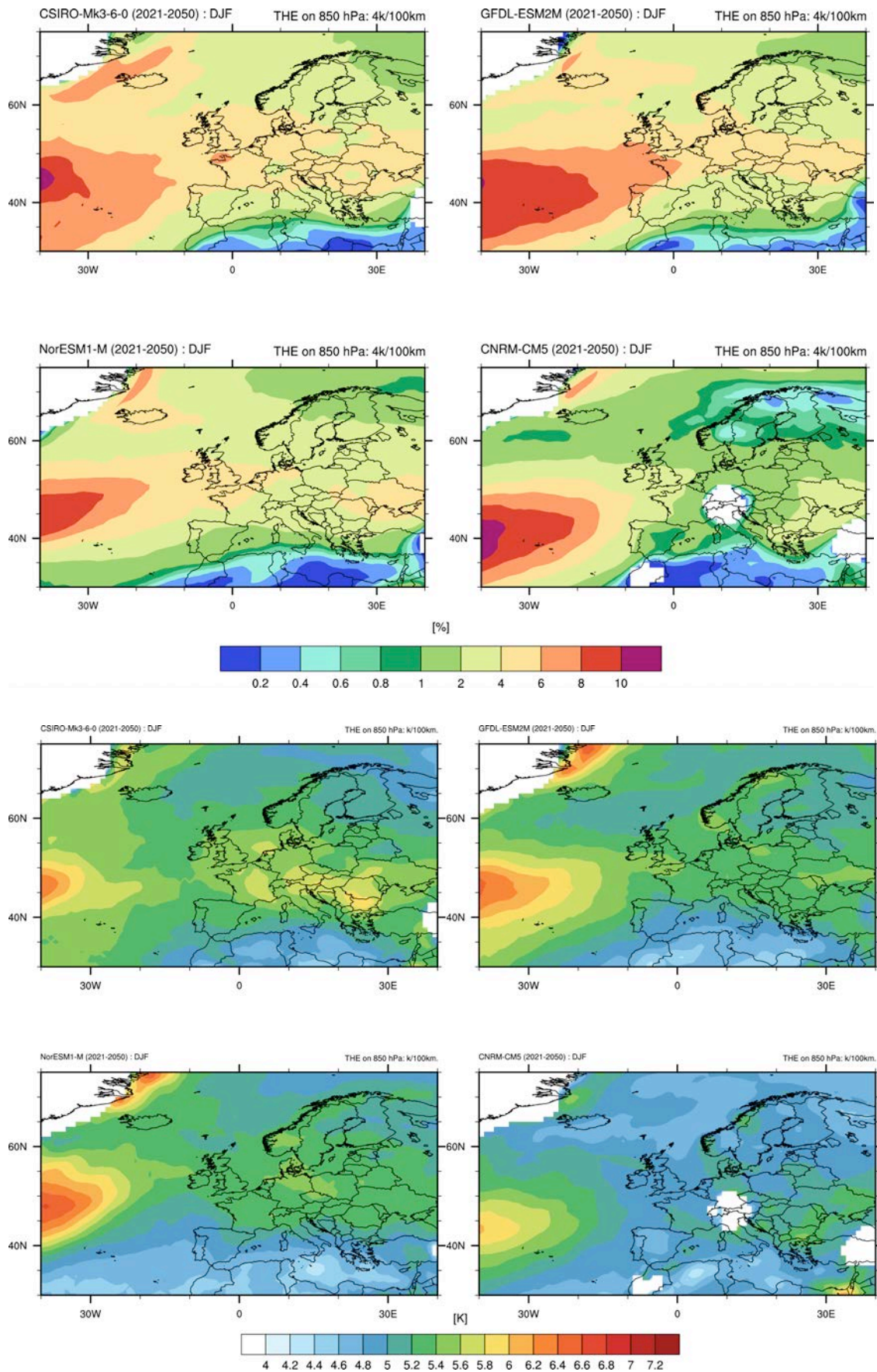


Anhang A:

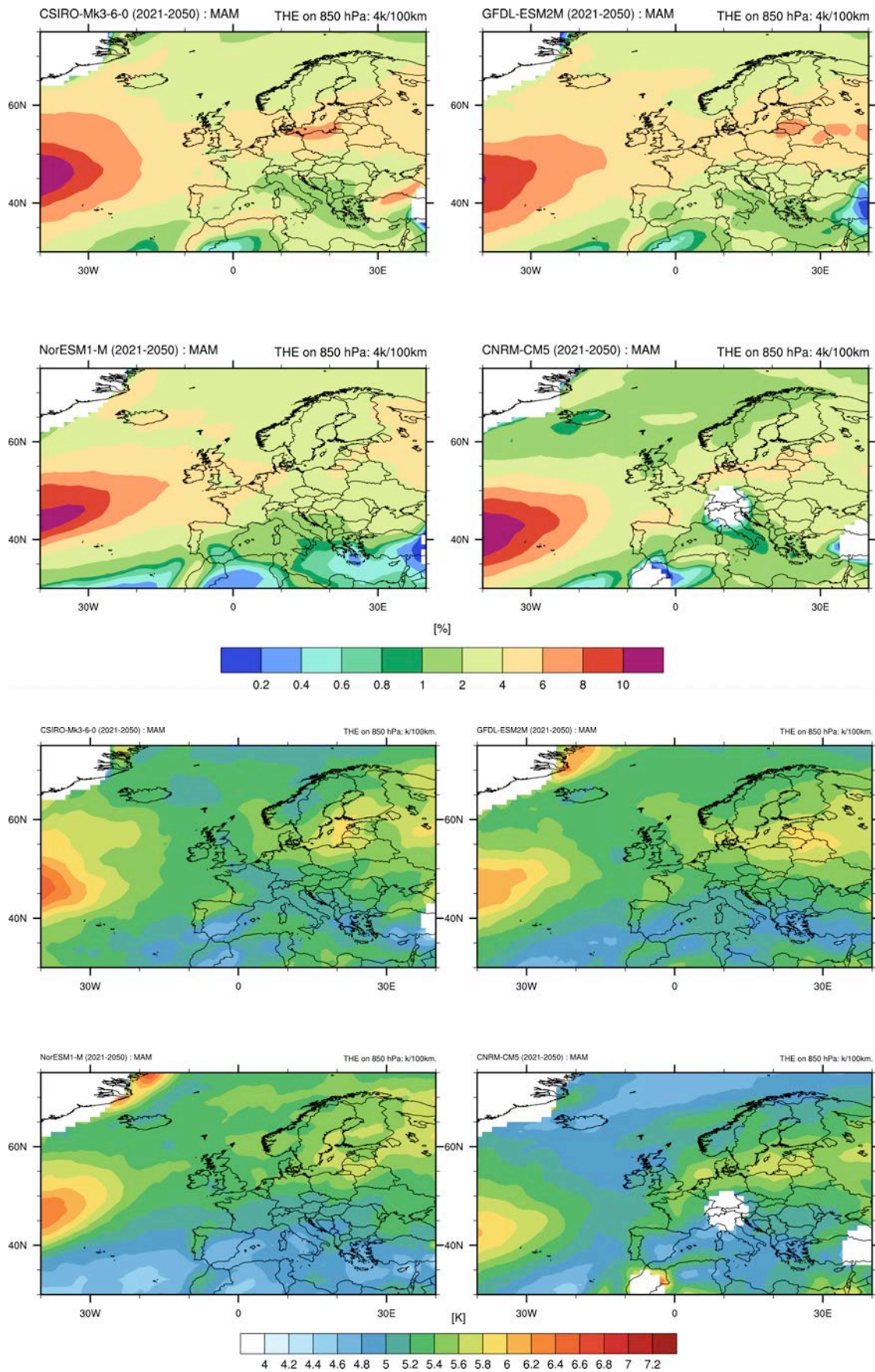
Anhang A2: Nahe Zukunft (2021-2050)

Anhang A:

DJF

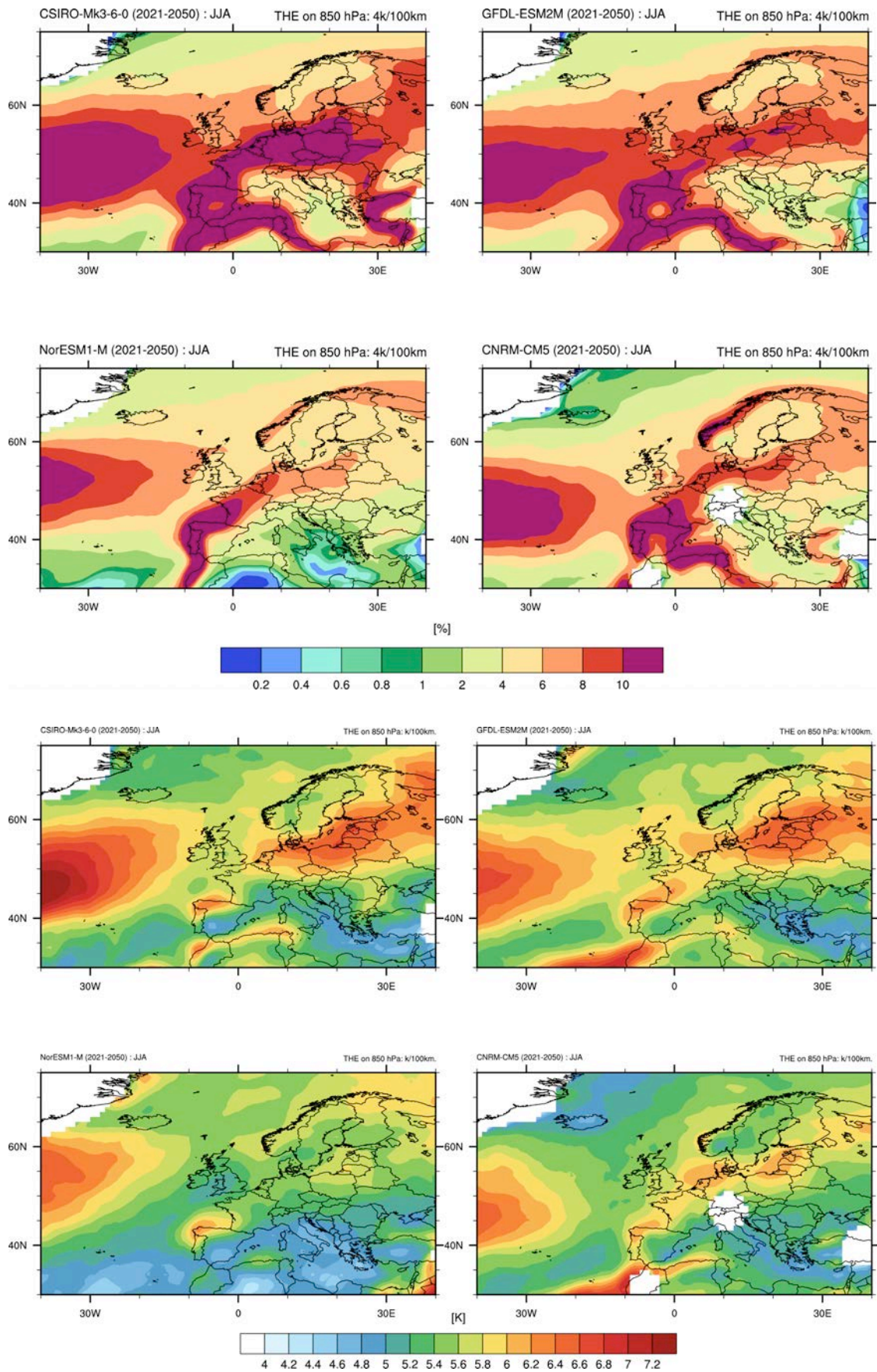


MAM

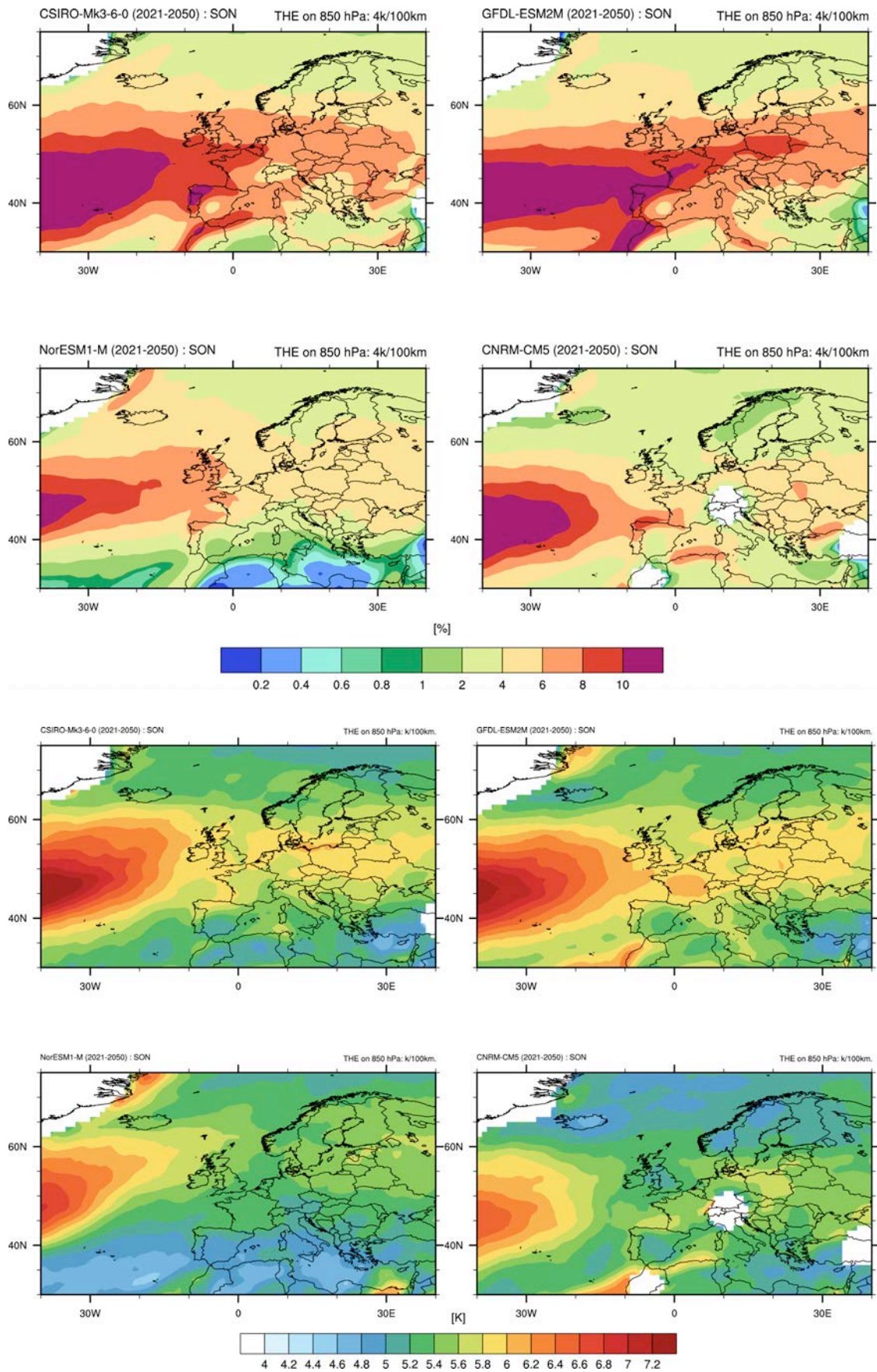


Anhang A:

JJA



SON



Referenzen

D. Bolton (1980): The computation of equivalent potential temperature, *Monthly Weather Review*, p.1046-1053

D. P. Dee, S .M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. MrNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubev, P. De Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut and F. Vitart (2011): The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 553-597

J. Jenkner, M. Sprenger, I. Schwenk, C. Schwierz, S. Dierer, D. Leuenberger (2010): Detection and climatology of fronts in a high-resolution model reanalysis over the Alps, *Meteorol. Appl.* , p. 1–18

D. P. van Vuuren, J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. J. Smith, S. K. Rose (2011): The representative concentration pathways: an overview, *Climate Change*, DOI 10.1007/s10584-011-0148-z

Malte Meinshausen, S. J. Smith, K. Calvin, J. S. Daniel, M. L. T. Kainuma, J-F. Lamarque, K. Matsumoto, S. A. Montzka, S. C. B. Raper, K. Riahi, A. Thomson, G. J. M. Velders, D.P. P. van Vuuren (2011): The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climate Change*, DOI 10.1007/s10584-011-0156-z

NAO Index Data provided by the Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell (1995). Updated regularly. Accessed July 2013.

ProMet, 34. Jahrgang, Heft 3 / 4, 2008. Herausgeber: Deutscher Wetterdienst, ISSN 0340-4552. Bezug: DWD, Deutsche Meteorologische Bibliothek, Frankfurter Str. 135, 63067 Offenbach a. M.

Schemm, S., H. Wernli, and L. Papritz: Warm conveyor belts in idealized moist baroclinic wave simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 70, No. 2, pages 627-652, 2013.