

ÄNDERUNGEN DER HÄUFIGKEIT UND INTENSITÄT VON WINTERSTÜRMEN IN DEUTSCHLAND AUF GRUNDLAGE REGIONALER KLIMASIMULATIONEN

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

SUSANNA MOHR

21. Oktober 2008

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent: Prof. Dr. Sarah Jones



Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe (TH) / Forschungszentrum Karlsruhe

„Natürlicher Klimawandel ist untrennbar mit der Entwicklungsgeschichte der Welt verbunden. In den vergangenen 100 Jahren hat der Mensch das Klimasystem erstmals massiv beeinflusst - ein Experiment mit unbekanntem Ausgang.“

Grassl et al. (2005, S. 17)

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	5
2.1	Entwicklung von Winterstürmen und ihre Verstärkungsmechanismen	5
2.2	Klimawandel	8
2.2.1	Vierter Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)	8
2.2.2	Zukunftsszenarien des IPCC	10
2.2.3	Zyklonenaktivität über dem Nordatlantik und Europa in der Vergangenheit	11
2.2.4	Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf die Zyklonenaktivität und -intensität in den Zukunftsszenarien	15
3	Verwendete Datensätze	17
3.1	Beschreibung der Klimasimulationen	17
3.1.1	Regionale Klimamodelle und Klimäläufe	17
3.1.2	Globales Klimamodell - ECHAM5/MPI-OM	20
3.2	Meteorologische Stationsmessungen	20
3.3	Untersuchungsgebiet	20
4	Methoden	23
4.1	Extremwerttheorie	23
4.1.1	Methode der Grenzwertüberschreitungen (POT) und generalisierten Paretoverteilung (GPD)	24
4.1.2	Parameterschätzung	25
4.2	Detektion der Extremereignisse	30
4.3	Böenparametrisierung der CLM-Konsortialläufe	32
5	Vergleich der Ergebnisse verschiedener statistischer Verfahren	35
5.1	Vergleich der Schätzmethoden für Klimarechnungen des regionalen Modells REMO	35
5.2	Verteilungsfunktionen für Klimarechnungen des globalen Modells ECHAM5/MPI-OM	39

6	Vergleich von Perzentilwerten der Klimamodelle im Kontrollzeitraum	45
6.1	Vergleich unterschiedlicher Perzentile aus dem regionalen Modell REMO . . .	45
6.2	Vergleich des 95% Perzentils für verschiedene Modelle	46
7	Windgeschwindigkeiten bestimmter Wiederkehrperioden	53
7.1	Windgeschwindigkeiten bestimmter Wiederkehrperioden im Kontrollzeitraum	53
7.2	Änderungen der Windgeschwindigkeiten im Projektionszeitraum	58
8	Vergleich des Kontrollzeitraums mit Beobachtungen	65
8.1	Vergleich mit einzelnen Stationsmessungen	65
8.2	Vergleich mit den Ergebnissen der Gefährdungskarte für Deutschland	68
9	Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick	71
	Anhang	75
A	Vergleich der Ergebnisse mit Stunden- und Tagesmaxima im regionalen Modell REMO	75
B	10-jährliche Windgeschwindigkeiten für ECHAM5-MPI/OM	76
C	Verwendete SYNOP-Messstationen	78
	Abbildungsverzeichnis	83
	Literatur	85

Kapitel 1

Einleitung

In den letzten beiden Jahrzehnten ist der anthropogen bedingte Klimawandel verstärkt in das Bewusstsein der Öffentlichkeit gerückt. Im Jahr 1988 wurde das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) gegründet, dessen Hauptaufgabe es ist, aus den Ergebnissen der aktuellen Forschung die Ursachen und Folgen des globalen Klimawandels abzuschätzen und Maßnahmen zur Eindämmung der Klimaerwärmung aufzuzeigen. 2007 veröffentlichte der Ausschuss seinen vierten Sachstandsbericht (engl. fourth Assessment Report, AR4), der eine weltweite Erwärmung der Atmosphäre in der Vergangenheit bestätigt: Die globale Mitteltemperatur ist demzufolge im letzten Jahrhundert (1906–2005) um $0,74^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,18^{\circ}\text{C}$) angestiegen (IPCC, 2007b). Diese Zunahme der Temperatur in der Atmosphäre ist mit einer Vielzahl globaler und regionaler Folgen verbunden.

Schadendaten der Versicherungen zeigen, dass sich weltweit die Schadenwirkungen extremer Naturkatastrophen wie Flutwellen, Erdbeben, Hitzewellen und Stürmen in den letzten Jahrzehnten gehäuft haben (Müchener Rück, 2008, S.49). Dieser Anstieg zeigt sich vor allem bei meteorologischen und hydrologischen Extremereignissen, insbesondere in den Jahren zwischen 1985 und 1999 (Abbildung 1.1). Geophysikalische Ereignisse weisen dagegen starke jährliche Schwankungen auf, ein einheitlicher Trend kann jedoch nicht festgestellt werden. Bei der Zunahme insbesondere der hydrometeorologisch bedingten volkswirtschaftlichen und versicherten Schäden (Briceno, 2006) spielen verschiedene zusätzliche Faktoren eine wichtige Rolle. In Berz (2003) werden neben dem Klimawandel als Hauptursachen die Bevölkerungszunahme, ein steigender Lebensstandard, die Konzentration der Bevölkerung in Ballungsräumen und die verstärkte Anfälligkeit moderner Gesellschaften und Technologien gegenüber externen Störungen genannt.

In Mitteleuropa und besonders in Deutschland wird der Hauptteil der Schadensummen durch Winterstürme verursacht. Da schwere Stürme eine geringe Auftretenswahrscheinlichkeit von circa 10 Jahren haben, zeigen Schadensummen durch Winterstürme große jährliche Schwankungen. In Abbildung 1.2 sind für Europa die Gesamt- und die versicherten Schäden, die ausschließlich durch Winterstürme (Oktober bis März) verursacht wurden, aufgeführt. Besonders die Sturmserien mit Vivian und Wiebke im Jahr 1990 oder mit Lothar und Martin 1999 verursachten großräumig sehr hohe Schäden.

Prinzipiell ist ein Sturm auf der Beaufortskala als ein Ereignis ab einer Windgeschwindigkeit

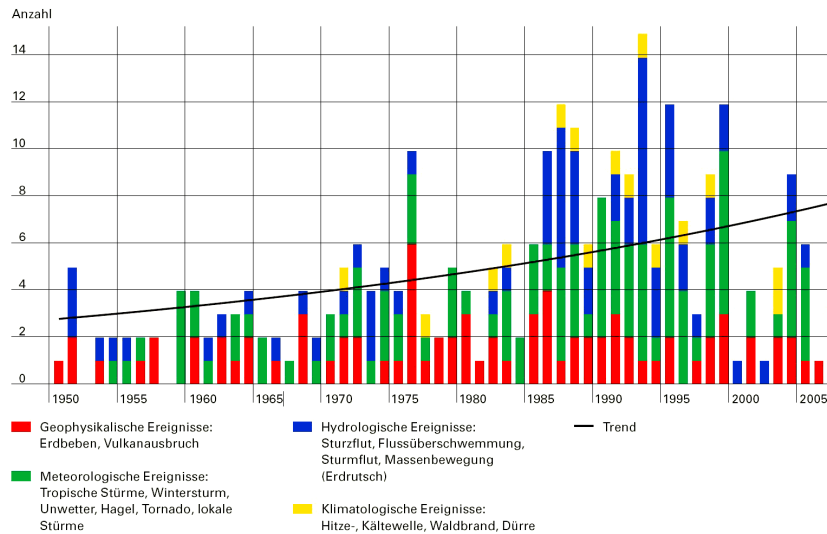


Abbildung 1.1: Anzahl großer Naturkatastrophen weltweit (1950–2007), unterteilt in geophysikalische, hydrologische, meteorologische und klimatologische Ereignisse (aus Mühener Rück, 2008).

von 75 km/h oder entsprechend ab Windstärke 9 definiert. Im Gegensatz zu lokal-skaligen Sturmböen durch konvektive Systeme sind Winterstürme durch die synoptisch-skalige Ausdehnung des Windfeldes charakterisiert. Für das Schadensbild sind vor allem die turbulenten Geschwindigkeiten in der planetaren Grenzschicht entscheidend. Diese kurzzeitigen Fluktuationen im Bereich von wenigen Sekunden, die so genannten Böen, können die mittleren Windgeschwindigkeiten um einen Faktor von bis zu zwei übertreffen. Primär hängen die Böen von der Rauigkeitslänge des Geländes und der Stabilität in der planetaren Grenzschicht ab. In Deutschland wurde nach Angaben des Deutschen Wetterdienstes (DWD) die höchste Böengeschwindigkeit am 12. Juni 1985 auf der Zugspitze mit einem Wert von 335 km/h gemessen. Während des letzten großen Orkans in Europa (Kyrill im Januar 2007) wurden in weiten Teilen Nord- und Mitteleuropas Böen von über 120 km/h erreicht, wobei der höchste Wert in Deutschland mit 202 km/h auf dem Wendelstein gemessen wurde (Spitzenböe 225 km/h am Schweizer Aletschgletscher). Das Besondere an diesem Sturm war, dass er sich sehr schnell vom Atlantik über England nach Süddänemark verlagerte. Auf seiner Zugbahn schwächte er sich nur langsam ab und erreichte auch im Osten noch ungewöhnlich hohe Windgeschwindigkeiten. Aufgrund der großräumigen Ausdehnung der Sturmfeldes verursachte er in Europa einen gesamtwirtschaftlichen Schaden von ca. 7,8 Milliarden €, wobei der größte Teil davon auf Deutschland (4,2 Milliarden €) entfiel (Mühener Rück, 2008). Vor allem in Ostdeutschland, wo sich im Bereich der Kaltfront starke Gewitter mit Hagelschlag sowie einzelne Tornados entwickelten, wurden sehr viele Schäden gemeldet.

Aufgrund der hohen volkswirtschaftlichen Schäden stellt sich die Frage, mit welcher Wahrscheinlichkeit in einem veränderten Klima in der Zukunft mit schweren Winterstürmen zu rechnen ist. Ziel dieser Arbeit ist daher die Bestimmung von Windgeschwindigkeiten für bestimmte Auftretenswahrscheinlichkeiten aus verschiedenen Klimaszenarien. Dabei wird geprüft, wie die Sturmklimatologie durch unterschiedliche statistische Verfahrungs-

Gesamtschäden und versicherte Schäden aus Winterstürmen in Europa 1970–2007*

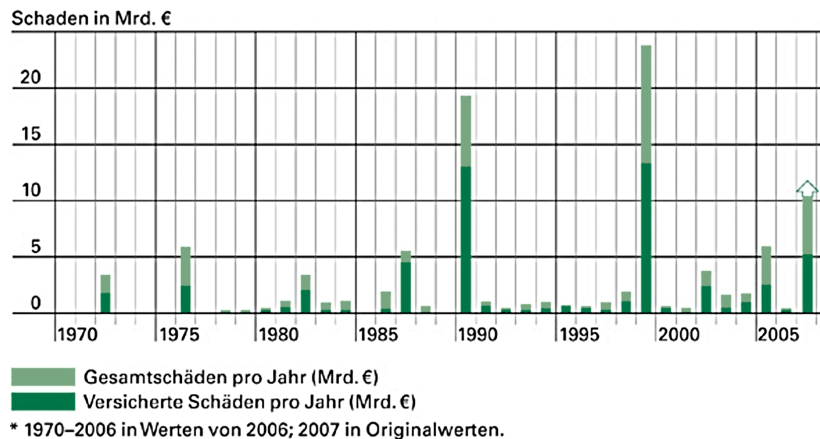


Abbildung 1.2: Gesamtschäden und versicherte Schäden aus Winterstürmen in Europa 1970–2007 (aus Mühener Rück, 2007).

weise durch verschiedene Klimamodelle wiedergegeben wird. Um eine mögliche Änderung extremer Windgeschwindigkeiten in der Zukunft zu untersuchen, werden Tagesmaxima der Böengeschwindigkeit analysiert. Die Wahrscheinlichkeiten hoher Windgeschwindigkeiten werden mit Hilfe der Extremwertstatistik (generalisierte Paretoverteilung) modelliert. Anhand der Szenarien verschiedener regionaler Klimamodelle und -projektionen (REMO-UBA, CLM-Konsortialläufe, CLM-ERA40) und eines globalen Modells (ECHAM5-MPI/OM) wird die Variabilität und Robustheit der Ergebnisse sowohl für den Kontrollzeitraum C20 (1971–2000) als auch für den Projektionszeitraum (2021–2050) geprüft. Allen Klimaprojektionen liegt das mittlere Emissionsszenario A1B zugrunde, das von einer globalen Temperaturzunahme zwischen $1,7^{\circ}\text{C}$ – $4,4^{\circ}\text{C}$ bis Ende des 21. Jahrhunderts ausgeht (IPCC, 2007b). Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: Nach einer kurzen Einführung in die meteorologischen Grundlagen (Kapitel 2) und in die verwendeten Datensätze (Kapitel 3) werden in Kapitel 4 die Grundlagen der Extremwertstatistik und die verwendeten Methoden aufgezeigt. Kapitel 5 untersucht vier verschiedene Schätzmethoden zur Bestimmung der Verteilungsfunktion, um die am besten geeignete Methode zur Berechnung der Windgeschwindigkeiten für eine bestimmte Wiederkehrperiode zu ermitteln. In Kapitel 6 werden verschiedene Perzentilwerte aus den Klimaprojektionen für den Kontrollzeitraum verglichen. Ziel dabei ist es, erste Aussagen über die Wiedergabequalität der Windgeschwindigkeiten in den Modellen und über die Besonderheiten der Szenarien zu erhalten. Kapitel 7 stellt die Ergebnisse als Windgeschwindigkeiten zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren gegenüber. Es wird geprüft, in welcher Form die Modelle die Sturmklimateologie wiedergeben, beziehungsweise wie groß die Abweichungen untereinander sind. Schließlich werden in Kapitel 8 die Ergebnisse aus den Klimaprojektionen für den Kontrollzeitraum mit meteorologischen Messstationen und der Sturmgefährdungskarte von Hofherr und Kunz (2008) verglichen. Zum Abschluss wird in Kapitel 9 eine Zusammenfassung und Bewertung der Resultate mit einem kurzen Ausblick gegeben.

Kapitel 2

Grundlagen

Der erste Teil dieses Kapitels beschreibt die Mechanismen der Zyklonenentstehung und ihrer Entwicklung. Anschließend wird kurz der aktuelle Stand des anthropogen bedingten Klimawandels zusammengefasst. Dabei werden insbesondere Untersuchungen zur Zyklonenaktivität in den letzten Jahrzehnten und in einem zukünftig veränderten Klima über dem Nordatlantik und Europa diskutiert.

2.1 Entwicklung von Winterstürmen und ihre Verstärkungsmechanismen

Bekannte Beispiele extremer Winterstürme in Deutschland sind die Sturmserien Vivian und Wiebke (1990) und Lothar und Martin (1999) oder einzelne Ereignisse wie etwa Kyrill (2007). Diese sind geprägt durch hohe Windgeschwindigkeiten und räumlich ausgedehnte Starkwindfelder. Dabei treten die höchsten Windgeschwindigkeiten in der Regel an der südlichen Flanke der Sturmtiefs auf. Im Flachland wurden in der Vergangenheit Geschwindigkeiten von über 150 km/h, auf Bergkuppen sogar zwischen 220 und 270 km/h gemessen. Die Ausdehnung der Tiefdrucksysteme beträgt oft mehr als 1.000 km bei einer Zuglänge von bis zu 5.000 km. Da ein Zusammenhang zwischen maximaler Windgeschwindigkeit und verursachten Schäden besteht (Klawa, 2001; Heneka et al., 2006), sind Bevölkerung, Ökonomie und Landwirtschaft stark von Winterstürmen betroffen.

Die Ursache aller atmosphärischen Bewegungsvorgänge ist die differentielle Sonneneinstrahlung, die eine unterschiedliche Erwärmung der Atmosphäre und der Erdoberfläche aufgrund der Erdbahn, der Neigung der Erdachse und der unterschiedlichen Atmosphären-eigenschaften bewirkt. Dies führt im globalen Maßstab zu einer positiven Strahlungsbilanz am Äquator, während sie am Pol negativ ist. Dadurch werden großskalige Bewegungen in Atmosphäre und Ozean in Gang gesetzt, die das Energiedefizit am Pol ausgleichen. Aufgrund der vorherrschenden Corioliskraft schwächt sich dieser direkte meridionaler Energietransport nach den hohen Breiten allerdings immer mehr ab. Die Konsequenz ist ein ausgeprägter horizontaler Temperaturgradient in den mittleren Breiten bei circa 50 – 60°N. Hier trifft warme, feuchte Subtropenluft auf kalte Polarluft. Eine barokline Zone entsteht. Der Bereich mit dem stärksten Temperaturgradienten wird als Polarfront bezeichnet. Ist

dieser groß genug, werden die baroklinen Wellen der Isobaren und Isothermen instabil und können neben den Rossby-Wellen die Strömungsstruktur der Westwinddrifts bestimmen. Die Entwicklung von Tiefdrucksystemen erfolgt um so intensiver, je ausgeprägter dieser Temperaturgradient ist. Dies ist besonders im Winter auf der Nordhalbkugel der Fall. Des Weiteren kühlt das Meer wegen der hohen Wärmekapazität von Wasser im Herbst nicht so schnell ab wie das Festland, so dass die ersten Kaltluftausbrüche aus Ostkanada/Grönland einen zusätzlichen Temperaturgegensatz über dem noch warmen Atlantik bewirken (Ayer et al., 2005). Im Sommer dagegen ist Mitteleuropa aufgrund des ausgeprägten Hochdruckeinflusses über dem Nordatlantik von intensiven Tiefdruckgebieten weniger betroffen.

Ein weiterer wichtiger Faktor bei der Entwicklung von außertropischen Zyklonen ist der Jetstream, ein Starkwindband im Bereich der oberen Tropopause. Er weist sehr starke horizontale Windgeschwindigkeitsgradienten auf und kann im Winter bis zu 100 m/s betragen. Daneben gibt es prinzipiell noch zwei weitere Jetstreams, den Polarfront- und den Subtropenjet, die aus der Druckverteilung in der Höhe resultieren (Liljequist und Cehak, 1984). Über die thermische Windbeziehung¹ ist der Jetstream eng mit den baroklinen Zonen verbunden. Nördlich des Jets ist ein Bereich mit maximaler Vorticity (Wirbelstärke) zu finden. Baehr et al. (1999) und Yoshida und Asuma (2004) betonen in ihren Arbeiten den wichtigen Einfluss des Jets für die Entstehung intensiver Tiefdruckgebiete in den mittleren Breiten.

Die Höhenströmung wiederum wird durch das vertikale Windfeld modifiziert. Dieses kann durch die Omega-Gleichung im p-System ausgedrückt werden (Kurz, 1990):

$$(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}) \omega = -f_0 \frac{\partial}{\partial p} [-\vec{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)] - \frac{R}{p} \nabla^2 [-\vec{v}_g \cdot \nabla_p T] - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 H \quad (2.1)$$

mit dem Stabilitätsparameter σ , dem Coriolisparameter f beziehungsweise dem konstanten Coriolisparameter f_0 , dem geostrophischen Wind \vec{v}_g , der geostrophischen Vorticity ζ_g , der Gaskonstante R , der spezifischen Wärme c_p und den diabatischen Wärmeübergängen H . Dabei ist $\omega \approx -\rho g w$ die generalisierte Vertikalgeschwindigkeit im p-System, wobei w die Vertikalkomponente des Windes und g die Schwerebeschleunigung ist. Die diagnostische Gleichung (2.1) drückt das vertikale Windfeld durch die vertikale Vorticityadvektion (erster Term der rechten Seite) und die Schichtdickenadvektion, die sich aus Temperaturadvektion (zweiter Term der rechten Seite) und der zweiten räumlichen Ableitung der diabatischen Wärmeübergänge (dritter Term rechte Seite) zusammensetzt, aus. Mit der Höhe zunehmende positive Vorticityadvektion (PVA), stärkste Warmluftadvektion (WLA) und diabatische Wärmeübergänge durch Kondensation bewirken eine Hebung der Luftmassen. Dadurch kommt es insbesondere im Bereich der oberen Troposphäre zu einer Horizontaldivergenz der Strömung. Die Divergenz wird insbesondere durch PVA vorderseitig eines Höhentrogens, der eine Folge der barotropen und baroklinen Instabilität ist, verursacht. An der Drucktendenzgleichung im p-System² (Beheng, 2004)

$$\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\text{Boden}} \approx \int_{p_0}^0 (\nabla_p \cdot \vec{v}_h) dp \quad (2.2)$$

¹Differenz des geostrophischen Windes zwischen zwei Höhenniveaus

²Die Vertikalkoordinate ist nicht die Höhe z sondern der Druck p .

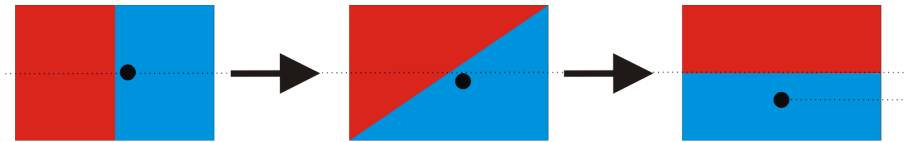


Abbildung 2.1: Schematische Umwandlung von verfügbarer potentieller in kinetische Energie. Gezeigt ist ein idealisierter meridionaler Schnitt durch die Atmosphäre mit warmer Luft (rot) im Süden und kalter Luft (blau) im Norden. Durch Rotation und Wirbelbildung wird die schwere kalte Luft unter die warme verschoben, wobei der gemeinsame Schwerpunkt abgesenkt wird.

mit dem Druck p und dem Horizontalwind \vec{v}_h ist unter Vernachlässigung der Advektion zu erkennen, dass eine Geschwindigkeitsdivergenz auf isobaren Flächen zwischen p_0 und p einen Druckfall am Boden bewirkt. Ist die Divergenz in der Höhe größer als die Konvergenz am Boden, kann sich das Tief weiter verstärken. Lupo et al. (1992) weisen darauf hin, dass die WLA auf der Vorderseite eines Trogens und die PVA in der Höhe optimale Voraussetzungen für eine weitere Intensivierung sind. Nach Uccellini et al. (1987) ist nicht ein einzelner Antriebsterm in Gleichung (2.1) ausschlaggebend, sondern erst die Kombination all dieser Faktoren ermöglicht die starke Intensivierung eines Orkantief mit hohen Windgeschwindigkeiten. So zeigten beispielsweise Ulbrich et al. (2001), dass für die Entstehung von Wintersturm Lothar (1999) eine ausgeprägte Baroklinität, ein starker Jetstream sowie eine hohe pseudopotentielle Temperatur³ im Warmsektor ausschlaggebend waren.

Ein weiterer zyklogenetischer Effekt ist der kontinuierliche Transport kalter Luft aus dem Norden an der Westseite des Tiefdruckgebiets nach Süden, wo diese in der Regel auf warme, feuchte Subtropenluft trifft. Dadurch wird der Luftmassengegensatz weiter verstärkt. Die warme Luft, die eine geringere Dichte hat als kalte, wird gezwungen aufzusteigen. Solange die Zufuhr der warmen, feuchten Luft durch eine Okklusion (lat. *occludere* = verschließen) nicht vermindert wird, kann sich der Temperaturgegensatz weiter verstärken. Eine Okklusion entsteht dann, wenn die schnelle Kaltfront die langsamere Warmfront einholt, und damit den Warmsektor mit vorherrschender WLA, und somit Auftrieb nach Gleichung (2.1), immer weiter verringert bis schließlich die gesamte Warmluft gehoben ist. Damit ist die Entwicklung des Tiefs abgeschlossen.

Dieser Prozess, das Heben und Absinken von warmer beziehungsweise kalter Luft, ist eine der Quellen der kinetischen Energie. Durch die Schwerpunktsverlagerung der Luftsäule wird verfügbare potentielle Energie in kinetische Energie umgewandelt. Eine schematische Darstellung ist in Abbildung 2.1 skizziert (Kunz et al., 2007). Eine weitere Quelle der kinetischen Energie ist ebenfalls die freiwerdende Kondensationswärme der warmen, feuchten Subtropenluft. Sie trägt wesentlich zur Zyklonenentwicklung bei und beeinflusst ihren Lebenszyklus (Delden, 1989). Je feuchter die einströmenden Luftmassen sind, um so stärker können die Windgeschwindigkeiten werden.

Der Betrag und die Richtung der Windgeschwindigkeit werden neben der großräumigen

³Temperaturmaß für den Gesamtwärmeinhalt eines Luftpaketes. Dieser wird berechnet, indem das Luftpaket zuerst trockenadiabatisch bis zum Kondensationsniveau und dann solange feuchtadiabatisch aufsteigt, bis der gesamte Wasserdampf auskondensiert ist. Anschließend erfolgt ein trockenadiabatisches Absinken auf das Ausgangsniveau zurück.

Strömung auch durch lokale Einflüsse geprägt. So beeinflussen neben der Orografie auch die Reibungskraft in Abhängigkeit von der Landnutzung und die Stabilität in der planetaren Grenzschicht das Windprofil. Dabei kann sich das lokale Windfeld erheblich von der großräumigen Strömung unterscheiden (Adrian und Fiedler, 1991; Whiteman und Doran, 1993). Täler haben beispielsweise einen Kanalisierungseffekt, der zu einer Beschleunigung und Richtungsänderung des Windes führt (zum Beispiel im Rheintal). Ab einer Geländeneigung von etwa 25° besteht im Lee der Hindernisse die Möglichkeit einer Strömungsablösung. Die Folge kann eine starke Intensivierung der Böengeschwindigkeit sein (Fiedler, 2003). Lux (2007) stellte fest, dass die thermische Schichtung einen maßgeblichen Einfluss auf die Überströmung von Hindernissen hat. Simulationen mit dem Karlsruher Atmosphärischen Mesoskaligen Modell (KAMM) haben gezeigt, dass Täler eine Strömungsbeschleunigung bewirken, die bei einer stabilen Schichtung mit senkrechter Anströmung größer ist als bei einer neutralen Schichtung mit schrägen Anströmungen. Über Bergrücken ergeben sich bei einer stark stabil geschichteten Atmosphäre ebenfalls hohe Beschleunigungen auf der Leeseite, die als Fallwinde bezeichnet werden. Ebenfalls wurde bei Lux (2007) die Froude-Zahl Fr , die das Verhältnis zwischen Trägheitskraft und Auftriebskraft darstellt, bei Strömungen über Hindernisse betrachtet:

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad \text{mit} \quad N = \sqrt{\frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}} \quad (2.3)$$

wobei U die ungestörte Anströmgeschwindigkeit, H die Höhe der Hindernisse, Θ die potentielle Temperatur und N die Brunt-Väisälä Frequenz sind. Bei einer hohen Froude-Zahl, das heißt bei geringer Stabilität oder hoher Geschwindigkeit, gibt es eine Tendenz zum Überströmen der Berge, wobei es an den entsprechenden Querschnittsänderungen zu einer Beschleunigung kommt. Bei Stürmen mit hohen Windgeschwindigkeiten ist allerdings der Einfluss der Schichtung eher gering, da hier die vertikale Durchmischung insbesondere über orografisch strukturiertem Gelände zu einer annähernd neutralen Schichtung mit $N \rightarrow 0$ führt.

2.2 Klimawandel

2.2.1 Vierter Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)

Im Jahr 2007 veröffentlichte das IPCC seinen vierten Sachstandsbericht (AR4), der einen umfassenden Überblick über die aktuelle wissenschaftliche Forschung hinsichtlich der globalen Erwärmung gibt. Die Arbeitsgruppe I (IPCC, 2007b), die die physikalischen, wissenschaftlichen Grundlagen des IPCC Berichts erarbeitete, fasst Folgendes zusammen:

Die Erwärmung des Klimasystems ist eindeutig. Dies ist anhand zahlreicher Studien (IPCC, 2007a) bestätigt worden, die den Anstieg der mittleren globalen Luft- und Meerestemperatur, ein ausgedehntes Abschmelzen von Schnee und Eis und den Anstieg des mittleren globalen Meeresspiegels zeigen.

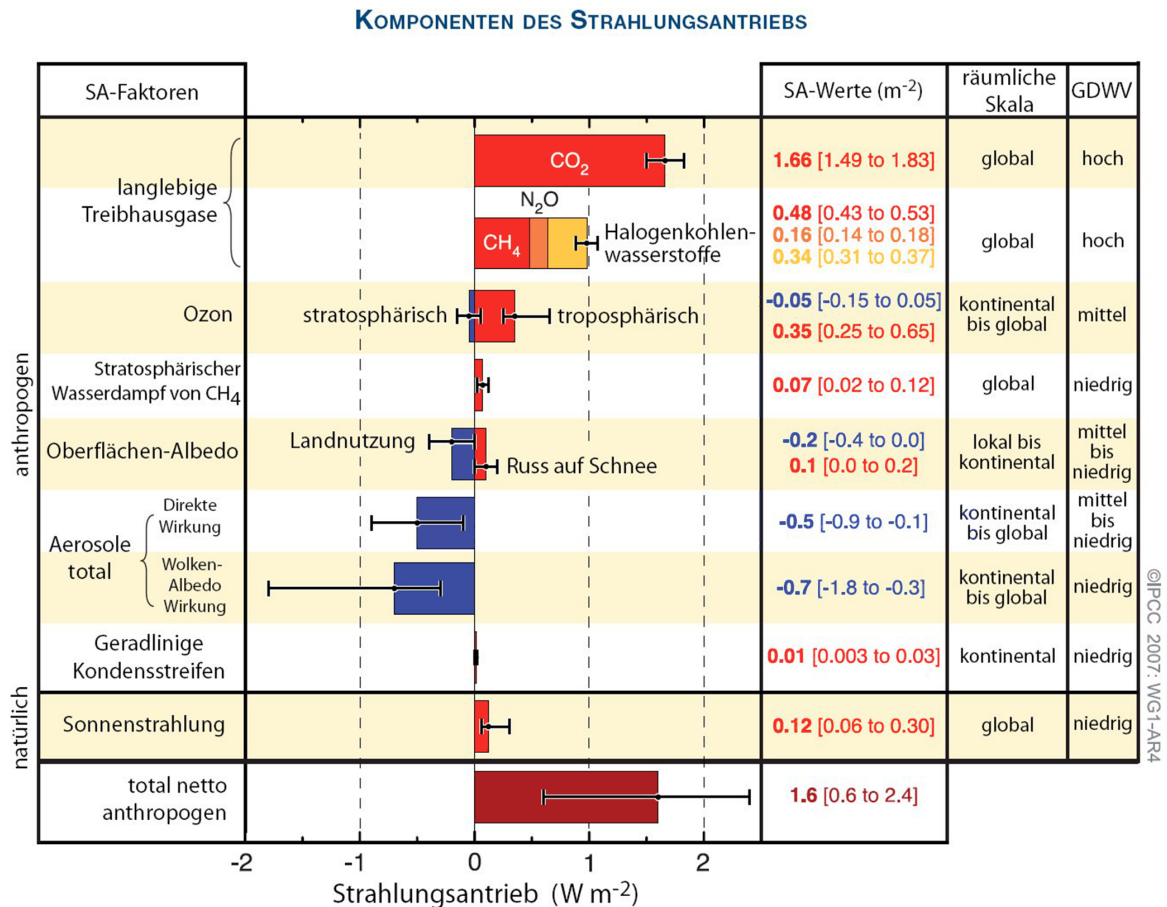


Abbildung 2.2: Schätzungen und Unsicherheiten des globalen gemittelten Strahlungsantriebs (SA) im Jahr 2005 für verschiedene Faktoren und Mechanismen, zusammen mit der typischen geographischen Ausdehnung des Antriebs und der Beurteilung des Grades des wissenschaftlichen Verständnisses (GDWW) (aus IPCC, 2007b).

Als Gründe werden sowohl menschliche als auch natürliche Antriebskräfte genannt (IPCC, 2007b; Kartschall et al., 2007; Claussen, 2007). So haben sich die globalen atmosphärischen Treibhausgase Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4), Distickstoffmonoxid (N_2O) - auch Lachgas genannt - seit 1750 markant erhöht. Diese Zunahme von CO_2 wird *sehr wahrscheinlich*, das heißt mit mehr als 95% Wahrscheinlichkeit, durch fossile Brennstoffe und Landnutzungsänderung verursacht, während der Anstieg von CH_4 und N_2O primär eine Folge der intensiven Landnutzung ist. So ist beispielsweise die CO_2 -Konzentration von einem vorindustriellen Wert von etwa 280 ppm auf 379 ppm im Jahr 2005 angestiegen.

Gerade diese Zunahme der treibhauswirksamen Gase ist eine der Hauptursachen für die Veränderung des Strahlungsantriebs⁴ in der Atmosphäre (Abbildung 2.2). Aerosole haben dagegen zusammengenommen einen kühlenden Effekt, so dass sie wahrscheinlich einen Teil der globalen Erwärmung kompensieren. Allerdings sind ihre genaueren Auswirkungen immer noch nicht verstanden, da Aerosole auch Wolken und somit den Niederschlag beein-

⁴Der Strahlungsantrieb [W/m^2] ist definiert als eine Veränderung des Strahlungsflusses in der Tropopause aufgrund externer oder interner Störungen wie beispielsweise Änderungen der Sonneneinstrahlung oder der Treibhausgaskonzentrationen.

flussen. Dementsprechend zeigt dieser indirekte Strahlungsantrieb einen großen Unsicherheitsbereich zwischen $-1,8$ bis $-0,3 \text{ W/m}^2$ (siehe Abbildung 2.2). Zusammenfassend lässt sich sagen, dass der anthropogene Einfluss seit 1750 einen globalen durchschnittlichen Strahlungsantrieb von $+1,6 \text{ W/m}^2$ zur Folge hatte. Zum Vergleich: die mittlere solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre beträgt 342 W/m^2 .

Mit Hilfe verschiedener Klimamodelle wurden Szenarien zukünftiger Klimaänderungen für verschiedene Emissionsszenarien (siehe Kapitel 2.2.2) simuliert. Die für den AR4 verwendeten Modelle zeigen alle unabhängig vom Emissionsszenario in den nächsten 20 Jahren einen Temperaturanstieg von etwa $0,2^\circ\text{C}$ pro Jahrzehnt. Selbst bei konstanten⁵ Werten der relevanten Treibhausgase ist mit einer Temperaturzunahme von $0,1^\circ\text{C}$ pro Dekade zu rechnen (IPCC, 2007b). Wichtig ist, dass diese Klimaprojektionen nicht als Klimavorhersagen verstanden werden. Sie sollen nur möglich Entwicklungen des globalen Klimas aufzeigen (Kartschall et al., 2007).

Weitere mögliche Auswirkungen der globalen Erwärmung sind ein weiterer Anstieg des Meeresspiegels, eine Verschiebung des Nordatlantikstroms und ein verändertes Niederschlagsverhalten. Dies hat beispielsweise zur Folge, dass bei dem mittleren Emissionsszenario A1B (siehe Kapitel 2.2.2) bis zu 2 Milliarden Menschen unter Wasserknappheit zu leiden haben und zunehmende Belastungen wie Hitzewellen, Mangelernährungen, Herzkrankungen und Infektionskrankheiten zu erwarten sind (Kartschall et al., 2007). Arbeiten, die sich mit möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf die Zyklonenhäufigkeit und -intensität befassen, werden in Kapitel 2.2.4 angesprochen.

2.2.2 Zukunftsszenarien des IPCC

Die Emissions-Szenarien des Special Reports on Emission Scenarios (SRES) des IPCC (Nakićenović et al., 2000) bilden die Grundlage der verschiedenen Klimasimulationen. Sie greifen auf die IS92-Serie zurück, die für den zweiten Sachstandsbericht des IPCC (engl. Second Assessment Report, SAR) 1995 festgelegt wurden. Sie sollen die möglichen Entwicklungen im 21. Jahrhundert wiedergeben, indem Antriebskräfte wie Bevölkerungswachstum, Ökonomie, technologische Veränderungen und Landwirtschaft unterschiedlich stark mit einbezogen werden. Insgesamt gibt es 40 verschiedene Szenarien, die in vier Hauptgruppen (A1, A2, B1, B2) mit folgender stark vereinfachter Kennzeichnung unterteilt werden (Abbildung 2.3):

- 1:** Globalisierung, homogene Welt
- 2:** Regionalisierung, heterogene Welt
- A:** hohes Wirtschaftswachstum, rückläufige Weltbevölkerung
- B:** hohes Umweltbewusstsein, Wirtschaftswachstum weniger dominant

Insgesamt lässt sich das in dieser Arbeit verwendete A1B Szenario folgendermaßen beschreiben (Kartschall et al., 2007):

- global orientierte Entwicklung mit starkem Wirtschaftswachstum

⁵Niveau des Jahres 2000

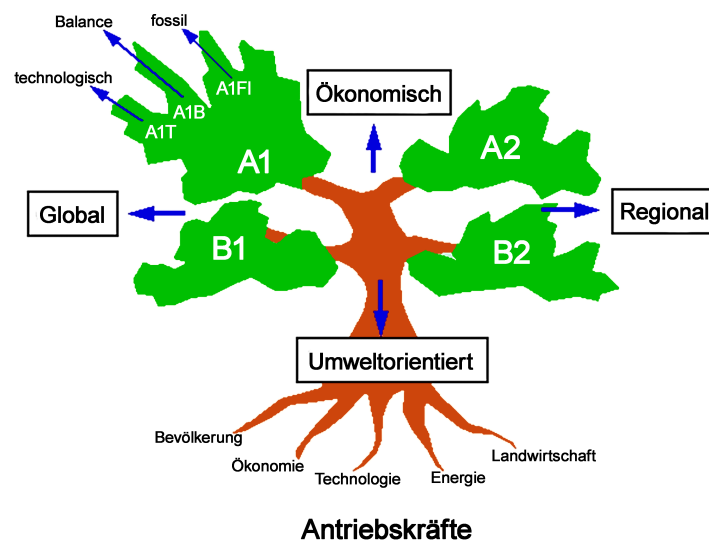


Abbildung 2.3: Die SRES-Szenarien des IPCC und ihre unterschiedlichen Schwerpunkte (aus Kasang, 2007).

- schnelle Einführung neuer und effizienter Techniken; Nutzung fossiler und erneuerbarer Energien
- Anstieg der Weltbevölkerung bis Mitte des 21. Jahrhunderts, gefolgt von einer Abnahme der Weltbevölkerung
- Anstieg der CO₂-Emissionen bis Mitte des 21. Jahrhunderts und einem leichten Rückgang bis 2100

Das A1B Szenario wird in vielen Publikationen auch als mittleres Emissionsszenario bezeichnet. Für dieses Szenario wird für das letzte Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts nach dem vierten IPCC-Bericht (IPCC, 2007b) an der Erdoberfläche eine mittlere globale Erwärmung von 2,8°C mit einer wahrscheinlichen Bandbreite von 1,7°C – 4,4°C gegenüber 1980–1999 prognostiziert. Dabei würde der CO₂-Gehalt der Atmosphäre auf einen Wert von 700 ppm ansteigen.

2.2.3 Zyklonenaktivität über dem Nordatlantik und Europa in der Vergangenheit

Der in Kapitel 2.2.1 diskutierte Klimawandel hat wahrscheinlich bereits die großskaligen synoptischen Vorgänge, die eine wichtige Rolle bei der Entwicklung, Lage und Intensität von Winterstürmen spielen, maßgeblich beeinflusst. So ist der Anstieg der Oberflächentemperatur wahrscheinlich mit einer Zunahme des Wasserdampfgehalts in der Atmosphäre verbunden, wodurch den Tiefdruckgebieten mehr latente Energie zur Intensivierung zur Verfügung steht (Wernli et al., 2002). Die Veränderung des projizierten meridionalen Temperaturgradienten in der unteren Troposphäre bewirkt dagegen einen verringerten Energie-transport zu den Polargebieten (Yin, 2005). Die Baroklinität nimmt ab. Gillett et al. (2003, 2005) schließen allerdings aus ihren Analysen auf eine Verstärkung der Westwinde über dem Nordatlantik, die im direkten Zusammenhang mit dem anthropogenen Klimawandel

der letzten 50 Jahre steht. Laut AR4 des IPCC hat der anthropogene Antrieb wahrscheinlich bereits zu einem veränderten Windmuster beigetragen, welche die Zugbahnen der Stürme in beiden Hemisphären beeinflussen (IPCC, 2007b).

In vielen wissenschaftlichen Arbeiten in der Vergangenheit wurde gezeigt, dass sich die Zyklonenaktivität im letzten halben Jahrhundert in der Nordhemisphäre grundsätzlich geändert hat. Schinke (1993) zeigt auf Basis von handanalysierten Wetterkarten für den Zeitraum 1930–1991, dass es ab 1970 zu einer Zunahme der Häufigkeit von Tiefdruckgebieten über dem Nordatlantik gekommen ist. Dabei stieg die Anzahl intensiver Zyklonen mit einem Kerndruck < 990 hPa bei gleichzeitiger Abnahme des mittleren Kerndrucks an. Diese Beobachtungen decken sich mit Ergebnissen von Stein und Hense (1994), die zeigten, dass die Sturmaktivität in den 70er Jahren eher gering war, allerdings gefolgt von einem außergewöhnlichen Anstieg, der sein Maximum gegen 1990 erreichte. Insgesamt sprechen sie von starken dekadischen Schwankungen. Lambert (1996) untersuchte Zyklonen im Winter zwischen 1899–1991. Dabei wurde ebenfalls ein Anstieg der Häufigkeit von Winterstürmen nach 1970 dokumentiert. Auch im Rahmen des WASA-Projekts⁶ (WASA-Group, 1998) wurde eine hohe dekadische Variabilität der Zyklonenhäufigkeit festgestellt. Zwar zeigt sich auch hier ein Anstieg in den letzten 30 Jahren des 20. Jahrhunderts, allerdings betonten die Autoren, dass bereits Anfang des Jahrhundert eine ähnlich hohe Aktivität beobachtet werden konnte (siehe auch Raible et al., 2008). Des Weiteren wird auf die Problematik hingewiesen, zuverlässige Aussagen über mögliche Trends in der Sturmhäufigkeit abzuleiten, da die zugrunde liegenden Beobachtungsreihen durch Verlegung von Messstationen oder Änderungen der Messtechnik und der Umgebung häufig inhomogen sind (von Storch et al., 1993; WASA-Group, 1998). Die Studien von Alexandersson et al. (1998), Schmith et al. (1998), Bijl et al. (1999), Jones et al. (1999) und Alexandersson et al. (2000) verwenden zur Zyklonendetektion Bodendruckdaten. Sie verzeichnen dabei keine langjährig eindeutigen Trends der Zyklonenaktivität, sondern nur eine hohe dekadische Variabilität. Weisse et al. (2005) wiederum folgern aus NCEP/NCAR⁷-Reanalysedaten und Messstationen über dem Ozean einen Anstieg starker Stürme bis 1990 mit anschließender leichter Abnahme. Des Weiteren stellen sie fest, dass schwache Stürme von NCEP/NCAR-Daten unterschätzt werden.

Weitere statistische Untersuchungen auf der Basis von Reanalysedaten ergaben keine einheitlichen Ergebnisse. Zum einen berichten Geng und Sugi (2001) von einer Zunahme aller aufgetretenen Zyklonen über dem Nordatlantik, während McCabe et al. (2001) und Gulev et al. (2001) eine Abnahme feststellen. Paciorek et al. (2002) dagegen konnte keinen einheitlichen Trend beobachten. Des Weiteren zeigten McCabe et al. (2001) für die hohen Breiten einen Anstieg, für die mittleren Breiten dagegen eine Abnahme der Zyklonenzahl. Dieses Verhalten bestätigte sich sowohl bei Gulev et al. (2001) und Wang et al. (2006) als auch Trigo (2006) und Raible et al. (2008). In diesen Arbeiten wird eine Verschiebung der Sturmzugbahnen polwärts mit einer Intensivierung über dem Nordatlantik detektiert.

⁶Europäisches Projekt: Waves and Storms in the North Atlantic

⁷Die US-amerikanischen Institutionen National Center for Environmental Prediction (NCEP) und National Center for Atmospheric Research (NCAR) führen globale Reanalysesimulationen seit 1948 durch, die regelmäßig aktualisiert werden. Die Reanalysedaten haben eine zeitliche Auflösung von 6 Stunden und eine räumliche Auflösung von etwa 200 km.

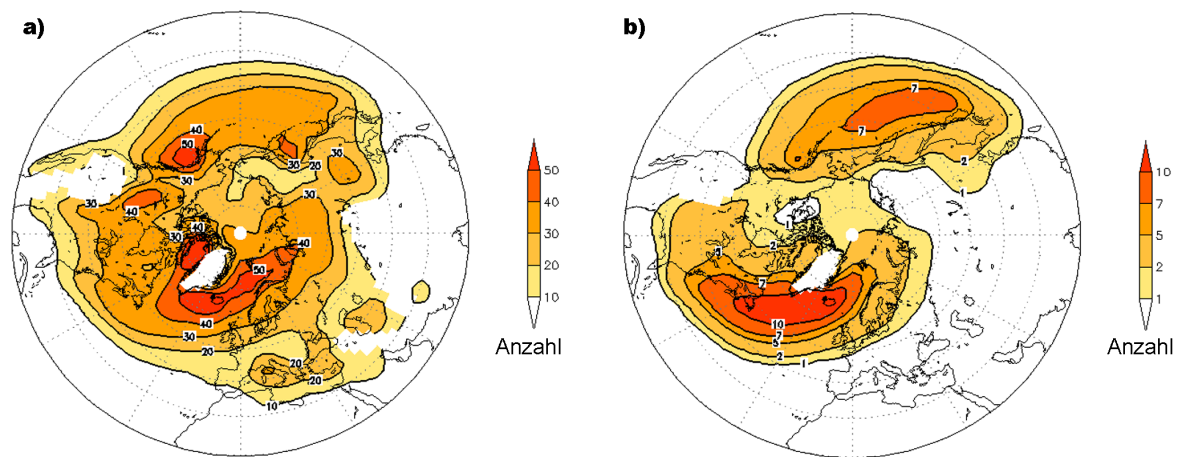


Abbildung 2.4: Zyklonenzugbahndichte pro Winterhalbjahr (ONDJFM) für die Jahre 1958/59 bis 2006/07 anhand der NCEP-NCAR Reanalysedaten. (a) zeigt alle Systeme, (b) nur die stärksten Systeme (die größten Werte (5%) der zweiten räumlichen Ableitung des auf Meeresniveau reduzierten Luftdrucks (aus Pinto et al., 2005, und Ulbrich et al., 2008b)).

Die unterschiedlichen Ergebnisse in den verschiedenen Arbeiten können unter anderem auf die verwendeten Datensätze und die Art der Algorithmen zur Detektion von Sturmzyklonen zurückgeführt werden. Beispielsweise werden bei Auswertungen von ERA40-Reanalysedaten (siehe Kapitel 3.1.1) vom European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) mehr Zyklonen detektiert als mit den NCEP/NCAR-Daten (Raible et al., 2008)

In Abbildung 2.4 ist die Zyklonenzugbahndichte, das heißt Anzahl der Ereignisse beziehungsweise Zugbahnen pro Fläche (hier Gitterzelle) und Winterhalbjahr dargestellt. Die Gebiete mit der Hauptaktivität der Tiefdrucksysteme im Winter liegen über dem Nordatlantik und Nordpazifik. Als Datengrundlage wurden hier NCEP/NCAR-Reanalysedaten verwendet. In Abbildung 2.4b sind nur die stärksten Zyklonen berücksichtigt, das heißt, die größten Werte (5%) der zweiten räumlichen Ableitung (Laplace) des auf Meeresniveau reduzierten Luftdrucks. Auch hier liegt die Hauptaktivität über dem nordatlantischen Bereich (Pinto et al., 2005; Ulbrich et al., 2008b).

Abschließend bleibt zu sagen, dass es trotz intensiver Forschung noch immer schwierig ist, eine Zunahme der Sturmaktivität in den letzten Jahrzehnten nachzuweisen, da ihr Auftreten eine sehr hohe dekadische Variabilität aufweist. Weitere Probleme resultieren aus der geringen Anzahl geeigneter Messstationen mit ausreichend langen Zeitreihen und aus der geringen Datendichte über den Ozeanen. Weitere Arbeiten, die sich mit der zukünftigen Änderungen der Häufigkeit und Intensität von außertropischen Tiefdruckgebieten beschäftigen, werden im folgenden Kapitel vorgestellt.

2.2.4 Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf die Zyklonenaktivität und -intensität in den Zukunftsszenarien

Viele Studien der letzten Jahre haben sich mit der zukünftigen Änderung der Zyklonenaktivität bzw. -intensität unter der Verwendung verschiedener SRES-Szenarien beschäftigt. Dabei wurden sowohl verschiedene globale als auch regionale Modelle verwendet. Einige Arbeiten stellen einen Anstieg intensiver Zyklonen über dem Nordatlantik fest (Knippertz et al., 2000; Lambert und Fyfe, 2006; Leckebusch und Ulbrich, 2004; Leckebusch et al., 2006; Pinto et al., 2006, 2008). Eine Zunahme extremer Tiefdruckgebiete wird vor allem dann gefunden, wenn diese über den Kerndruck definiert werden. Dagegen wird bei Verwendung des Laplace des auf Meeresniveau reduzierten Luftdrucks oder der Vorticity eine Verminderung der Intensität gefunden (Ulbrich et al., 2008b). Die meisten Arbeiten zeigen eine Abnahme schwacher Zyklonen sowie insgesamt weniger Tiefdruckgebiete (Knippertz et al., 2000; Bengtsson et al., 2006; Pinto et al., 2006, 2008; Leckebusch et al., 2006, 2008). Ulbrich und Christoph (1999), Knippertz et al. (2000) und Leckebusch und Ulbrich (2004) führen dies auf eine nordwärts Verlagerung der Zyklonenzugbahnen zurück, die aus einer Polwärtsverschiebung und einer Ausdehnung der baroklinen Zone in den mittleren Breiten resultiert (Yin, 2005). Kharin und Zwiers (2000) können diese Ergebnisse dagegen nicht bestätigen. Ihre Untersuchungen ergaben keine signifikanten Aussagen über die Änderung der Zyklonenintensität.

Ein Grund für die Differenz zwischen den Ergebnissen liegt in der Verwendung verschiedener Datensätze mit unterschiedlichen zeitlichen wie räumlichen Auflösungen. Bei regionalen Modellen spielen vor allem die Eigenschaften der globalen Modelle eine entscheidende Rolle. Des Weiteren werden die Resultate durch die verwendeten Detektionsverfahren stark beeinflusst (Leckebusch et al., 2008; Raible et al., 2008). In den meisten Arbeiten wird ein Tief durch Auswertung des minimalen Drucks bezogen auf die Meeresoberfläche oder durch das Minimum des Geopotentials in 1000 hPa bestimmt. Hodges (1994) dagegen definiert Zyklonen anhand des Vorticitymaximums in den unteren Schichten (zum Beispiel 850 hPa). König et al. (1993) kombiniert beide Methoden. Murray und Simmonds (1991), Serreze (1995) und Wang et al. (2006) beachten zur Detektion der Zyklonen die Vorticity, erhalten diese allerdings ebenfalls in erster Linie über das Druckminimum. Pinto et al. (2005) beschreibt den Effekt der Reduzierung der räumlichen und zeitlichen Auflösung (von T62/06H auf T42/12H) anhand der NCEP/NCAR-Reanalysedaten. Eine geringere zeitliche Auflösung führt zur Abnahme der Erfassung schnell ziehender Systeme, während die Verringerung der räumlichen Auflösung bewirkt, dass eine geringere Anzahl von schwachen Tiefs erkannt wird.

In Pinto et al. (2007) wird auf das Sturmschadenpotential für unterschiedliche Emissionsszenarien eingegangen. Dazu werden jeweils drei Läufe des globalen Klimamodells ECHAM5/MPI-OM1 (siehe Kapitel 3.1.2) für den Kontrollzeitraum und für die Zukunftsszenarien A1B und A2 untersucht. Sie stellen fest, dass am Ende des 21. Jahrhunderts mit einem Anstieg des Gebäudeversicherungsschadens bezüglich des Kontrollzeitraums (1960–2000) zu rechnen ist. Vor allem für Deutschland und Frankreich sind die größten Änderungen zu erwarten, die geringsten dagegen für Spanien und Portugal. Sie weisen allerdings darauf hin, dass

die Unterschiede zwischen den einzelnen Realisierungen erheblich sind. In Deutschland ist beispielsweise eine Änderung von - 4% bis + 43% möglich. Die Zunahme der Schadenssummen, die durch ein empirisches Schadenmodells mit den Windgeschwindigkeiten am Boden verknüpft sind, resultieren demzufolge aus einem vermehrten Auftreten von Extremzyklonen über den Britischen Inseln und der Nordsee mit hohen Windgeschwindigkeiten an ihrer Südflanke.

Rockel und Woth (2007) erwarten einen Anstieg der Windgeschwindigkeiten von 20% für die Periode 2071–2100 relativ zum Zeitraum 1961–1990. Der Fokus der Studie liegt allerdings nur auf dem Szenario A2. Es wird gezeigt, dass in einem Ensemble aus verschiedenen regionalen Modellen (EU-Projekt PRUDENCE⁸) die Modelle ohne eine Böenparametrisierung nicht in der Lage sind, die hohen Windgeschwindigkeiten realistisch wiederzugeben.

Abschließend lässt sich zusammenfassend sagen, dass die Ergebnisse in den meisten Arbeiten auf eine nördliche Verschiebung der Zyklonenzugbahn und einen möglichen Anstieg intensiver Tiefdruckgebiete hinweisen, während die Gesamtanzahl der Zyklonen im Winter sogar abnehmen könnte. Jedoch ist zu beachten, dass Klimarechnungen einzelner Szenarien aufgrund der Realisierungen im Modell und der unterbestimmten Anfangs- und Randbedingungen Unsicherheiten aufweisen.

⁸Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects

Kapitel 3

Verwendete Datensätze

3.1 Beschreibung der Klimasimulationen

Hauptziel dieser Arbeit ist die Bestimmung von Windgeschwindigkeiten für bestimmte Auftretenswahrscheinlichkeiten. Dabei werden vor allem die Ergebnisse der unterschiedlichen Verfahren der Extremwertstatistik und der verwendeten Klimamodelle miteinander verglichen. Zur Quantifizierung der Windgeschwindigkeiten wurden drei regionale und ein globales Modell herangezogen. Als Kontrollzeitraum wird die Zeitspanne von 1971 bis 2000 (C20) betrachtet, als Projektionszeitraum die von 2021 bis 2050 (A1B). Alle Klimarechnungen basieren auf dem Emissionsszenario A1B (siehe Kapitel 2.2.2). Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf eine geographische Breite von 47°N bis 55°N und eine geographische Länge von 5,5°O bis 15,5°O.

3.1.1 Regionale Klimamodelle und Klimaläufe

REMO-UBA

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg (MPI) hat 2006 im Auftrag des Umweltbundesamtes (UBA) regionale Klimarechnungen für Deutschland, Österreich und die Schweiz durchgeführt (Jacob et al., 2008). Das dabei verwendete regionale Modell (REMO) ist ein hydrostatisches atmosphärisches Zirkulationsmodell (Jacob, 2001). Es hat eine Auflösung von 0.088°, was einem Gitterabstand von etwa 10 km entspricht. Das Ausschnittsmodell wird durch das gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modell ECHAM5/MPI-OM (siehe Kapitel 3.1.2) angetrieben. Die Rechnungen wurden für den Zeitraum 1950–2100 in einem rotierten Gitternetz durchgeführt, wobei die IPCC SRES-Szenarien A1B, B1 und A2 (siehe Kapitel 2.2.2) verwendet wurden. Der Vorteil des rotierten Koordinatensystems ist die Verschiebung des Nordpols, bei der die räumliche Verzerrung durch die Projektion am geringsten ist (Baldauf et al., 2006). Das Rechengebiet umfasst 109 x 121 Gitterpunkte. Die Daten können über die Homepage der CERA-Datenbank¹ in Hamburg bezogen werden. Für die folgenden Auswertungen lagen die Stundenmaxima (maximaler Wert innerhalb einer Stunde) der Böengeschwindigkeit in 10 m über Grund für die Zeiträume C20 und A1B

¹<http://cera-www.dkrz.de>

Tabelle 3.1: Vergleich der verschiedenen verwendeten Klimamodelle (Angaben nach Jacob, 2001, Böhm, 2007, und Roeckner et al., 2006a)

	REMO-UBA	CLM-KL	CLM-ERA40	ECHAM5
Modell	regional	regional	regional	global
Antrieb	ECHAM5/ MPI-OM	ECHAM5/ MPI-OM	ERA40 (Reanalyse)	–
Gebiet	D, A, CH	Europa	Europa	global
Auflösung	$0,088^\circ \approx 10 \text{ km}$	$0,167^\circ \approx 18 \text{ km}$	$0,0625^\circ \approx 7 \text{ km}$	$1,87^\circ \approx 180 \text{ km}$
Gitterpunkte	109 x 121	241 x 255	124 x 140	192 x 96
Datenformat	IEG	netCDF	netCDF	Grid

vor (siehe auch Tabelle 3.1). Die Böenberechnung erfolgt über die turbulent kinetische Energie (TKE) in der Prandtl-Schicht (persönliche Mitteilung Lorenz (2008)).

CLM-Konsortialläufe

Das Climate Local Model (CLM) ist die Klimaversion des Lokalen Modells (LM) des DWD. 2007 wurden beide zu dem Modell COSMO 4.0² zusammengeführt. Das Modell ist ein nicht-hydrostatisches regionales Klimamodell (Steppeler et al., 2003). Die CLM-Konsortialläufe, in der Zukunft CLM-KL genannt, wurden mit einer Auflösung von $0,167^\circ$ ($\approx 18 \text{ km}$) für den Kontrollzeitraum C20 und die Zukunftsszenarien A1B und B1 für Europa gerechnet (M&D Report, 2008). Das globale Klimamodell ECHAM5/MPI-OM (siehe Kapitel 3.1.2) liefert die Anfangs- und Randbedingung. Das gesamte Rechengebiet umfasst 257×271 Gitterpunkte, was eine Größe von circa $4500 \times 5000 \text{ km}^2$ entspricht. Ohne Relaxationszone hat das Gebiet 241×255 Punkte. Wie bereits bei REMO wurde auch hier über einen Zeitraum von 150 Jahren in einem rotierten Koordinatensystem gerechnet (Böhm, 2007). Für die vorliegende Arbeit wurden die Stundenwerte der horizontalen Geschwindigkeitskomponenten u und v des Windes in 10 m Höhe als Instantanwerte und die Rauigkeitslänge z_0 aus Landnutzung und Orografie für die Läufe 1 und 2 verwendet. Der einzige Unterschied der beiden Konsortialläufe ist der unterschiedliche Antrieb durch einen anderen Lauf des globalen Modells ECHAM5-MPI/OM (Lauf 1 und Lauf 2, siehe Kapitel 3.1.2). Mit den Daten wurde die Böengeschwindigkeit anhand einer im Rahmen dieser Arbeit modifizierten Parametrisierung bestimmt (siehe Kapitel 4.3). Die Daten wurden ebenfalls über die CERA-Datenbank heruntergeladen (siehe auch Tabelle 3.1).

CLM-ERA40

Bei diesem Lauf wurde das Modell COSMO CLM 4.2 durch die ERA40-Reanalysedaten vom (ECMWF) angetrieben. Unter Reanalysedaten versteht man einen Datensatz, der unter Berücksichtigung verschiedener Beobachtungen wie Radiosondenaufstiegen, Satelliten-,

²Consortium for Small-scale Modeling

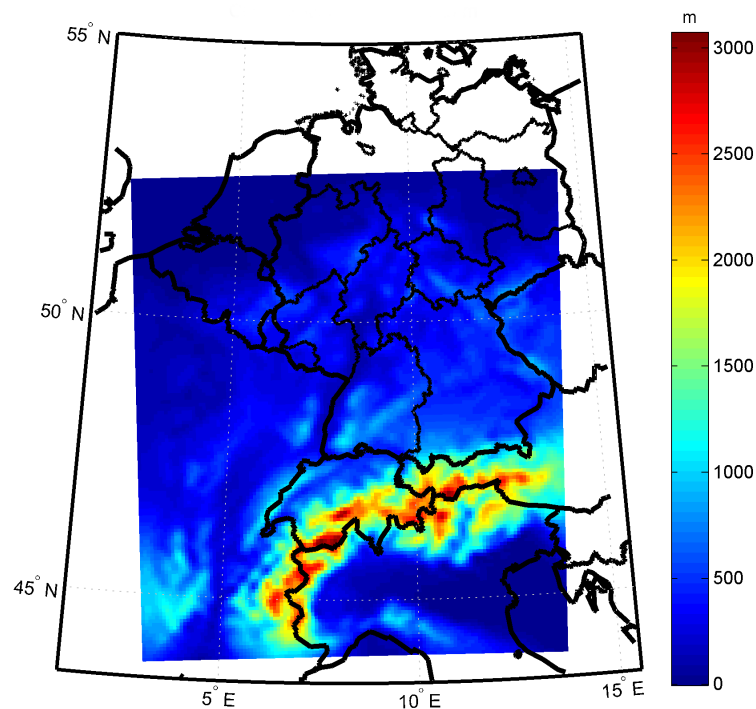


Abbildung 3.1: Modellgebiet mit Orografie des Modells CLM-ERA40. Deutschland ist nur teilweise im Modellgebiet enthalten.

Bojen- und Flugzeugmessungen und meteorologischen Messstationen einen Zeitraum, hier von 1957 bis 2001, mit einer aktuellen Modellversion, hier dem ECMWF-Modell, im nachhinein berechnet. Die ERA40-Daten haben eine zeitliche Auflösung von 6 Stunden und eine räumliche Auflösung von $2,5^\circ$. Weitere Informationen findet man in verschiedenen Publikationen des ECMWF, beispielsweise bei Simmons und Gibson (2000).

Der verwendete Datensatz wurde vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-TRO/FZK) des Karlsruher Institut für Technologie (KIT) für das Projekt „Herausforderung Klimawandel“ mit einer Auflösung von 7 km (0.0625°) für den Zeitraum von 1968–2001 berechnet. Für die Auswertungen wurden die maximalen Böengeschwindigkeiten des Horizontalwindes in 10 m Höhe verwendet. Die Böenparametrisierung erfolgt nach der gleichen Methode wie in REMO. Die Daten liegen als Stundenwerte vor (siehe auch Tabelle 3.1). Allerdings umfasst das Modellgebiet nicht das gesamte Gebiet von Deutschland, sondern nur südlich von $52,68^\circ\text{N}$ und westlich von $14,42^\circ\text{O}$. Somit fehlen große Teile Norddeutschlands, unter anderem das gesamte Küstengebiet, Mecklenburg-Vorpommern, Schleswig-Holstein, die Hälfte Niedersachsens, Bremen, Hamburg und der Norden von Brandenburg (Abbildung 3.1). Grund hierfür war, dass in das Modellgebiet die Alpen komplett integriert werden mussten, und somit der zusätzliche Rechenaufwand für den nördlichen Teil Deutschlands in dem gesetzten Rahmen zu groß gewesen wäre.

Bei Testrechnungen wurde festgestellt, dass am Rand des Modellgebiets die äußersten fünf Reihen an Gitterpunkten als Relaxationszone weggelassen werden müssen.

3.1.2 Globales Klimamodell - ECHAM5/MPI-OM

Das Modell ECHAM5 Version 1.0 (European Centre Model Hamburg Version 5) ist ein globales Klimamodell, das mit dem Ozean-Atmosphären-Modell (MPI-OM) des Max-Planck-Instituts für Meteorologie gekoppelt ist (Roeckner et al., 2003, 2006a). Es wurde vom MPI in Hamburg entwickelt und wird dort seit Anfang 2004 operationell betrieben. Es basiert auf dem Wettervorhersagemodell des ECMWF, bei dem die Parametrisierungen speziell für die Klimamodellierung und -projektion angepasst wurden (Zacharias, 2006). Nähere Informationen zu diesem Modell finden sich bei Simmons et al. (1989). Das Atmosphärenmodell ECHAM5 ist mit einem integrierten dynamischen Meereismodell gekoppelt (Marsland et al., 2003). Insgesamt gibt es drei verschiedene Modellläufe. Diese unterscheiden sich nur durch ihre verschiedenen Startzeiten, die jeweils 25 Jahre auseinander liegen. Die Anfangsbedingungen werden dazu aus einer 500-jährigen Kontrollsimulation entnommen, die von einer konstanten Treibhausgaskonzentration aus dem Jahr 1860 ausgeht (Pinto et al., 2007).

Das Modell wurde somit unter vorindustriellen Bedingungen gestartet und berücksichtigt die Änderung der relevanten Spurengase (CO_2 , CH_4 , CFCs, O_3) und Aerosole (Roeckner et al., 2006b). Die horizontale Auflösung von T63 sind $1,87^\circ \approx 180$ km mit 31 vertikalen Schichten. Für die Auswertung wurde nur der Datensatz des mittleren maximalen Windes in 10 m Höhe des ersten und teilweise des zweiten Laufes mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden herangezogen (siehe auch Tabelle 3.1).

3.2 Meteorologische Stationsmessungen

Zum Vergleich der Klimasimulationen mit Beobachtungen an meteorologischen Messstationen standen die Daten der SYNOP-Stationen des DWD zur Verfügung. Für die Auswertung wurden Tagesmaxima der Böengeschwindigkeiten für den Zeitraum 1971–2000 verwendet. In Abbildung 3.2 sind die Messstationen als Punkte eingezeichnet.

Windmessungen reagieren sehr sensitiv auf Änderungen in der Umgebung, der Instrumente, der Messwerthöhe oder auf eine Stationsverlegung. Dies führt bei langen Zeitreihen zu einer Inhomogenität der Messwerte, so dass eine Auswertung mit der Extremwertstatistik beeinträchtigt wird. Deshalb werden nicht alle, sondern nur 150 SYNOP-Stationen des DWD verwendet (siehe Anhang C), deren Homogenität im Rahmen der CEDIM³-Windgefährdungskarte eingehend untersucht wurde Hofherr und Kunz (2008).

3.3 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von 47°N bis 55°N und von $5,5^\circ\text{O}$ bis $15,5^\circ\text{O}$. Die Landschaft ist geprägt durch die Norddeutsche Tiefebene, die Mittelgebirgszone und die Alpen mit dem Alpenvorland im Süden. Die Zugspitze (2.962 m) an der Grenze zu Österreich ist der höchste Punkt des Gebiets. Die Mittelgebirge nehmen tendenziell von Nord nach Süd an Höhe und Ausdehnung zu. Der Feldberg (1.493 m), der höchste Mittelgebirgsgipfel,

³Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology der Universität Karlsruhe (TH) und des Geoforschungszentrums (GFZ) Potsdam ist ein Forschungsprojekt im Bereich des Katastrophenmanagements.

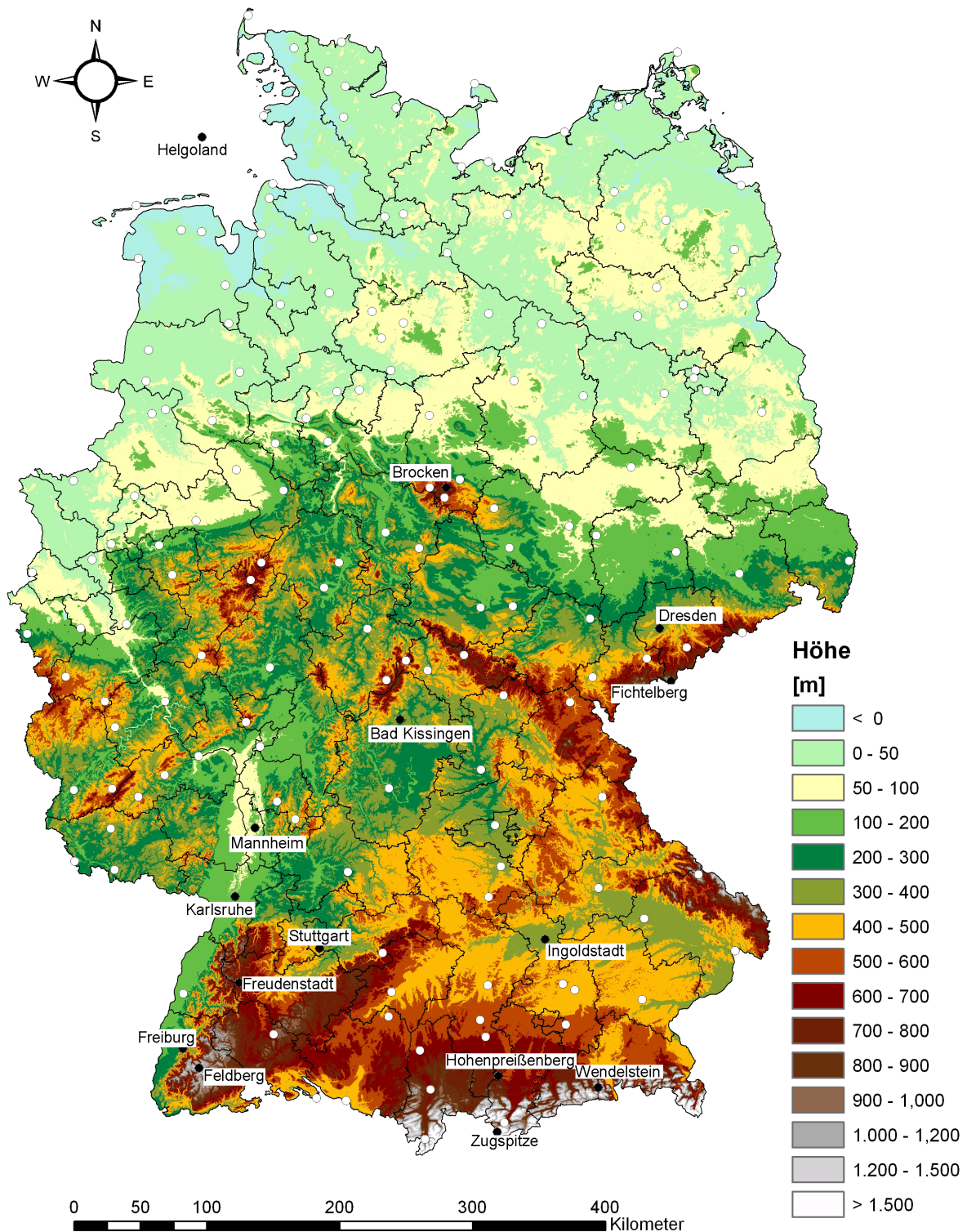


Abbildung 3.2: Orografie der Bundesrepublik Deutschland, eingezeichnet sind 150 SYNOP-Stationen des DWD

liegt im Schwarzwald. Die nächstgrößeren Bergkuppen sind der Große Arber (1.456 m) im Bayerischen Wald, der Fichtelberg (1.215 m) im Erzgebirge und der Brocken (1.142 m) im Harz. Der tiefste Landpunkt befindet sich in einer Senke bei Neuendorf-Sachsenbande in der Wilstermarsch (Schleswig-Holstein) bei 3,54 m unter Normalnull.

Kapitel 4

Methoden

Unter Extremereignissen versteht man besonders intensive Ereignisse, die nur selten auftreten und in der Regel mit schweren Schäden verbunden sind (Beniston et al., 2007). Zur statistischen Beschreibung dieser Ereignisse sind Verfahren aus der Extremwerttheorie bekannt. Diese wird im ersten Abschnitt beschrieben. Die genaue Vorgehensweise dieser vorliegenden Arbeit wird im zweiten Abschnitt erläutert.

4.1 Extremwerttheorie

Die Extremwerttheorie beschäftigt sich mit der Analyse und der statistischen Modellierung von Extremwerten eines Datensatzes. Dabei wird eine statistische Verteilungsfunktion an eine Stichprobe mit repräsentativen extremen Ereignissen angepasst. Diese erlaubt es, einem bestimmten Parameter wie Windgeschwindigkeit oder Niederschlagssumme eine statistische Überschreitungswahrscheinlichkeit oder umgekehrt zuzuordnen.

Im Allgemeinen steht dazu eine begrenzte Datenmenge zur Verfügung, die auf einen gewissen Zeitraum beschränkt ist. Damit eine geeignete Verteilungsfunktion, welche die Grundgesamtheit repräsentieren soll, gefunden werden kann, müssen die freien Parameter der Funktion aus den vorhandenen Daten geschätzt werden. Grundsätzlich gibt es zwei Möglichkeiten, um eine für die Extremwertstatistik sinnvolle Stichprobe zu erhalten. Die erste besteht darin, jeweils nur das stärkste Ereignis innerhalb einer festgesetzten Zeitspanne (beispielsweise 1 Jahr) für den gesamten Datenzeitraum zu bestimmen und mit der generalisierten Extremwertverteilung (engl. generalized extrem value distribution - GEV, siehe Hosking et al., 1985, und Palutikof et al., 1999) auszuwerten (beispielsweise bei Zwiers und Kharin, 1998, und Hofherr und Kunz, 2008). Bei der zweiten Methode werden nur Extremwerte verwendet, die über einem bestimmten Schwellenwert (engl. threshold) liegen. Diese Daten werden mit der generalisierten Paretoverteilung (engl. generalized pareto distribution - GPD) beschrieben, die, da sie in der vorliegenden Arbeit ausschließlich verwendet wird, nachfolgend genauer erklärt wird. Voraussetzung für die Anwendung beider Verfahren ist die statistische Unabhängigkeit der zugrunde liegenden Ereignisse.

4.1.1 Methode der Grenzwertüberschreitungen (POT) und generalisierten Paretoverteilung (GPD)

Bei der Methode der Grenzwertüberschreitungen (engl. Peaks over Threshold Methode - POT) wird ein konstanter Schwellenwert beispielsweise ein Perzentilwert festgelegt, ab dem alle Werte des Datensatzes als Stichprobe verwendet werden. Mit der generalisierten Paretoverteilung (GPD) wird nun eine Verteilungsfunktion bestimmt, die das Verhalten dieser einzelnen Ereignisse über dem Schwellenwert beschreiben soll (Hosking und Wallis, 1987; Palutikof et al., 1999).

Die Verteilungsfunktion $F(X)$ für die GPD lautet für einen Formparameter $k \neq 0$:

$$F(X) = 1 - \left[1 - \frac{k}{\alpha}(X - \zeta)\right]^{1/k} \quad (4.1)$$

mit dem Schwellenwert ζ , Skalenparameter α und der Zufallsvariable X . Die beiden Parameter k und α bestimmen die Form der Verteilungsfunktion. So gibt α die Breite und k die Steigung von $F(X)$ an. Für $k \leq 0$ laufen die geschätzte Werte mit zunehmender Wiederkehrperiode gegen Unendlich, während für $k > 0$ die Verteilungsfunktion asymptotisch gegen eine obere Grenze läuft (siehe Abbildung 4.1). Der Formparameter k ist gültig für einen Bereich zwischen $-0,5 < k < 0,5$.

Die Auftretenswahrscheinlichkeit eines bestimmten Parameters innerhalb der Jährlichkeit T , auch Wiederkehrperiode genannt, ist mit der Überschreitungsrate $\lambda = n/M$ über

$$F(X_T) = 1 - \frac{1}{\lambda T} \quad (4.2)$$

gegeben, wobei n die Anzahl der Extremwerte und M der ausgewertete Datenzeitraum in Jahren sind.

Verknüpft man Gleichung (4.1) mit Gleichung (4.2) und löst nach X auf, erhält man für $k \neq 0$ folgenden Ausdruck:

$$X_T = \zeta + \frac{\alpha}{k} [1 - (\lambda T)^{-k}]. \quad (4.3)$$

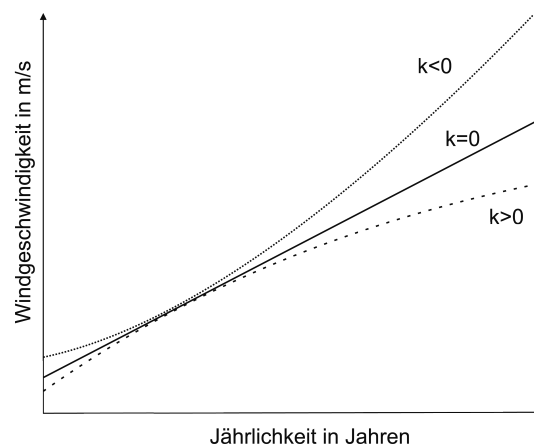


Abbildung 4.1: Drei möglichen Arten einer Verteilungsfunktion in Abhängigkeit vom Formparameter k .

X_T ist der Wert der betrachteten Größe, der bei einer bestimmten Wiederkehrperiode T zu erwarten ist.

Die Extremwertanalyse basiert auf der Annahme, dass die einzelnen Extremereignisse statistisch unabhängig verteilt sind (siehe auch Kapitel 4, Abbildung 4.4). Um dies zu erfüllen, sollte zwischen den einzelnen Ereignissen ein Mindestzeitraum liegen. Gebräuchlich ist für Winterstürme in Europa bei stündlichen Werten eine Zeitspanne von 48 Stunden zwischen zwei Ereignissen (Cook, 1985; Gusella, 1991).

$F(X)$ hängt empfindlich vom Schwellenwert ζ ab, da er einen Einfluss auf die Parameter α und k der Verteilungsfunktion hat. Aus praktischen Gründen muss der Wert hoch genug sein, um nur Extremwerte zu erfassen, darf aber auch nicht zu hoch angesetzt werden, da sonst die Stichprobe aus einer zu geringen Anzahl von Ereignissen besteht.

4.1.2 Parameterschätzung

Zur Bestimmung der freien Parameter k und α der Wahrscheinlichkeitsfunktion (4.2) oder (4.3) stehen verschiedene Methoden zur Verfügung. Neben der Momentenmethode (MOM), der L-Momentenmethode (LM) und der maximalen Wahrscheinlichkeitsmethode (ML) findet auch die wahrscheinlichkeitsgewichtete Momentenmethode (PWMs) Verwendung. Alle vier Methoden, die auch in der Arbeit verwendet und miteinander verglichen werden, werden nachfolgend erklärt.

Momentenmethode (MOM)

Die Momentenmethode (Hosking und Wallis, 1987) berechnet die Verteilungsparameter durch Gleichsetzen der Momente der Grundgesamtheit mit denen aus der Stichprobe unter der Bedingung für den Erwartungswert:

$$E\left(1 - \frac{kX}{\alpha}\right)^r = \frac{1}{1 + rk} \quad (4.4)$$

wobei $1 + rk > 0$ ist. Das heißt, das r -te Moment von X existiert, wenn $k > -1/r$ ist. Vorausgesetzt, dass sie existieren, sind der Mittelwert μ , die Varianz σ^2 , die Schiefe γ und der Exzess κ jeweils

$$\mu = \alpha / (1 + k) \quad (4.5)$$

$$\sigma^2 = \alpha^2 / (1 + k)^2 (1 + 2k) \quad (4.6)$$

$$\gamma = 2(1 - k)(1 + 2k)^{1/2} / (1 + 3k) \quad (4.7)$$

$$\kappa = \frac{3(1 + 2k)(3 - k + 2k^2)}{(1 + 3k)(1 + 4k)} - 3 \quad (4.8)$$

Damit gegeben sind die Parameter k und α über

$$k = \frac{1}{2} \left(\frac{\overline{X}^2}{s^2} - 1 \right) \quad (4.9)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \overline{X} \left(\frac{\overline{X}^2}{s^2} + 1 \right) \quad (4.10)$$

bestimmbar, wobei \bar{X} der Mittelwert der Stichprobe und s^2 die Varianz der Stichprobe ist (Hosking und Wallis, 1987).

Maximale Wahrscheinlichkeitsmethode (ML)

Die maximale Wahrscheinlichkeitsmethode (engl. Maximum likelihood estimation - ML) ist die gebräuchlichste Methode zur Parameterabschätzung (Hosking und Wallis, 1987; Beucher, 2005; Stocker, 2008). Bei diesem iterativen Verfahren werden die Parameter so bestimmt, dass sie für die beobachtete Stichprobe am wahrscheinlichsten erscheinen. Anders ausgedrückt ist die maximale Wahrscheinlichkeitsfunktion ein Maß für die Häufigkeit, mit der ein Ereignis auftritt.

Ausgangspunkt der Methode ist eine Zufallsvariable x mit ihrer Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion $f(x, \alpha, k)$, die von einem oder mehreren Parametern, beispielsweise von α und k , abhängt (Stocker, 2008). Die gemeinsame Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für die Werte x_1, x_2, \dots, x_n (mit n unabhängigen Ereignissen) der Stichprobe lässt sich berechnen, indem die einzelnen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für *gegebene Parameter* (α, k) miteinander multipliziert werden. Die Funktion L dagegen wird berechnet, indem man mit unbekanntem Parametern (α, k) die *gegebenen Beobachtungen* ausgedrückt:

$$L(\alpha, k; X) = f(\alpha, k, x_1) \cdot f(\alpha, k, x_2) \cdot \dots \cdot f(\alpha, k, x_n) = \prod_{i=1}^n f(\alpha, k, X) \quad (4.11)$$

Das heißt, anhand der *gegebenen Stichprobe* können die unbekanntem Parameter (α, k) geschätzt werden. Verwendet man an dieser Stelle den Logarithmus der Funktion (Log-Likelihood Funktion), lässt sich der Rechenaufwand optimieren, da dabei Summen anstelle von Produkten verwendet werden:

$$\log L(X, \alpha, k) = \sum_{i=1}^n \log[f(x_i, \alpha, k)]. \quad (4.12)$$

Nach Hosking und Wallis (1987) gilt

$$\log L(X, \alpha, k) = -n \log \alpha - (1 - k) \sum_{i=1}^n y_i \quad (4.13)$$

$$\text{mit } y_i = -k^{-1} \log(1 - kx_i/\alpha) \quad (4.14)$$

In Abhängigkeit von den Parametern (α, k) wird schließlich die logarithmische maximale Wahrscheinlichkeitsfunktion über die 1. und 2. Ableitung maximiert:

$$\frac{\partial \log L}{\partial(\alpha, k)} = 0 \quad \text{und} \quad \frac{\partial^2 \log L}{\partial(\alpha, k)^2} < 0 \quad (4.15)$$

Aus diesen beiden Bedingungen ergeben sich iterativ die gesuchten Parameter α und k .

Wahrscheinlichkeitsgewichtete Momentenmethode (PWMs)

Die wahrscheinlichkeitsgewichtete Momentenmethode (engl. Probability weighted moments - PWMs, Hosking und Wallis, 1987, und Landwehr et al., 1979) ist eine weitere Alternative zur Bestimmung der freien Parameter (α, k) . Die Parameter werden durch den Vergleich der wahrscheinlichkeitsgewichteten Momente r aus der Grundgesamtheit mit denen der Stichprobe bestimmt (Ayros, 2000).

Die Schätzer k und α sind gegeben durch:

$$k = \frac{b_0}{b_0 - 2b_1} - 2 \quad (4.16)$$

$$\alpha = \frac{2 b_0 b_1}{b_0 - 2b_1} \quad (4.17)$$

Dabei werden b_0 und b_1 durch Schätzungen aus den Daten durch

$$b_r = n^{-1} \sum_{j=1}^n \frac{(n-j)(n-j-1) \cdots (n-j-r+1)}{(n-1)(n-2) \cdots (n-r)} X_j \quad (4.18)$$

oder

$$b_r = n^{-1} \sum_{j=1}^n (1 - p_j)^r X_j \quad (4.19)$$

bestimmt. Die Ordnungsstatistik ist hier $X_1 \leq X_2 \leq \cdots \leq X_n$ und $p_j = (j + \gamma)/(n + \delta)$ mit geeigneten Werten $\gamma = 0,35$ und $\delta = 0$ (Landwehr et al., 1979).

Für Gleichung (4.18) ergibt sich mit $r = 1$

$$b_0 = \bar{X} \quad (4.20)$$

$$b_1 = \sum_{j=1}^{n-1} \frac{(n-j)X_j}{n(n-1)} \quad (4.21)$$

Mit Gleichung (4.16) und (4.17) können nun die gesuchten Parameter k und α bestimmt werden.

L-Momentenmethode (LM)

Dieses analytische Verfahren bietet einige Vorteile gegenüber der konventionellen Momentenmethode, da die L-Momentenmethode für eine größere Auswahl von Verteilungsfunktionen gültig ist. Außerdem ist sie effektiver, wenn in den Daten Ausreißer vorhanden sind, und liefert für kleinere Datensätze oft bessere Ergebnisse als die ML (Hosking, 1990).

Die ersten L-Momente sind mit Hilfe der wahrscheinlichkeitsgewichteten Momente (PWMs) bestimmbar, da sie lineare Funktionen der PWMs sind (Hosking, 1994). Somit sind die ersten L-Momente λ_r

$$\lambda_1 = \beta_0 \quad (4.22)$$

$$\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad (4.23)$$

$$\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad (4.24)$$

$$\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0. \quad (4.25)$$

Allgemein gilt für die einzelnen Momente $r = 0, 1, \dots$:

$$\lambda_{r+1} = \sum_{j=0}^r p_{r,j}^* \beta_j \quad (4.26)$$

wobei

$$p_{r,j}^* = (-1)^{r-j} \binom{r}{j} \binom{r+j}{j} = \frac{(-1)^{r-j} (r+j)!}{(j!)^2 (r-j)!} \quad (4.27)$$

ist. Die L-Momentenverhältnisse τ_r mit $r = 3, 4, \dots$ sind durch $\tau_r = \lambda_r / \lambda_2$ definiert. λ_1 ist der Mittelwert der Verteilungsfunktion, das heißt das Moment gibt die Lage der Verteilung an. λ_2 dagegen drückt die Form, τ_3 die Schiefe und τ_4 die Wölbung aus.

In der Praxis werden die einzelnen L-Momente durch Abschätzung der Stichprobe der Größe n bestimmt, wobei die Werte in aufsteigender Reihenfolge vorzuliegen haben. Das heißt die Ordnungsstatistik ist $X_1 \leq X_2 \leq \dots \leq X_n$. Somit gilt für die ersten vier L-Momente (Hosking, 1990):

$$l_1 = n^{-1} \sum_i X_i \quad (4.28)$$

$$l_2 = \frac{1}{2} \binom{n}{2}^{-1} \sum_{i>j}^n \sum (X_i - X_j) \quad (4.29)$$

$$l_3 = \frac{1}{3} \binom{n}{3}^{-1} \sum_{i>j>k}^n \sum (X_i - 2X_j + X_k) \quad (4.30)$$

$$l_4 = \frac{1}{4} \binom{n}{4}^{-1} \sum_{i>j>k>l}^n \sum \sum (X_i - 3X_j + 3X_k - 3X_l). \quad (4.31)$$

Allerdings ist es zur Bestimmung von l_r nicht nötig, über alle Stichproben der Größe r iterativ zu rechnen. Hosking (1990) definiert b_r und l_r als unabhängige Schätzer von β_r und λ_r für $r = 0, 1, \dots, n-1$ folgendermaßen:

$$b_r = n^{-1} \sum_{j=1}^n \frac{(j-1)(j-2) \cdots (j-r)}{(n-1)(n-2) \cdots (n-r)} X_j \quad (4.32)$$

und

$$l_{r+1} = \sum_{j=0}^r p_{r,j}^* b_j. \quad (4.33)$$

Nach Hosking (1990) lauten die L-Momente λ_r und L-Momentenverhältnisse τ_r für die GPD

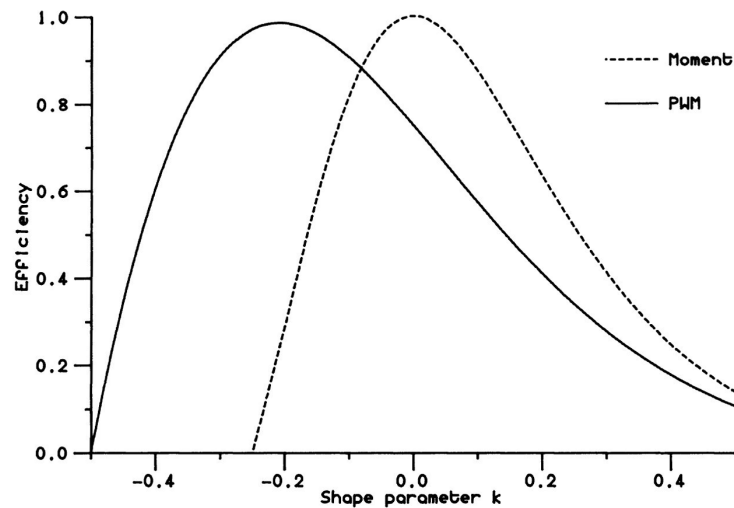


Abbildung 4.2: Effizienz (efficiency) des Formparameters k bezüglich der Momentenmethode (Moment) und der PWM. Beide Methoden sind relativ zur maximalen Wahrscheinlichkeitsmethode dargestellt (aus Hosking und Wallis, 1987).

explizit

$$\lambda_1 = \zeta + \frac{\alpha}{1+k} \quad (4.34)$$

$$\lambda_2 = \frac{\alpha}{(1+k)(2+k)} \quad (4.35)$$

$$\tau_3 = \frac{1-k}{3+k} \quad (4.36)$$

$$\tau_4 = \frac{(1-k)(2-k)}{(3+k)(4+k)}. \quad (4.37)$$

In der Literatur werden prinzipiell alle Schätzmethoden für die Extremwertstatistik als legitim angesehen. Jedoch hat jede Methode für bestimmte Bedingungen ihre Vorzüge. Die Momentenmethode passt zum Beispiel am besten für symmetrische Verteilungen (Ayros, 2000), somit ist sie für Winddaten allerdings weniger geeignet. In Abbildung 4.2 werden der Formparameter, der aus verschiedenen Methoden (PWMs, MOM) bestimmt wurde, relativ zu ML, die als optimal angenommen wird, verglichen (Hosking und Wallis, 1987). Danach eignet sich die MOM in erster Linie für $k \approx 0$ und $k > 0$, die PWMs für $k < 0$ und besonders für $k \approx -0,2$. Nach ihrer Meinung ist die ML besonders geeignet, wenn k ungefähr 0 beziehungsweise $k > 0$ ist, vor allem wenn die Stichproben sehr groß sind. Die ML produziert für $k < 0$ dagegen in kleinen Stichproben eher unzuverlässige Ergebnisse.

Alle vier beschriebenen Schätzmethoden werden in der folgenden Auswertung verwendet und miteinander verglichen. Die genaue Vorgehensweise wird im folgenden Kapitel beschrieben.

4.2 Detektion der Extremereignisse

Um die Änderung der Windgeschwindigkeiten an einem Gitterpunkt zu quantifizieren, müssen aus den Klimarechnungen Zeitreihen für jeden einzelnen Gitterpunkt extrahiert werden. Aufgrund des geforderten Zeitabstands von 48 Stunden zwischen zwei Ereignissen werden Tagesmaxima der Böengeschwindigkeit verwendet (wie bei Pinto et al., 2007). Im Teilprojekt RESTER¹ im Rahmen des Forschungsprogramm „Herausforderung Klimawandel“ am IMK (Lux et al., 2007; Kunz et al., 2008a,b), das ähnliche Ziele verfolgt und die Änderung der Sturmaktivität auf regionaler Ebene prüft, werden dagegen Stundenmaxima untersucht. Beim Vergleich der Daten wurde ein marginaler und damit vernachlässigbarer Unterschied festgestellt, der aus einer unterschiedlichen Wahl des Zeitabstandes zwischen zwei Ereignissen resultiert (RESTER: 48 Stunden, hier 3 Tage, siehe unten). Im Anhang sind die Differenzen der Ergebnisse bei einer Auswertung mit Tagesmaxima beziehungsweise mit Stundenmaxima in REMO in Abbildung A.1 dargestellt. Betrachtet wird ein Zeitraum zwischen Oktober und März, in dem über Zentraleuropa die größten Windgeschwindigkeiten während der Stürme im Winter auftreten können (Mohr, 2006).

Für die folgende statistische Auswertung wird auf die generalisierte Paretoverteilung (GPD) zurückgegriffen, da die Methode den unteren Bereich der Verteilungsfunktion besser als die GEV abbildet und mehr Stürme innerhalb eines Jahres berücksichtigen kann (An und Pandey, 2005). Dies erscheint bei einem Zeitraum von 30 Jahren als sinnvoll, da die Datenbasis bei Anwendung der GEV mit nur ein Ereignis pro Jahr sonst zu klein wäre. Außerdem treten Winterstürme häufig in Sturmserien auf (siehe das Jahr 1990 mit Daria, Herta, Vivian, Wiebke), wodurch wichtige Ereignisse unberücksichtigt blieben.

Abbildung 4.3 zeigt die Streuung zwischen den Windgeschwindigkeiten, die direkt aus den Klimamodellen stammen, und denen, die sich aus den an die Daten angepassten Verteilungsfunktionen ergeben. Berücksichtigt wurde dabei die zweiparametrische Gamma-Verteilung, die generalisierte Paretoverteilung und die Exponentialverteilung, die sich wiederum aus der GPD für einen Formparameter $k = 0$ ergibt. Je geringer die Streuung ist,

¹Strategien zur Reduzierung des Sturmschadensrisikos für Wälder

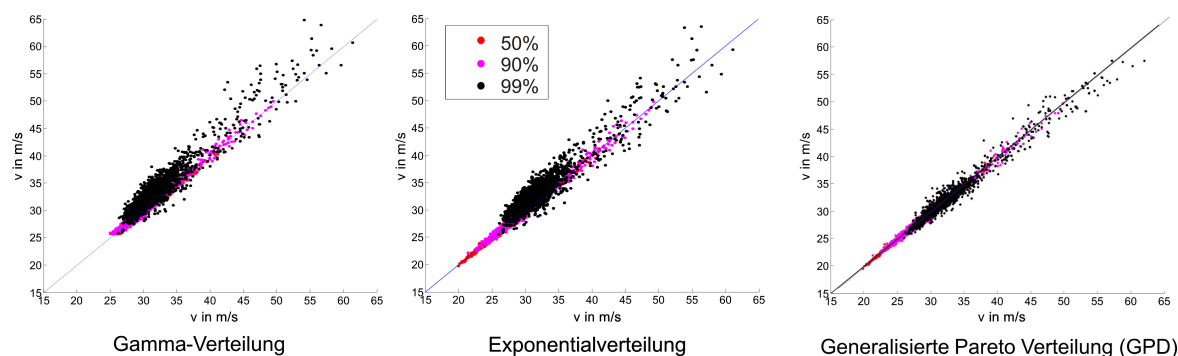


Abbildung 4.3: Vergleich zwischen Windgeschwindigkeiten direkt aus den Modelldaten (Ordinate) und aus der jeweiligen Verteilungsfunktion (Abszisse). Dazu wurden der Zeitraum C20 aus REMO-Klimarechnungen verwendet und verschiedene Perzentile untersucht (aus Kunz et al., 2008b).

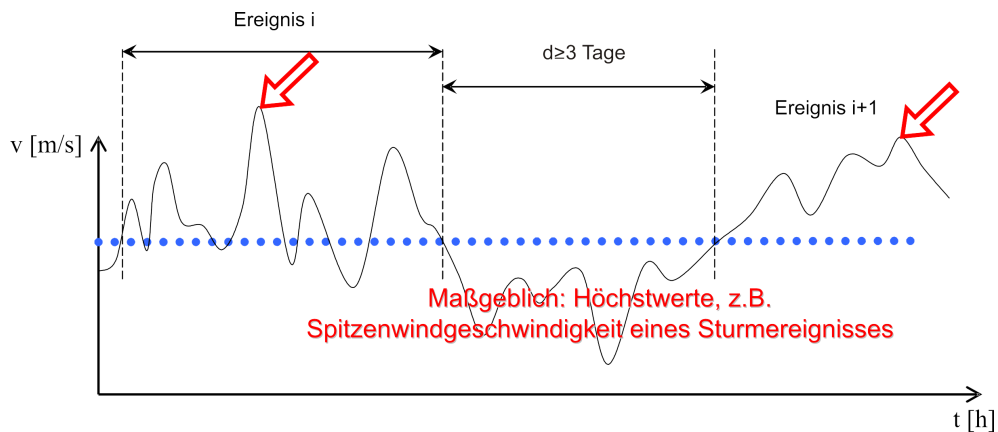


Abbildung 4.4: Detektion unabhängiger Sturmereignisse mit der POT (nach Lux et al., 2007).

umso kleiner sind die Fehler, die durch die verwendete Verteilungsfunktion entstehen. Somit eignet sich die GPD am besten, da bei ihr, besonders für große Perzentile, die geringste Streuung auftritt (Kunz et al., 2008b).

Mit der Methode der Grenzwertüberschreitungen (POT) wird nun ein Schwellenwert festgelegt, ab dem die Extremereignisse beachtet werden. Während andere Studien (Klawa und Ulbrich, 2003) hier ein festes Perzentil einführen, wird in dieser Arbeit für jeden Gitterpunkt der Schwellenwert so definiert, dass jede Stichprobe die 100 stärksten Stürme umfasst. Dies entspricht etwa dem 99% Perzentil. Dabei ist es wichtig, auf die Unabhängigkeit der einzelnen Ereignisse zu achten (siehe Kapitel 4.1.1). Da hier Tagesmaxima verwendet werden, wird eine Unabhängigkeit erst durch einen Mindestabstand von 3 Tagen garantiert. Wie in Abbildung 4.4 schematisch dargestellt, darf nur der Maximalwert in einer Reihe von Grenzwertüberschreitungen berücksichtigt werden (An und Pandey, 2005; Lux et al., 2007).

Damit nun die GPD (Gleichung 4.3) auf diese Größen angewendet werden kann, müssen vorher die freien Parameter α und k bestimmen werden. Hierzu werden die im vorherigen Kapitel 4.1.2 beschriebenen Schätzverfahren, die maximale Wahrscheinlichkeitsmethode (ML), die wahrscheinlichkeitsgewichtete Momenten- (PWMs), die Momenten- (MOM) und die L-Momentenmethode (LM) verwendet. Alle vier Methoden werden auf die REMO-Daten angewendet mit dem Ziel die am besten geeignete Methode zu ermitteln (Kapitel 5.1).

Das Ziel dieses Verfahren ist es nun, an jedem einzelnen Gitterpunkt die maximalen Windgeschwindigkeiten für verschiedene Wiederkehrperioden, so genannte Jährlichkeiten, zu bestimmen. Alternativ kann auch die Wiederkehrperiode für bestimmte Windgeschwindigkeiten aus der Invertierung der Gleichung (4.3) bestimmt werden. So hat beispielsweise ein Sturm wie Lothar für ganz Deutschland ein Schadenrisiko mit einer Jährlichkeit von 9 Jahren, der Sturm Kyrill im Jahr 2007 dagegen nur 7 Jahre (Heneka und Hofherr, 2008). Um quantitativen Aussagen über die Änderungen in der Zukunft an jedem Gitterpunkt zu machen, werden die beiden untersuchten Zeiträume (C20, A1B) miteinander verglichen.

4.3 Böenparametrisierung der CLM-Konsortialläufe

Da Schäden in Näherung mit der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit ansteigen (Klawwa, 2001), sind gerade diese bei der Untersuchung von Winterstürmen von Interesse. Zur Bewertung der Stärke eines Sturmes werden verschiedene Kriterien verwendet. Man unterscheidet zwischen dem mittleren Wind (10-Minuten Mittel der Windstärke) und der maximalen Böengeschwindigkeit v_{max} . Abhängig von der Rauigkeitslänge und der Stabilität in der Grenzschicht können die einzelnen Böen das 10 Minuten Mittel um einen Faktor von 1,4 bis 2 (Abbildung 4.5) übertreffen.

In einigen mesoskaligen Modellen werden die Böenwerte mit Hilfe der turbulent kinetischen Energie (TKE) parametrisiert. Die Methode nach Brasseur (2001) bestimmt die Geschwindigkeitsfluktuationen aus der TKE und der Stabilität in der atmosphärischen Grenzschicht. Dabei wird von der Annahme ausgegangen, dass in der Grenzschicht abhängig von der Stabilität große Turbulenzelemente Windgeschwindigkeiten aus höheren Schichten bis zum Boden befördern können. Bedingung hierfür ist, dass die mittlere turbulente kinetische Energie der großen turbulenten Wirbel größer als die Auftriebsenergie zwischen der Oberfläche und der Höhe eines betrachteten Luftpakets ist. Ein einfacherer Weg, die Böengeschwindigkeit zu bestimmen, ist die Verwendung eines konstanten empirischen Faktors, der entweder auf Landnutzungsdaten oder Rauigkeitslängen beruht (Wieringa, 1986; Hofherr und Kunz, 2008). Dabei wird der Mittelwind aus dem Modell mit dem Böenfaktor an jedem Gitterpunkt multipliziert.

Im regionalen Klimamodell CLM (siehe Kapitel 3.1.1) mit den hier verwendeten Konsortialläufen 1 und 2 ergibt sich die maximale Böengeschwindigkeit aus der Berechnung der konvektiven und der turbulenten Böenbestimmung. Da die Werte der turbulenten Böengeschwindigkeit in einigen Fällen unrealistisch hoch erschienen, wurde bei den CLM-KL Läufen eine künstliche obere Grenze von 30 m/s eingeführt (persönliche Mitteilung, Feldmann (2008)). Dies macht allerdings in der vorliegenden Arbeit die Auswertung der Böengeschwindigkeiten mit Hilfe der Extremwertstatistik unmöglich.

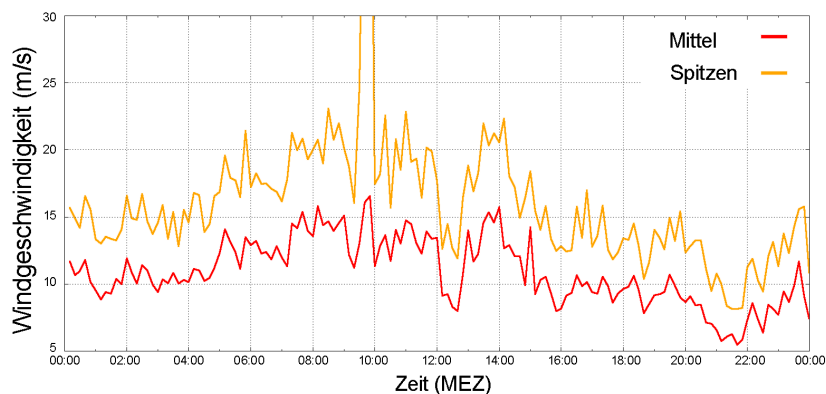


Abbildung 4.5: Windgeschwindigkeiten gemessen mit einem Ultraschallanemometer an der Wetterstation auf dem Physikhochhaus der Universität Karlsruhe am 1. März 2008 während des Orkantief Emma. In Rot ist das 10-Minutenmittel und in Gelb die Spitzenwerte dargestellt.

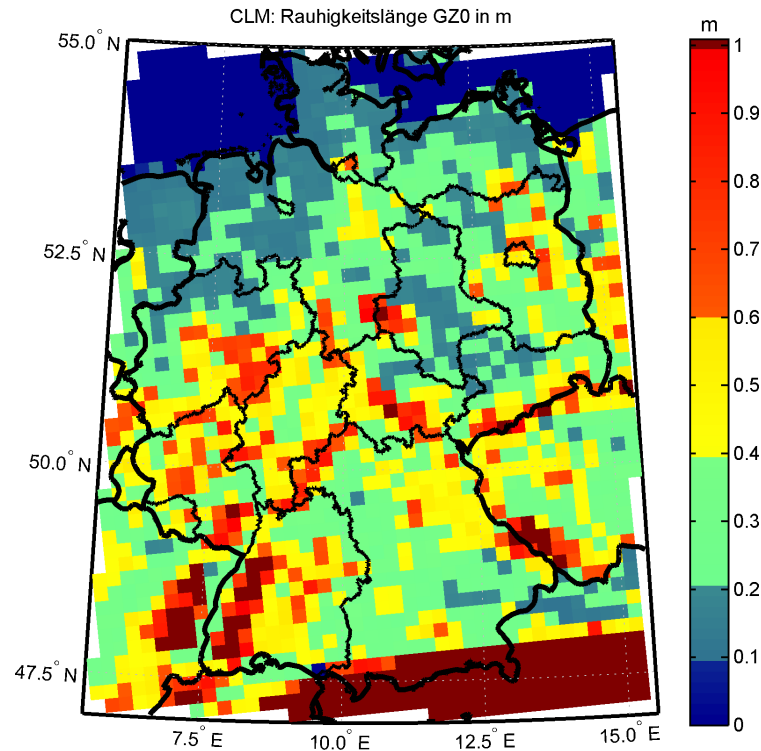


Abbildung 4.6: Einteilung der Rauigkeitslänge z_0 in m definiert aus Landnutzung und Orographie der CLM-KL Läufe in 6 Klassen.

Deshalb wird nicht die maximale Böengeschwindigkeit der CLM-KL Läufe, sondern die einzelnen Windgeschwindigkeitskomponenten u und v des Mittelwinds verwendet, auf die eine modifizierte Böenparametrisierung angewendet wird. Mit Hilfe der Rauigkeitslänge z_0 aus Landnutzung und Orographie wird eine Klasseneinteilung (Abbildung 4.6) für jeden einzelnen Gitterpunkt im Untersuchungsgebiet vorgenommen. Mit Hilfe von Literaturwerten aus der DIN 1055-4 (2005), und durch Drimmel (1977) ergänzt, werden diesen Klassen jeweils ein empirischer Böenfaktor zugeordnet (siehe Tabelle 4.1).

Tabelle 4.1: Klasseneinteilung anhand der Rauigkeitslängen z_0 mit den dazugehörigen Böenfaktoren und der Anzahl der Gitterpunkten (GP) in der jeweiligen Klasse für die CLM-Konsortialläufe (nach DIN 1055-4, 2005, ergänzt mit Drimmel, 1977).

Klasse	GZ0 [m]	Böenfaktor f	Anzahl der GP
1. Klasse	$\leq 0,09$ m	1,3644	869
2. Klasse	$\leq 0,2$	1,5100	631
3. Klasse	$\leq 0,3$	1,6494	654
4. Klasse	$\leq 0,6$	1,7100	1176
5. Klasse	$\leq 1,0$	1,8000	348
6. Klasse	$\geq 1,0$	1,8750	522

Σ 1844

Die Böengeschwindigkeit v_{max} ergibt sich nun durch:

$$v_{max} = f \cdot \sqrt{u^2 + v^2} . \quad (4.38)$$

Die so definierte Geschwindigkeit wird im weiteren Verlauf als Grundlage für die Auswertung der Datensätze der CLM-Konsortialläufe verwendet.

Kapitel 5

Vergleich der Ergebnisse verschiedener statistischer Verfahren

Zum Vergleich der verschiedenen Schätzmethoden (ML, PWMs, LM, MOM) für die Bestimmung der freien Parameter der Verteilungsfunktionen (Kapitel 4.1.2) werden die Simulationsergebnisse des regionalen Modells REMO und des globalen Modells ECHAM5-MPI/OM verwendet. Ziel ist es, die am besten geeignete der vier Methoden zur Berechnung der generalisierten Paretoverteilung zu bestimmen. Dabei wird die Plausibilität der Ergebnisse anhand des Formparameters k und des Schwellenwertes ζ geprüft.

5.1 Vergleich der Schätzmethoden für Klimarechnungen des regionalen Modells REMO

Als erstes werden anhand des regionalen Modells REMO das Vorzeichen des Formparameters k untersucht. Dieser gibt die Steigung der Verteilungsfunktion der Windgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Wiederkehrperiode an. Für $k < 0$ streben die Werte gegen Unendlich, während für $k > 0$ eine obere Grenze existiert (siehe Kapitel 4.1.1). In Abbildung 5.1 wird der Formparameter der beiden Zeiträume C20 (1971–2000) und A1B (2021–2050) für die vier Methoden gegenüber gestellt. Das Histogramm zeigt die Häufigkeitsverteilung des Formparameters k für alle Gitterpunkte, die im Untersuchungsgebiet liegen. Es ist zu sehen, dass bei allen vier Methoden k vorwiegend positiv ist und somit die meisten Verteilungsfunktionen einer oberen Grenze zustreben. Des Weiteren erkennt man, dass sich jeweils zwei Methoden ähnlich verhalten (siehe auch Abbildung 5.3). Bei der PWMs und LM ist dies nahe liegend, da zur Berechnung der Schätzparameter in der PWMs auf die LM zurückgegriffen wird. Ebenfalls ist die Bedingung, dass der Formparameter zwischen $-0,5 < k < 0,5$ liegen soll, sehr gut erfüllt. Die Anzahl der Ausreißern ist gering (beispielsweise ML: C20 $\sim 0,1\%$, A1B $\sim 0,5\%$ Ausreißer). Außerdem zeigt die Abbildung 5.1, dass sich für den Zukunftszeitraum die Kurve der Häufigkeiten im Vergleich zum Kontrollzeitraum nach rechts verschiebt, das heißt, dass an mehr Gitterpunkten ein positiver Formparameter k vorliegen. Des Weiteren werden mit der ML und MOM in beiden Zeiträumen mehr positive Formparameter berechnet, als mit der PWMs und LM. Wie in Kapitel 5.2 noch zu sehen ist, drückt

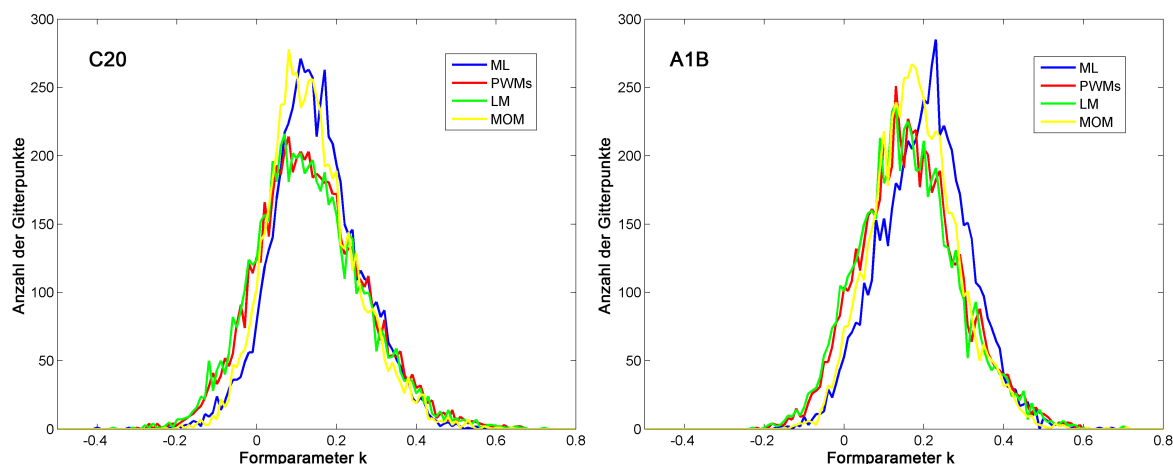


Abbildung 5.1: Formparameter k abhängig von den Schätzmethoden (ML, PWMs, LM, MOM) für die beiden Zeiträume C20 (links) und A1B (rechts).

ein positiver Parameter k im Vergleich zu einem negativen Wert ein stabileres Verhalten für seltenere Wiederkehrperioden aus.

In der Abbildung 5.2 ist der Parameter k aus den beiden Schätzmethoden, ML und PWMs, für den Kontroll- und Projektionszeitraum dargestellt. Auch hier ist deutlich zu erkennen, dass vorwiegend positive Formparameter vorliegen und dass im Zeitraum A1B mehr Gitterpunkte positive Werte aufweisen als im Zeitraum C20. Generell ist die Lage der Bereiche mit positiven/negativen Werten innerhalb der jeweiligen Zeiträume ähnlich. Die unterschiedliche Verteilung zwischen den Zeiträumen ist nachvollziehbar, da zur Berechnung des Parameters verschiedene Stichproben als Grundlage dienten. Auffallend ist, dass negative Werte vor allem im Bereich der Ausläufer der Alpen zu finden sind. Des Weiteren verdeutlicht die Abbildung, dass die Ergebnisse aus der ML Methode glatter sind, das heißt geringere räumliche Gradienten aufweisen im Vergleich zur PWMs (siehe auch Abbildung 5.3).

Abbildung 5.3 zeigt die Differenz der Böengeschwindigkeit aus den beiden Zeiträume, A1B und C20, normiert auf den Kontrollzeitraum C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren. Alle vier Schätzmethoden sind dargestellt. Die Ähnlichkeit zwischen der maximalen Wahrscheinlichkeitsmethode und der Momentenmethode beziehungsweise zwischen der wahrscheinlichkeitsgewichteten Momentenmethode und der L-Momentenmethode ist auch hier sehr gut zu sehen. Dies verdeutlichen nicht nur die Gebiete gleicher Zu-/Abnahme der Geschwindigkeiten, sondern auch die ausgeblendeten Gitterpunkte, an denen das Vorzeichen des Formparameters zwischen den beiden Zeiträumen wechselt (siehe Kapitel 5.2).

Die Ergebnisse aus der ML und MOM sind deutlich homogener als die der beiden anderen Methoden. Insgesamt ist zu erkennen, dass die Lage der Gebiete mit Zu- und Abnahme in allen vier Teilabbildungen nahezu identisch sind. Leichte Differenzen zeigen sich bei der ML und MOM in der Ausdehnung der Maxima und ihrer Stärke. Diese unterschiedlichen Ergebnisse bei gleichem zugrunde liegenden Datensatz zeigen die Sensitivität der Ergebnisse auf die verwendeten statistischen Methoden, die alle häufig angewendet werden. So ist beispielsweise bei Anwendung der ML in der Zukunft eine stärkere Zunahme der Windgeschwindigkeiten an der Nordseeküste zu erwarten, während die Verwendung der MOM

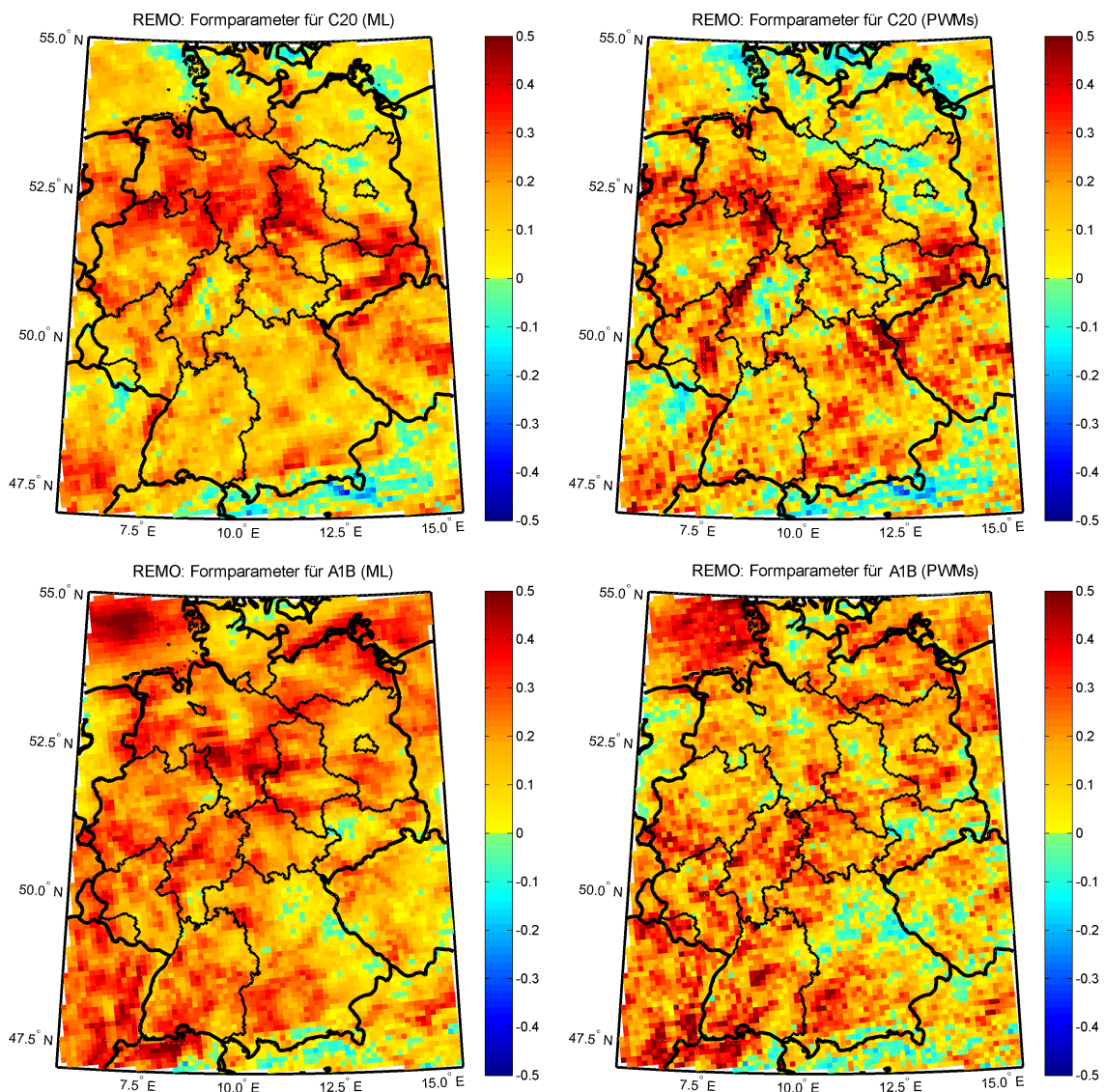


Abbildung 5.2: Formparameter k für die beiden Zeiträume C20 (oben) und A1B (unten), berechnet mit Hilfe der ML (links) und PWMs (rechts).

auf den selben Datensatz eine größere Zunahme im Norden von Sachsen-Anhalt und in Oberfranken berechnet. Zwischen den beiden Schätzern ML und PWMs dagegen gibt es noch größere Unterschiede. Während die ML an der Nordseeküste, östlich von Hamburg, bei Darmstadt und Eisenach eine größeren Anstieg der Werte bestimmt (Differenzen bis zu 5%), kommt es bei der PWMs in anderen Bereichen (Fichtelgebirge, Stralsund, westliche Grenze zu Hessen, Emsland und dem Gebiet zwischen Osnabrück und Magdeburg) zu einer stärkeren Zunahme (Differenzen bis zu 6%). Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen, bestimmt durch die PWMs und LM, sind dagegen vernachlässigbar ($< 0,1\%$). Eine weiterführende Diskussion der Abbildung, die die Ergebnisse der ML Methode zeigt, findet sich in Kapitel 7.1.

Wie Untersuchungen gezeigt haben, ergeben sich für alle Parameterschätzverfahren vorwiegend positive Formparameter an den einzelnen Gitterpunkten (beispielsweise ML:

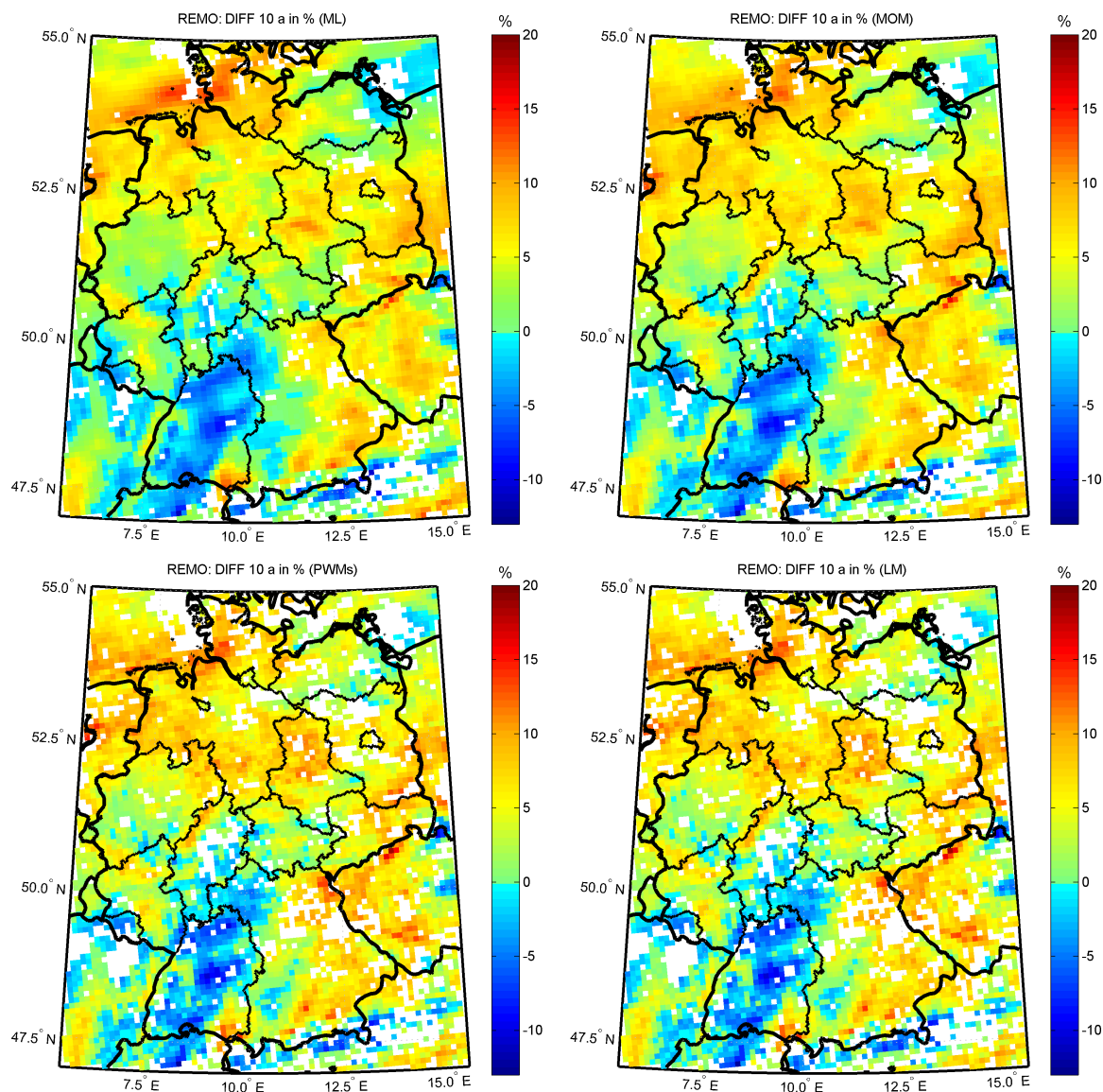


Abbildung 5.3: Relative Änderung der mit REMO berechneten Windgeschwindigkeit (A1B–C20) normiert auf den Zeitraum C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren berechnet für alle vier Methoden. Die Ergebnisse für die ML und MOM sind oben, für die PWMs und LM unten abgebildet. Gitterpunkte, an denen sich das Vorzeichen des Formparameters k zwischen den beiden Zeiträumen ändert, bleiben unberücksichtigt.

C20 \sim 93%, A1B \sim 97%). Die meisten positiven Werte entstehen bei Anwendung der ML, was für ihre Verwendung spricht, da somit ein Anstieg zu beliebig hohen Windgeschwindigkeiten unwahrscheinlicher erscheint. Des Weiteren zeigen die Auswertungen mit der ML die geringste Sensitivität bezüglich der zugrunde liegenden Werte. So weist diese Methode im Vergleich zu den anderen die wenigsten Vorzeichenwechsel des Formparameters zwischen beiden Zeiträumen an einem Gitterpunkt auf (ML: 8%, MOM: 9%, PWMs: 19%, LM: 21%). In Anbetracht dessen, dass Winterstürme großskalige Ereignisse sind, erscheint auch die homogenere Darstellung, die aus der ML resultiert, realistischer. Besonders die PWMs und die LM weisen vereinzelt starke Gradienten zwischen zwei aneinander grenzenden Git-

terpunkten auf. Da sich die Ergebnisse von ML und MOM beziehungsweise von PWMs und LM sehr ähneln, werden die MOM und LM weiterhin nicht mehr verwendet. Somit wird für die nachfolgenden Auswertungen der Wiederkehrperiode vorwiegend die ML angewandt.

5.2 Verteilungsfunktionen für Klimarechnungen des globalen Modells ECHAM5/MPI-OM

Aus Klimarechnungen des globalen Modells ECHAM5/MPI-OM werden an ausgesuchten Gitterpunkten die Verteilungsfunktionen zwischen den Windgeschwindigkeiten und den Wiederkehrperioden genauer untersucht, um die Einflüsse verschiedener Faktoren wie Formparameter, Schwellenwert und Schätzmethode genauer zu verstehen. Infolge stark auftretender Gradienten wurde hier das globale Modell gewählt. Aufgrund der sehr groben Auflösung des Modells werden nur mittlere Geschwindigkeiten und nicht wie bei den regionalen Modellen Böengeschwindigkeiten ausgegeben. Als erstes werden die Ergebnisse mit der ML Methode vorgestellt.

In Abbildung 5.4 ist die normierte Differenz der Windgeschwindigkeiten zwischen den zwei Zeiträumen (A1B–C20, normiert auf C20) für eine Wiederkehrperiode von 50 Jahren dargestellt. Eine deutliche Zunahme ist im mittleren Teil Deutschlands zu erkennen, die allerdings mit einem starken Gradienten Richtung Süden verbunden ist, deren Ursache im Nachfolgenden genauer untersucht wird. In Tabelle 5.1 sind einige der Werte bei 51°N (Zunahme) und 49°N (Abnahme) zusammengestellt.

Zunächst werden die Tagesmaxima der mittleren maximalen Windgeschwindigkeit für den Projektionszeitraum A1B an den benachbarten Gitterpunkten 51°N/11°O (dunkelrot) und

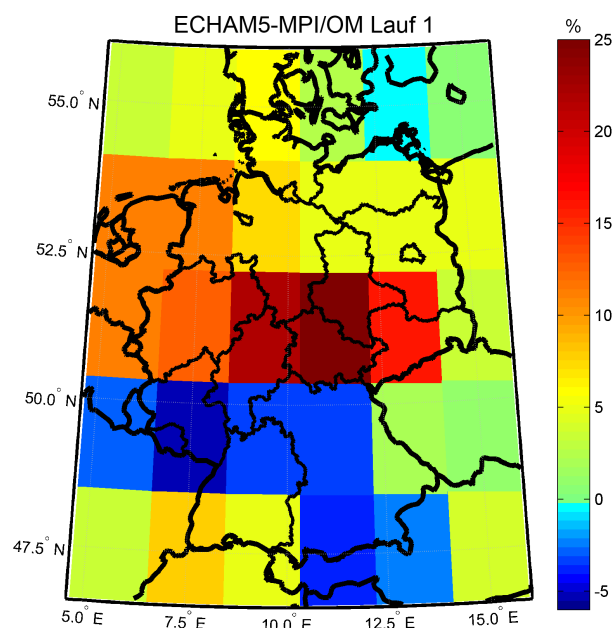


Abbildung 5.4: Relative Änderung der Windgeschwindigkeiten (A1B–C20) normiert auf C20 für eine Wiederkehrperiode von 50 Jahren (ML) nach Klimaprojektionen mit ECHAM5-MPI/OM .

Tabelle 5.1: Relative Änderung der Windgeschwindigkeit (WG) für eine Wiederkehrperiode von 50 Jahre an einigen Gitterpunkten (GP) mit den Koordinaten ($^{\circ}\text{N}/^{\circ}\text{O}$) in m/s und normiert auf den Kontrollzeitraum [%]. Bei 51°N ergibt sich in der Zukunft eine Zunahme (oben), bei 49°N zeigen zwei Punkte eine Abnahme (unten) der mittleren maximalen Geschwindigkeit.

GP bei 51°N	9°O	11°O	13°O
Änderung der WG in m/s	3,31	3,82	2,57
Änderung der WG in %	21,62	24,79	15,93
GP bei 48°N	9°O	11°O	13°O
Änderung der WG in m/s	-0,49	-0,47	0,25
Änderung der WG in %	-3,29	-3,28	1,92

$48^{\circ}\text{N}/11^{\circ}\text{O}$ (blau) verglichen, um die Daten auf Ausreißer zu testen. Diese beiden Punkte wurden exemplarisch gewählt, da zwischen ihnen der größte Gradient auftritt (Abbildung 5.4). Es zeigt sich, dass die mittleren Geschwindigkeiten der beiden Gitterpunkte im Zukunftszeitraum A1B sehr nahe beieinander liegen ($51^{\circ}\text{N}/11^{\circ}\text{O}$: 5,2 m/s, $48^{\circ}\text{N}/11^{\circ}\text{O}$: 4,8 m/s). Das heißt, dass die mittleren Geschwindigkeiten bei $51^{\circ}\text{N}/11^{\circ}\text{O}$ um 8,2% größer sind als an dem südlicheren Gitterpunkt.

Abbildung 5.5 zeigt die Häufigkeitsverteilungen der 100 stärksten Windgeschwindigkeiten beziehungsweise Sturmereignisse des Zeitraums A1B an diesen beiden Gitterpunkten. Es wird deutlich, dass am südlicheren Gitterpunkt nur maximale Windgeschwindigkeiten bis 13,9 m/s auftreten, während am nördlicheren Gitterpunkt Geschwindigkeiten bis zu 17,4 m/s erreicht werden. Des Weiteren befinden sich nur 31 Ereignisse im Bereich zwischen 11,3 m/s bis 17,4 m/s für den südlichen Gitterpunkt, während sich am nördlichen alle

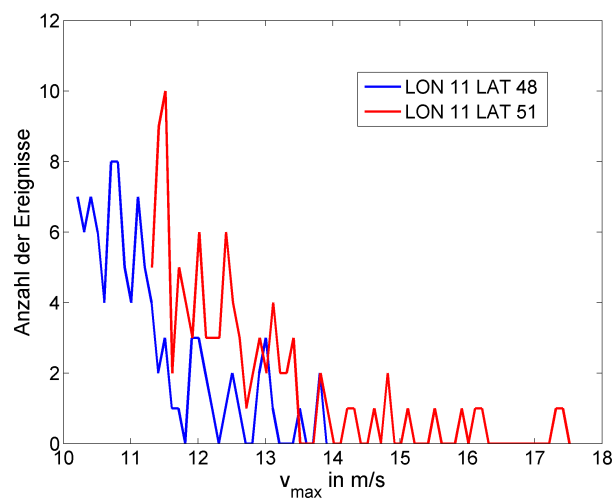


Abbildung 5.5: Häufigkeitsverteilung der 100 stärksten Windgeschwindigkeiten (Tagesmaxima) für einen Zeitraum von 2021 bis 2050 an den beiden Gitterpunkten $51^{\circ}\text{N}/11^{\circ}\text{O}$ (rot) und $48^{\circ}\text{N}/11^{\circ}\text{O}$ (blau) in m/s nach Klimaprojektionen mit ECHAM5-MPI/OM.

100 Ereignisse in dieser Spanne befinden. Somit ist der Anstieg beziehungsweise der Gradient zwischen den beiden diskutierten beziehungsweise anderen Gitterpunkten im Zeitraum A1B durch die zugrunde liegenden Winddaten bestimmt und nachvollziehbar. Das globale Klimamodell simuliert also in einem ähnlich strukturierten Mittelgebirgsraum.

In Abbildung 5.6 sind verschiedene Verteilungsfunktionen der Windgeschwindigkeiten für Wiederkehrperioden zwischen 1 und 100 Jahren für die Gitterpunkt aus Tabelle 5.1 in den beiden Zeiträumen dargestellt. Dieser Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Wiederkehrperiode wird auch als Gefährdungskurven bezeichnet. Dabei wurden unterschiedliche Schwellenwerte gewählt. Neben den 100 (schwarz) stärksten Ereignissen werden auch die Schwellenwerte der stärksten 80 (rot), 90 (grün), 110 (gelb) und 120 (blau) getestet. Links sind die Gitterpunkte, die alle Zunahme, und rechts die Gitterpunkte, von denen zwei vorwiegend eine Abnahme erwarten, abgebildet. In dem weiteren Kapitel liegt der Focus vor allem auf den Geschwindigkeiten mit einer Wiederkehrperiode von 50 Jahren (schwarzer senkrechter Balken), um die Unsicherheiten für seltene Wiederkehrperiode zu verdeutlichen.

In den Abbildungen 5.6a bis 5.6c tritt für die meisten Schwellenwerte ein Vorzeichenwechsel des Formparameters k zwischen den Zeiträumen C20 und A1B auf. Dadurch, dass hier der Parameter k im Kontrollzeitraum positiv und im Projektionszeitraum negativ ist, kommt es bei hohen Wiederkehrperioden zu sehr großen Differenzen. Dies ergibt sich daraus, dass bei positiven k -Werten die Funktion asymptotisch gegen einen maximalen Wert strebt, während sie bei negativen Werten unendlich ansteigt (siehe Kapitel 4.1.1). Die Differenzen werden für zunehmende Jährlichkeiten immer größer. Daher werden die Gitterpunkte im Modellgebiet, bei denen der Formparameter zwischen den beiden Zeiträumen sein Vorzeichen wechselt, ausgeblendet. Dies kann nicht durch Nullsetzen von k vermieden werden, da dabei aus der GPD die Exponentialverteilung resultiert. Kunz et al. (2008a) stellte fest, dass die Exponentialverteilung zu erheblichen Differenzen zwischen den beiden Verteilungsfunktionen führt, so dass hier die vollständige GPD verwendet werden muss.

Des Weiteren wurde der Einfluss des Schwellenwertes auf den Verlauf der Verteilungsfunktionen überprüft. Dabei zeigte sich, dass die Kurven für $k > 0$ im Vergleich zu $k < 0$ näher zusammenliegen. Das heißt, dass ein positives k bei unterschiedlichen Schwellenwerten ein stabileres Verhalten für eine hohe Wiederkehrperioden aufweist als ein negatives k . Für den Gitterpunkt $51^\circ\text{N}/13^\circ\text{O}$ ergibt sich beispielsweise bei einer Wiederkehrperiode von 50 Jahren eine Zunahme von 3,2 m/s (Schwellenwert 80) beziehungsweise 1,6 m/s (Schwellenwert 120). Der Anstieg ist somit bei einem Schwellenwert mit 80 Ereignissen doppelt so groß wie bei einem Schwellenwert mit 120. Am Gitterpunkt $51^\circ\text{N}/11^\circ\text{O}$ ist die Einfluss auf die Differenz nicht so gravierend (Schwellenwert 100: 3,8 m/s, Schwellenwert 110: 2,9 m/s). Ein einheitlicher Schwellenwert für alle Abbildungen ist nicht zu erkennen.

Abbildung 5.7 vergleicht die Verteilungsfunktionen der Windgeschwindigkeiten im Abhängigkeit von der Wiederkehrperiode an zwei Gitterpunkten für die ML und PWMs Methode. Nach allen vier Darstellungen ist in der Zukunft mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeiten zu rechnen. Wie auch weitere Untersuchungen gezeigt haben (nicht gezeigt), reagiert die PWMs sehr viel sensibler auf die Wahl des Schwellenwertes. So sind

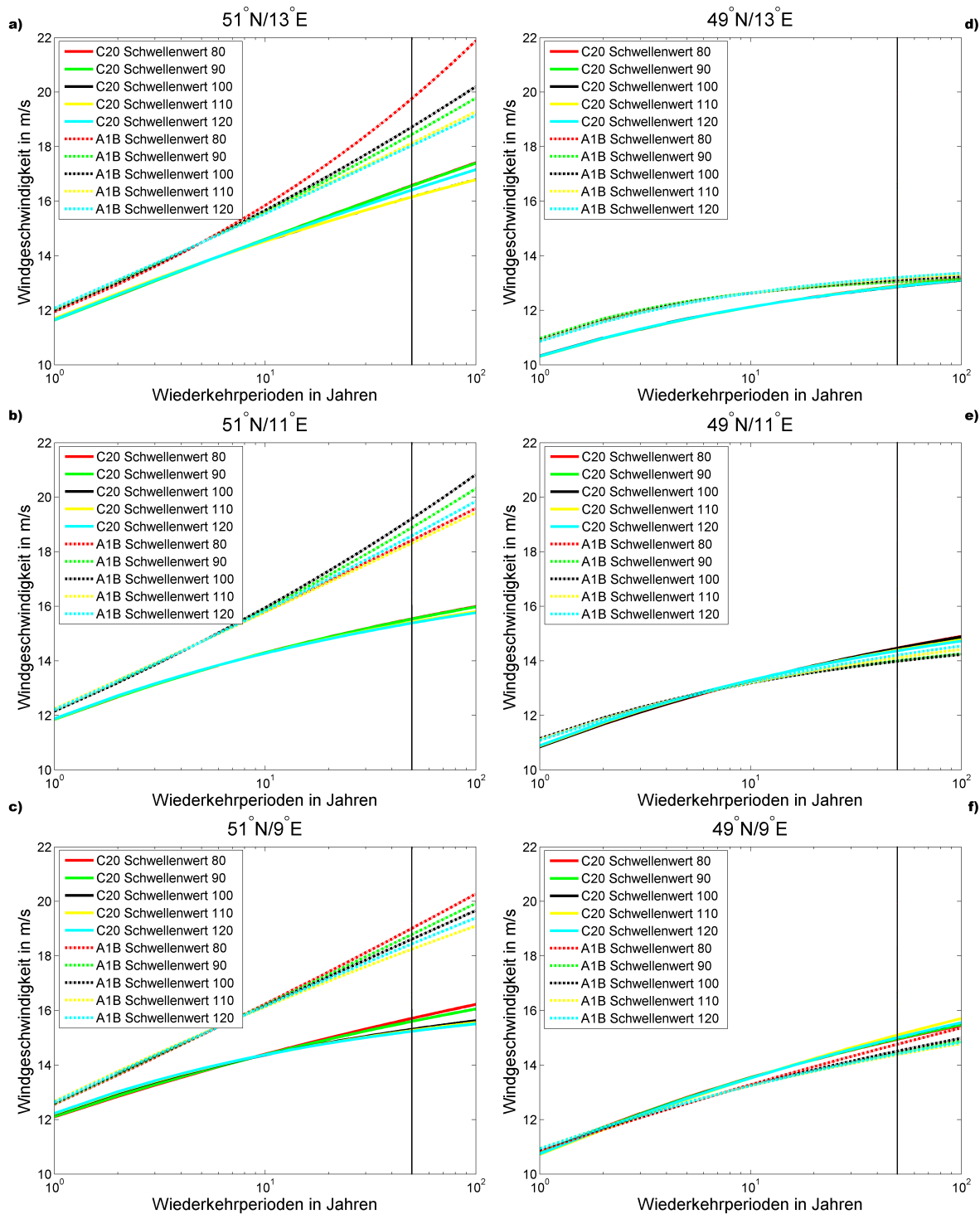


Abbildung 5.6: Verteilungsfunktion der Windgeschwindigkeiten für Wiederkehrperiode zwischen 1 und 100 Jahren an verschiedenen Gitterpunkten (ML). Links (a bis c) sind die Gitterpunkte aus Tabelle 5.1 bei 51°N und rechts (d bis f) die Gitterpunkte bei 48°N dargestellt. Der schwarze senkrechte Balken markiert eine Wiederkehrperiode von 50 Jahren. Die Verteilungsfunktionen sind für die beiden Zeiträume (A1B, C20) unter der Berücksichtigung verschiedener Schwellenwerte (80, 90, 100, 110, 120) abgebildet.

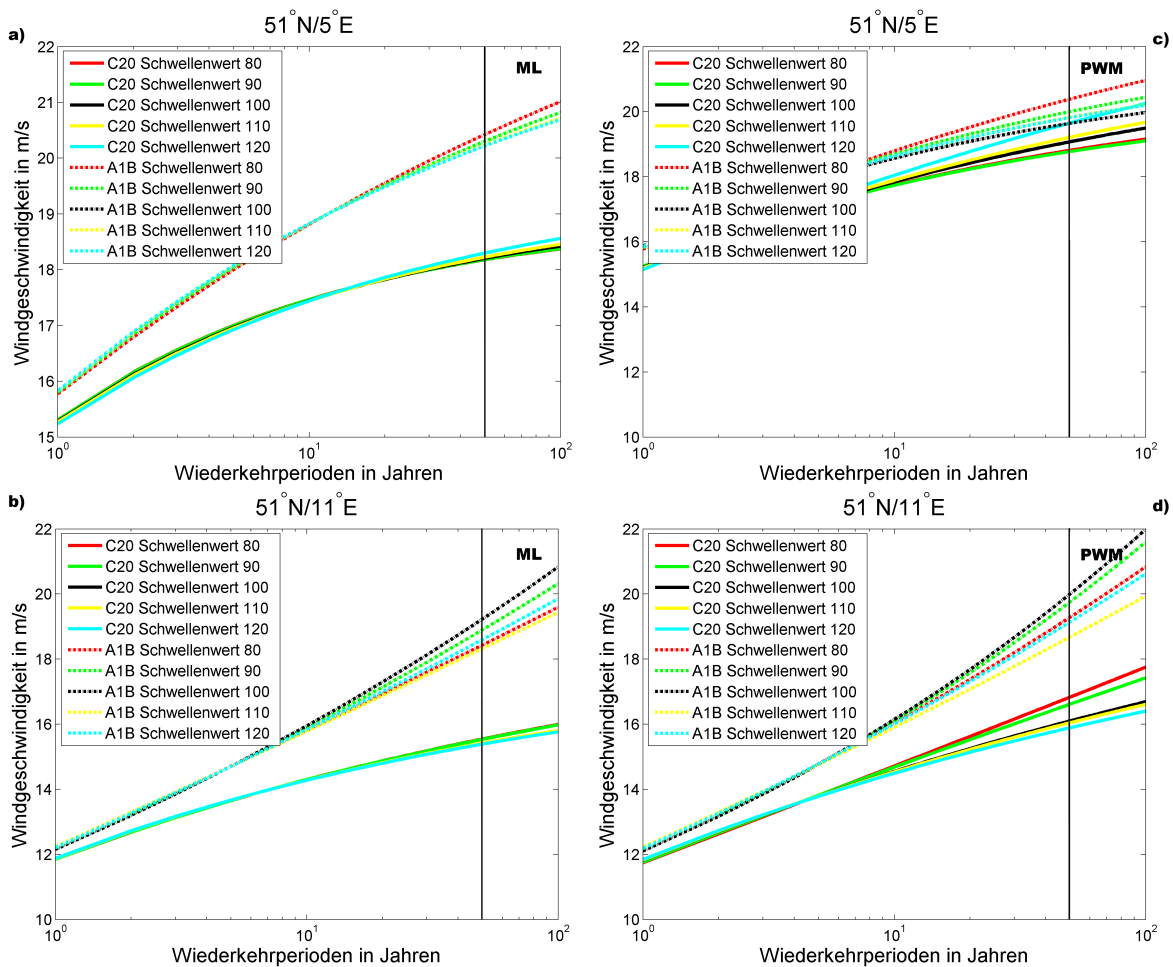


Abbildung 5.7: Verteilungsfunktionen zwischen Wiederkehrperiode (1 bis 100 Jahre) und Windgeschwindigkeiten an verschiedenen Gitterpunkten für verschiedene Schwellenwerte. (a) und (b) wurden mit der ML und (c) und (d) mit der PWMs Methode bestimmt.

die Unterschiede bei positivem Formparameter für die PWMs wesentlich größer als bei der ML. Bei $k < 0$ werden die Unsicherheiten noch größer. Für die ML ergibt sich für C20 am Gitterpunkt $51^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{O}$ bei unterschiedlichen Schwellenwerten eine Spannweite der Unsicherheiten von $0,1 \text{ m/s}$, während es bei der PWMs $0,9 \text{ m/s}$ sind. Bei beiden ist k größer Null. Werden allerdings die Ergebnisse aus der unterschiedlichen Größe der Stichprobe für jeden Gitterpunkt gemittelt, fallen die Differenzen der Windgeschwindigkeiten zwischen den beiden Zeiträumen (C20 und A1B) bei der PWMs trotz großer Streuung kleiner aus als bei einem festen Schwellenwert. Diese Methode wird in der weiteren Auswertung nicht in Betracht gezogen, da vorwiegend positive Formparameter auftreten, bei denen k für die ML mit verschiedenen Schwellenwerten ein relatives stabiles Verhalten aufweist und somit der erhöhte Rechenaufwand der unterschiedlichen Schwellenwerte nicht gerechtfertigt ist. Auch im Folgenden werden deshalb an jedem Gitterpunkt weiterhin die 100 stärksten Ereignisse als Stichprobe für die Statistik verwendet.

Zusammenfassend lässt sich durch diese Untersuchung folgern, dass der Formparameter und die Wahl des Schwellenwertes für hohe Wiederkehrperioden Unsicherheiten hervorru-

fen. Die Ergebnisse sind bei einem positiven Formparameter k stabiler als bei einem negativen. Auch bei unterschiedlichen Schwellenwerten ergeben sich für positive k weniger Unsicherheiten. In Kapitel 5.1 wurde bereits darauf hingewiesen, dass überwiegend positive Werte für den Formparameter zu erwarten sind. Des Weiteren muss darauf geachtet werden, dass Gitterpunkte, an denen ein Vorzeichenwechsel des Parameter k zwischen beiden Zeiträumen auftritt, nicht berücksichtigt werden. Darüber hinaus haben die diskutierten Sensitivitätsanalysen gezeigt dass die ML Methode das am besten geeignete Verfahren zur Bestimmung der freien Parameter der GPD ist, da ihre Ergebnisse für hohe Jährlichkeiten am stabilsten sind.

Kapitel 6

Vergleich von Perzentilwerten der Klimamodelle im Kontrollzeitraum

In diesem Kapitel werden verschiedene Perzentile der Windgeschwindigkeiten an jedem einzelnen Gitterpunkt des Untersuchungsgebiets analysiert, um die Variabilität und Vergleichbarkeit der verwendeten Modelle (siehe Kapitel 3.1.1) sowie deren Besonderheiten abschätzen zu können. Dabei beziehen sich die Untersuchungen ausschließlich auf den Zeitraum C20 über das ganze Jahr.

6.1 Vergleich unterschiedlicher Perzentile aus dem regionalen Modell REMO

Ein Perzentil teilt eine Verteilung entsprechend ihrer Rangfolge in 100 gleich große Teile, das heißt 1%-Segmente, ein. Wird von einem 95% Perzentil gesprochen, liegen 95% der Ereignisse unterhalb des Perzentilwerts. In Abbildung 6.1 ist die Häufigkeitsverteilung von verschiedenen Perzentilen (95%, 98%, 99%) der Böengeschwindigkeiten für alle Gitterpunkt im Untersuchungsgebiet ($GP = \sum 6501$) des regionalen Klimamodells REMO dargestellt. Die Gitterpunkte wurden als Punkte in den Alpen, in Tälern, an Küsten und im Mittelgebirge klassifiziert. Wie zu erwarten, verschiebt sich die Kurve für größere Perzentile zu höheren Werten, wobei die Kurve flacher und breiter wird. Dies verdeutlicht auch Tabelle 6.1, in der unter anderem Mittelwert, Median und Standardabweichung (Std) der einzelnen Perzentile angegeben sind. Des Weiteren sind in der Tabelle die maximalen beziehungsweise minimalen Perzentilwerte und die mittlere Anzahl der Ereignisse aufgeführt. Letztere gibt an, wie viele Ereignisse der Zeitreihe an einem Gitterpunkt den Schwellenwert überschreiten.

Vergleicht man Abbildung 6.1 mit einer flächenhaften Darstellung (zum Beispiel Abbildung 6.3a), können einzelne Bereiche der Häufigkeitsverteilung bestimmten Gebietscharakteristika zugeordnet werden. Folgende Einteilung bezieht sich auf das 95% Perzentil: Gitterpunkte mit einem Perzentilwert von maximal 17 m/s liegen ausschließlich in den Tälern, dies betrifft vor allem das Rheintal. Werte größer als 25 m/s sind nur in Bereichen der Alpenausläufer zu finden. Die Perzentilwerte zwischen 21 – 25 m/s treten an den Küsten und im höher gelegenen Mittelgebirge auf, wobei über der Nordseeküste ein 95% Perzentil von

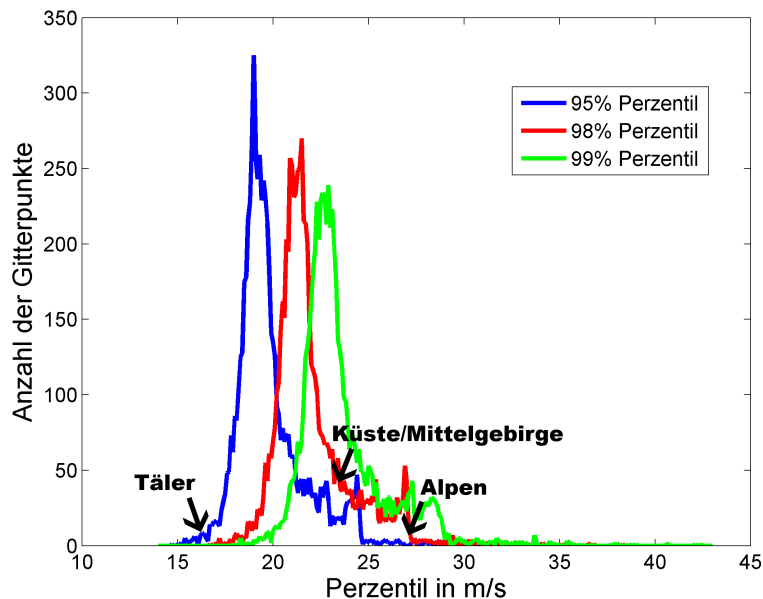


Abbildung 6.1: Häufigkeitsverteilung verschiedener Perzentile (95%, 98%, 99%) der Böengeschwindigkeiten für jeden Gitterpunkt im Untersuchungsgebiet in REMO.

~ 23 m/s vorherrschend ist.

An dieser Stelle sei nochmals betont, dass zur Bestimmung der GPD als Schwellenwert kein Perzentilwert, sondern die 100 stärksten Ereignisse gewählt werden. Aus Tabelle 6.1 ist am Mittel der Ereignisse pro Gitterpunkt zu sehen, dass dies etwa einem 98 – 99% Perzentil entspricht.

6.2 Vergleich des 95% Perzentils für verschiedene Modelle

In diesem Kapitel wird nur das 95% Perzentil der Windgeschwindigkeiten für die regionalen Klimamodelle REMO, CLM-KL und CLM-ERA40 und das globale Modell ECHAM5-MPI/OM untersucht. In Abbildung 6.2 ist die relative Häufigkeit des Perzentils für die regionalen Modelle abgebildet. Das globale Modell ECHAM5-MPI/OM wurde, da nur 30 Git-

Tabelle 6.1: Statistische Kennzahlen zu den verschiedenen Perzentilen in Abbildung 6.1 für REMO.

Perzentil	95%	98%	99%
Max [m/s]	33,02	38,32	42,41
Min [m/s]	14,69	16,72	17,92
Mittel [m/s]	19,86	22,06	23,60
Median [m/s]	19,40	21,50	22,98
Std [m/s]	1,87	2,11	2,29
Ereignisse pro GP (Mittel)	~ 326	~ 157	~ 87

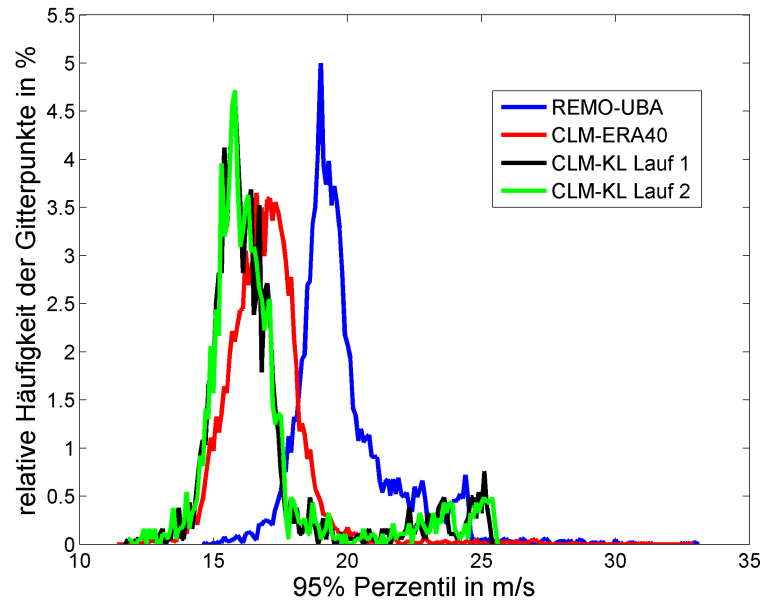


Abbildung 6.2: Vergleich der relativen Häufigkeit des 95% Perzentils in m/s für verschiedene regionale Modelle.

terpunkte im Untersuchungsgebiet liegen, nicht abgebildet. Wie bereits im vorherigen Kapitel angesprochen, lassen sich auch hier die Bereiche bestimmten orografischen Gegebenheiten zuordnen. Die dazugehörigen Werte wie Mittelwert, Median, Standardabweichung, Maximum, Minimum und Ereignisse an einem Gitterpunkt (Mittelwert) sind in Tabelle 6.2 zusammengefasst. In Abbildung 6.3 sind die Perzentilwerte der vier Läufe als Karten für das gesamte Untersuchungsgebiet dargestellt.

Beide Abbildungen zeigen, dass REMO im Durchschnitt die größten Perzentilwerte aufweist (Mittelwert: 19,9 m/s). Die maximalen Werte des CLM-ERA40 (32,9 m/s) sind allerdings fast genauso groß wie die von REMO (33,0 m/s). In Abbildung 6.3a und 6.3c ist zu sehen, dass bei beiden Modellen die größten Werte im Bereich der Alpenausläufer zu finden sind. Da beim CLM-ERA40 (Σ 7311 GP) ein Teil des Gebietes fehlt, vor allem die Küsten und Norddeutschland, kann der Mittelwert nur eingeschränkt mit den anderen Modellen verglichen werden (16,9 m/s). Trotzdem ist deutlich, dass im Mittel das 95% Perzentil des

Tabelle 6.2: Statistische Kennzahlen für die 95% Perzentile der verschiedenen Modelle in Abbildung 6.3.

Modell	REMO-UBA	CLM-KL 1	CLM-KL 2	CLM-ERA40	ECHAM5
Max [m/s]	33,02	25,28	25,48	32,88	18,04
Min [m/s]	14,69	11,78	11,81	11,83	3,81
Mittel [m/s]	19,86	16,78	16,83	16,92	8,97
Median [m/s]	19,40	16,09	16,13	16,88	8,71
Std [m/s]	1,87	2,52	2,57	1,50	3,80
Ereignisse pro GP	~ 326	~ 328	~ 325	~ 301	~ 330

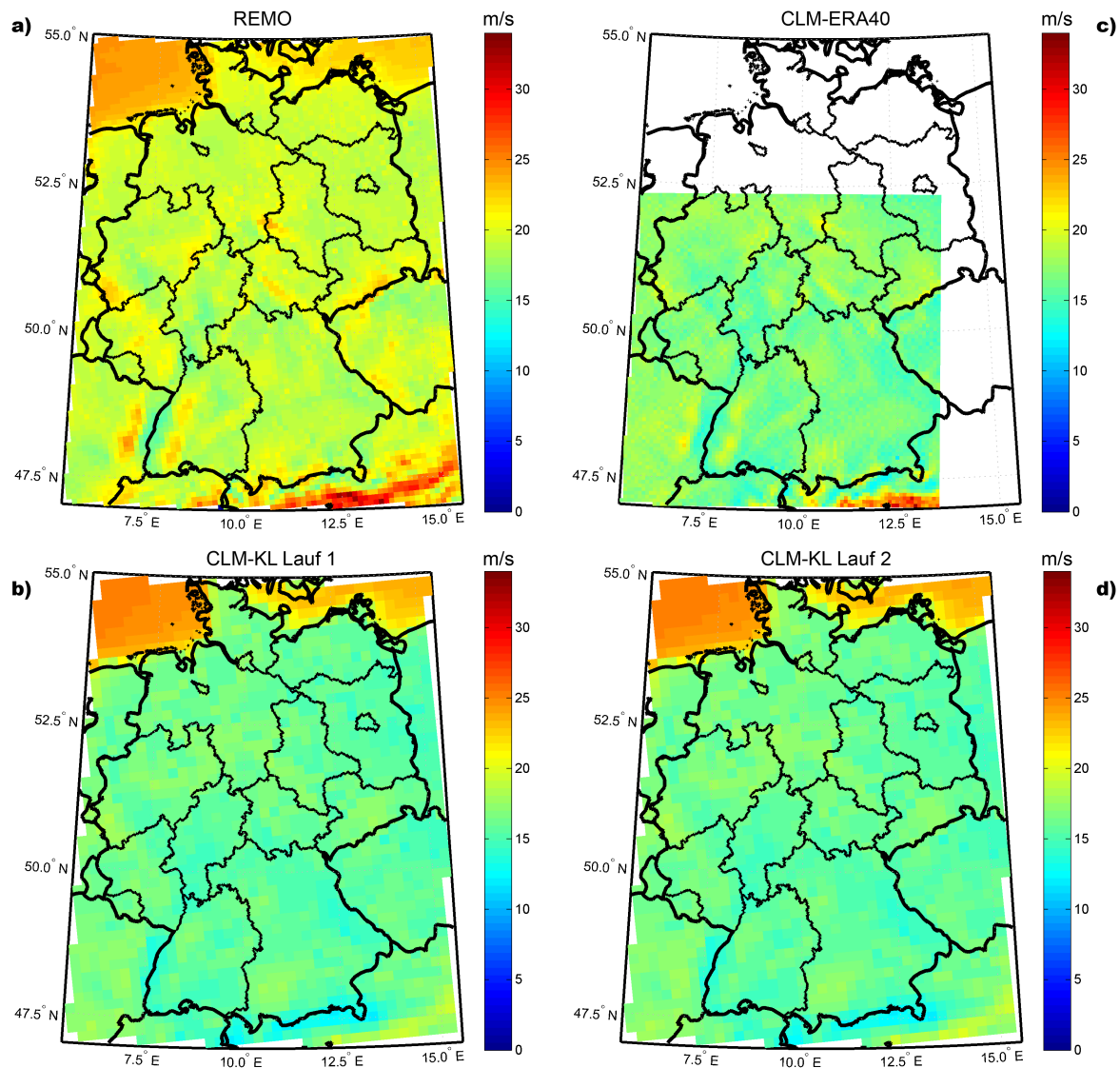


Abbildung 6.3: 95% Perzentil für verschiedene regionale Klimamodelle (a) REMO, (b) CLM-KL Lauf 1, (c) CLM-ERA40 und (d) CLM-KL Lauf 2 für die Ereignisse zwischen 1971 und 2000.

mit den Reanalysedaten angetriebenen Modells um etwa 3 m/s niedriger ist als das von REMO. Durch das Fehlen der Datensätze an den Küstengebieten fällt in Abbildung 6.2 die Häufigkeit der Perzentile (rot) sehr schnell in Richtung hoher Werte ab und es ist kein zweites Maximum zu erkennen.

Insgesamt geben beide Modelle sehr gut die orografischen Einflüsse auf das Windfeld insbesondere die Verstärkung über den Mittelgebirgen (siehe auch Whiteman und Doran, 1993, oder Hofherr und Kunz, 2008) wieder, wobei das CLM-ERA40 durch seine etwas höhere Auflösung (~ 7 km) genauer ist. Die Lage des Rheintals mit den niedrigsten Werten (REMO: 14,7 m/s, CLM-ERA40: 11,83), eingerahmt durch die Vogesen im Westen und den Schwarzwald im Osten (REMO: ~ 23 m/s, CLM-ERA40: ~ 20 m/s) sind deutlich zu erkennen.

Der durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten der beiden Konsortialläufe CLM-KL (Σ 1844 GP) liegen dagegen noch niedriger als der der bereits genannten Modelle (Lauf 1:

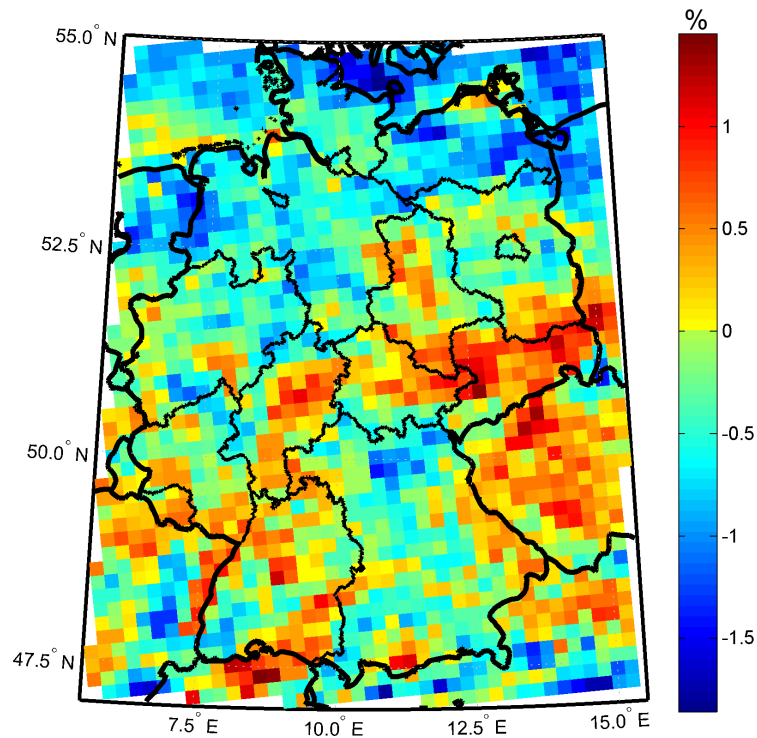


Abbildung 6.4: Differenz (Lauf 1 – Lauf 2, relativ zu Lauf 1) des 95% Perzentil der Böengeschwindigkeiten der beiden CLM-KL Läufe in %.

16,8 m/s, Lauf 2: 16,8 m/s). Allerdings decken sich die zwei Kurven der beiden Läufe in Abbildung 6.2 weitestgehend. Die Differenzen des Mittelwertes, des Maximums und Minimums sind kleiner als 1%. Auch Abbildung 6.3b und 6.3d erscheinen auch aufgrund der gewählten Farbskala fast identisch. In Abbildung 6.4 sind daher die Differenzen zwischen Lauf 1 und Lauf 2 dargestellt. Man erkennt, dass im Norden (nördlich von 52°) Lauf 2 leicht größere Perzentilwerte berechnet, während Lauf 1 eher im Süden größere Werte liefert (vor allem in Sachsen, Hessen und Baden-Württemberg). Allerdings sind diese Unterschiede sehr klein (-2 bis 1,5%). Diese geringen Unterschiede können bereits durch kleine Änderungen am Rand des Modellgebiets entstehen.

Obwohl der Mittelwert der Perzentilwerte der CLM-KL Läufe im Vergleich zu REMO circa 3 m/s kleiner ist, erreicht das 95% Perzentil beider Läufe in der Nord- und Ostsee ähnlich hohe Werte wie in REMO. Beziehungsweise ist es sogar leicht größer (21 – 25,5 m/s). Die Windgeschwindigkeiten in den Alpenrändern werden anscheinend unterschätzt (maximal ~ 20 m/s). So liegen die Maximalwerte hier nicht im Bereich der Alpenausläufer, wie es bei den anderen beiden regionalen Modellen der Fall ist, sondern über dem Ozean. Daher sind die Maximalwerte des Konsortialläufe schwer mit denen anderer Modelle vergleichbar.

Die Alpen sind in REMO mit einer maximalen Höhe von 3.160 m (Untersuchungsgebiet - UG: 2.700 m), in CLM-ERA40 mit 3.070 m (UG: 2600 m) und in CLM-KL mit 2.860 m (UG: 2.050 m) repräsentiert. In der Realität ist der höchste Punkt der Alpen mit 4.810 m der Mont Blanc an der Grenze zwischen Frankreich, Schweiz und Italien. Der höchste Punkt im Untersuchungsgebiet ist die Zugspitze mit fast 3.000 m. Somit können die geringen Windgeschwindigkeiten in den Alpen zum Teil auf die geringe Auflösung des CLM-KL (~ 18 km)

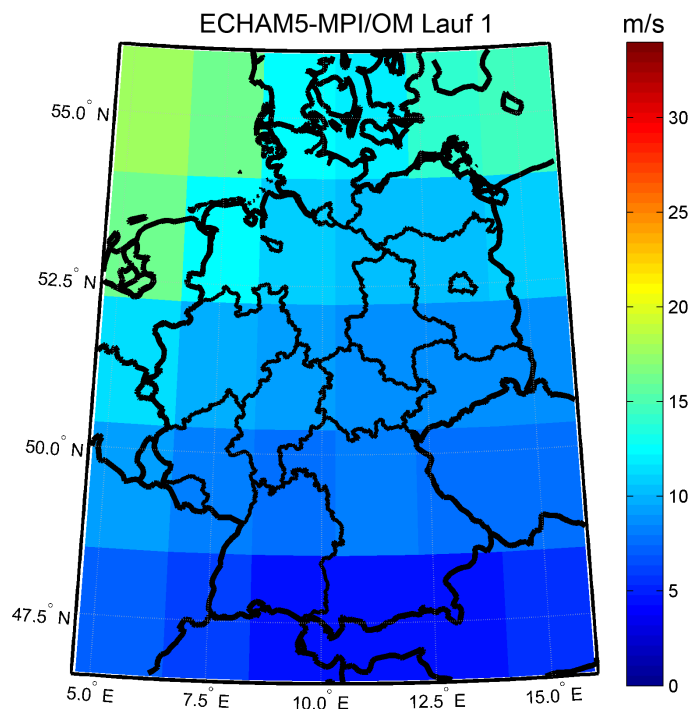


Abbildung 6.5: 95% Perzentil der mittleren maximalen Windgeschwindigkeit für das globale Modell ECHAM5-MPI/OM.

zurückgeführt werden. Die generell niedrigen Geschwindigkeiten im CLM-KL können teilweise auf die Böenparametrisierung mit dem empirischen Böenfaktoren zurückgeführt werden.

In Abbildung 6.5 ist das 95% Perzentil der mittleren maximalen Windgeschwindigkeit (hier keine Böenwerte) für das globale Modell ECHAM5-MPI/OM dargestellt, das eine räumliche Auflösung von etwa 180 km hat. Nur 30 Gitterpunkte befinden sich im Untersuchungsgebiet. Ein Gitterpunkt umfasst somit ein Gebiet von etwa 32.000 km². Aufgrund der Größe einer Gitterzelle unterschätzt das globale Modell die Windgeschwindigkeiten stark. Der Einfluss der Alpen wird praktisch nicht wiedergegeben, da das Modell die Alpen nur mit einer maximalen Höhe von 600 m berücksichtigt. Der Mittelwert des 95% Perzentil für 47,5°N liegt bei 4,5 m/s, wobei die maximale beziehungsweise minimale mittlere Windgeschwindigkeit 12,5 m/s beziehungsweise 0,4 m/s beträgt. Nach Norden hin nehmen die Windgeschwindigkeiten zu. Der maximale Perzentilwert an der Nordseeküste mit 18,0 m/s ist kleiner als der Durchschnittswert des 95% Perzentils in REMO. Die größten Windgeschwindigkeiten im globalen Modell für den Zeitraum C20 liegen bei etwa 28 m/s. Das entspricht nach der Beaufortskala einem Wert 10, somit nur einem schweren Sturm.

Diese Ergebnisse decken sich mit der Arbeit von Pinto et al. (2007, vgl. Abbildung 3c), in der das 98% Perzentil aus allen drei Läufen des ECHAM5-MPI/OM als Ensemblemittel bestimmt wurde. Auch hier nimmt das Perzentil nach Norden hin zu, wobei im Bereich der Alpen maximal ein 98% Perzentilwert von 6 m/s auftritt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass im Durchschnitt aus den REMO Daten die höchsten Perzentilwerte folgen. Sowohl REMO als auch CLM-ERA40 sind sehr gut in der Lage, die

Orografie in den Winddaten widerzuspiegeln. Leider deckt sich das Modellgebiet CLM-ERA40 nur zum Teil mit dem Untersuchungsgebiet, so dass ein direkter Vergleich schwer fällt. Das globale Modell ECHAM5-MPI/OM berechnet durch seine grobe Auflösung viel niedrigere Windgeschwindigkeiten, die nach Norden hin zunehmen, als die regionalen Modelle. Des Weiteren kann das Modell die Alpen nicht realistisch wiedergeben. Die CLM-KL Läufe liefern ebenfalls an den Alpenrändern viel zu niedrige Werte. Insgesamt verursachen auch sie niedrigere maximale Böengeschwindigkeiten als REMO oder CLM-ERA40, während sich über den Küstengebieten ähnliche Werte wie bei REMO ergeben.

Vergleicht man jedoch die Böengeschwindigkeiten mit den Messergebnissen (siehe Kapitel 8), wird festgestellt, dass alle Modelle inklusive REMO die Geschwindigkeiten unterschätzen.

Kapitel 7

Windgeschwindigkeiten bestimmter Wiederkehrperioden im Kontroll- und Projektionszeitraum

In diesem Kapitel werden Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperioden untersucht, das heißt Windgeschwindigkeiten mit einer Überschreitungshäufigkeit von 0,1 pro Jahr. Im ersten Teil werden die Geschwindigkeiten für eine Auftretenswahrscheinlichkeit von 10 Jahren für den Kontrollzeitraum C20 (1971–2000) und im zweiten Teil die Differenzen der 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten für den Kontroll- und Projektionszeitraum A1B (2021–2050) für verschiedenen Modelle miteinander verglichen. Ziel ist es, die Ergebnisse der Modelle hinsichtlich der Änderung des Sturmklimas zu vergleichen.

7.1 Windgeschwindigkeiten bestimmter Wiederkehrperioden im Kontrollzeitraum

Abbildung 7.1 zeigt, mit welchen maximalen Windgeschwindigkeiten innerhalb einer Periode von 10 Jahren für das Untersuchungsgebiet zu rechnen ist. Es werden nur die Windgeschwindigkeiten des Kontrollzeitraum C20 für die verschiedenen Modelle dargestellt. Um in den Abbildungen die Geschwindigkeiten in Deutschland abhängig von der Orografie besser miteinander vergleichen zu können, wurden die Farbskalen nach oben hin beschnitten, so dass allen Gitterpunkten mit einem Wert über 35 m/s der gleiche Farbwert zugewiesen wird. Davon sind vor allem die Punkte über dem Meer und den Alpen betroffen.

In Abbildung 7.2 sind die entsprechenden Häufigkeitsverteilungen zu den einzelnen Karten aus Abbildung 7.1 dargestellt. Anhand der Kombination aus beiden Darstellungen ist zu erkennen, dass die meisten Werte über dem Flachland, den Tälern und den Mittelgebirgsregionen zwischen 16,6 m/s und 35 m/s liegen. Die Werte zwischen 35 m/s und 59,2 m/s geben die Windgeschwindigkeiten über dem Meer (Maxima: REMO \sim 36 m/s, CLM-KL Lauf 2 \sim 37 m/s) und den Alpen (Maxima: REMO \sim 58 m/s, CLM-ERA40 \sim 59 m/s) wieder.

Wie bereits in Kapitel 6 gezeigt, wird deutlich, dass die Ergebnisse von REMO und CLM-

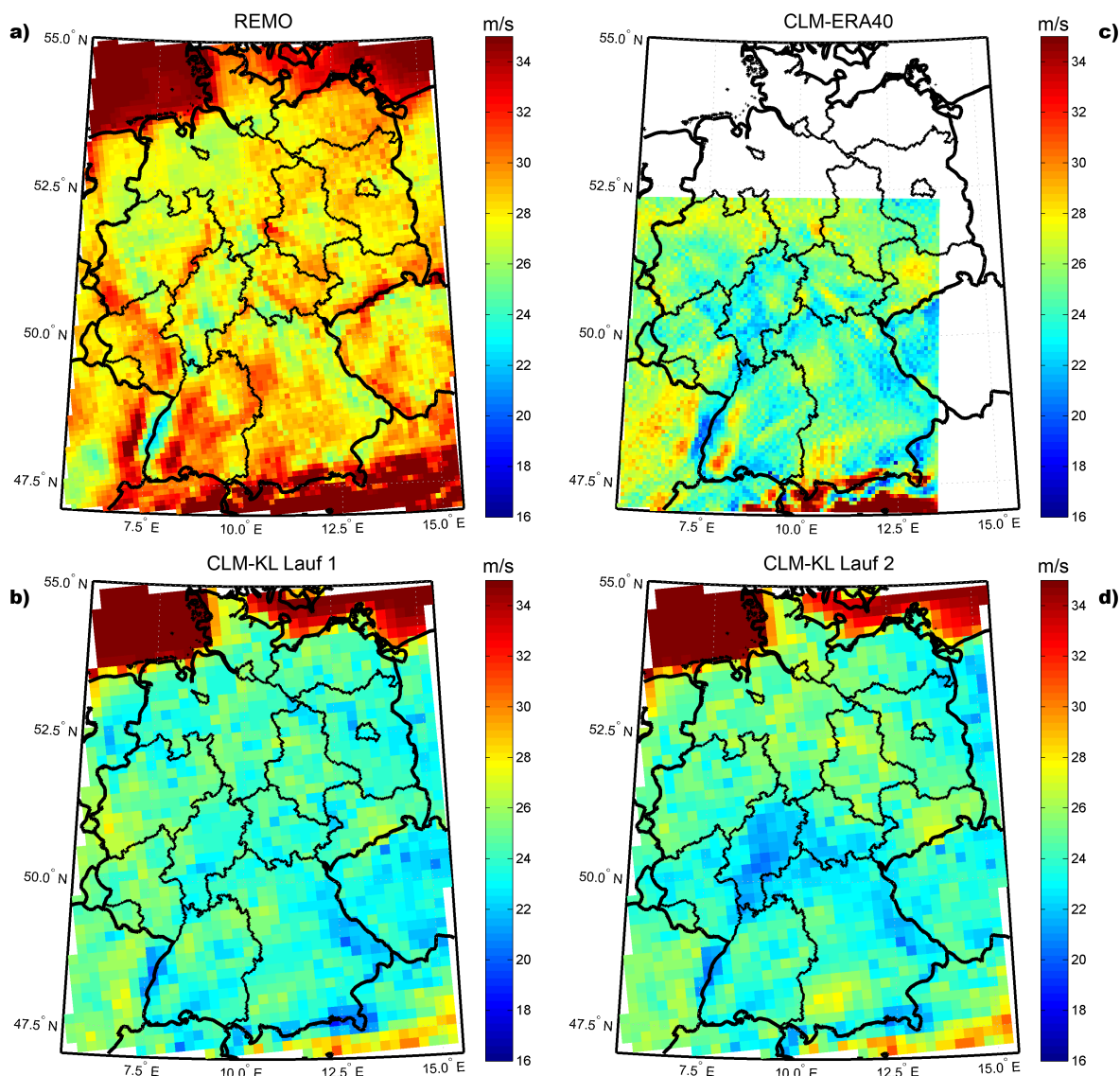


Abbildung 7.1: Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode für (a) REMO, (c) CLM-ERA40, (b) CLM-KL Lauf 1 und (d) Lauf 2 im Kontrollzeitraum (1971–2000) in m/s.

ERA40 (Abbildung 7.1a und 7.1c) dank der hohen räumlichen Auflösung die orografischen Einflüsse gut wiedergeben. Die Windgeschwindigkeiten erreichen auf den Bergen weit höhere Werte als in den Tallagen. So werden im Oberrheingraben niedrige Werte von REMO: ~ 22 m/s und CLM-ERA40: ~ 19 m/s, dagegen im Schwarzwald und Vogesen maximale Werte von REMO: ~ 37 m/s und CLM-ERA40: ~ 31 m/s berechnet.

Beim Vergleich der beiden Abbildungen 7.1a und 7.1c fällt auf, dass bei REMO im Durchschnitt viel höhere Böengeschwindigkeiten berechnet werden als bei CLM-ERA40, obwohl beide Modelle die gleiche interne Böenparametrisierung verwenden. Zum Beispiel sind beim CLM-ERA40 im Schwarzwald die Windgeschwindigkeiten um etwa 2 – 3 m/s niedriger als bei REMO. Außerdem berechnet es über dem Schwarzwald höhere Werte als über den Vogesen, während es bei REMO genau umgekehrt der Fall ist. Die Werte über dem Bayerischen Wald liegen bei CLM-ERA40 sogar circa um 3 – 4 m/s niedriger als bei REMO.

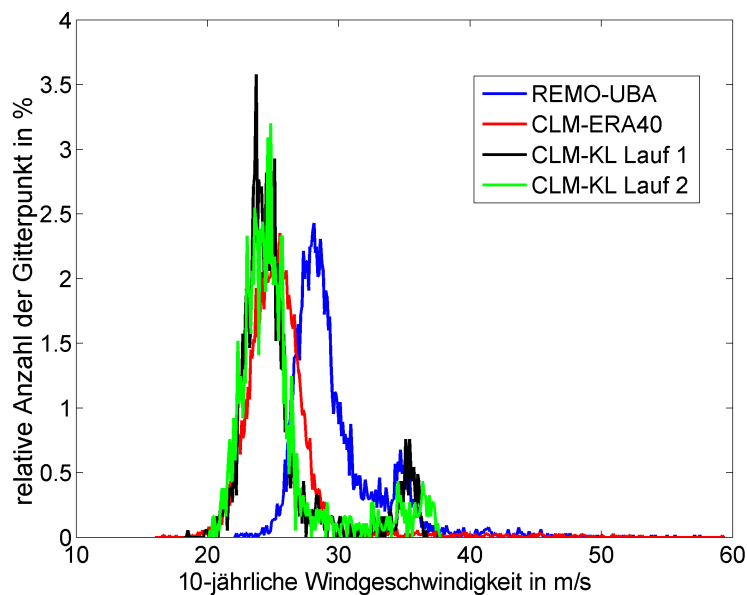


Abbildung 7.2: Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode für die regionalen Modelle im Kontrollzeitraum in m/s, vgl. Abbildung 7.1a bis 7.1d.

Dafür treten bei CLM-ERA40 die einzelnen Mittelgebirgszüge noch deutlicher hervor. Einzelne Täler mit niedrigen Windgeschwindigkeiten sind aufgrund der höheren Auflösung besser erfasst als bei REMO. Wie bereits in Kapitel 3.1.1 diskutiert, wurde das CLM-ERA40 mit ERA40-Reanalysedaten angetrieben. Somit sollte das Modell die Vergangenheit am besten wiedergeben. Wie allerdings in Kapitel 8 noch festgestellt wird, scheinen beide Modelle niedrigere Böengeschwindigkeiten zu berechnen als die meteorologische Beobachtungen an SYNOP-Stationen zeigen.

Bevor die beiden bisher beschriebenen Modelle mit den Ergebnissen der Konsortialläufe CLM-KL verglichen werden, wird erst die relative Differenz zwischen den beiden CLM-KL Läufen untersucht (Abbildung 7.3). In der Abbildung sind klare Strukturen zu erkennen. So zeigt Lauf 1 über der Ostsee, Mecklenburg-Vorpommern, Nordrhein-Westfalen, Rheinlandpfalz, Saarland, Nordbayern, Hessen und im Norden von Baden-Württemberg höhere Geschwindigkeiten (positive Differenzen bis 11%), während beim Lauf 2 über der Nordsee, Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg, Sachsen und Südbayern höhere Werte resultieren (negative Differenzen bis 7%). Der einzige Unterschied zwischen diesen beiden Läufen ist der Antrieb durch das globale Modell ECHAM5-MPI/OM (Lauf 1 und Lauf 2). Durch einen unterschiedlichen Startzeitpunkt können sich im globalen Modell unterschiedliche dynamische Felder entwickelt haben, die einen Einfluss auf die Ergebnisse der Klimaszenarien und damit auch auf die regionalen Klimaprojektionen haben. Im Anhang B sind die 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten beider Zeiträume für den Lauf 1 und Lauf 2 des globalen Modells dargestellt. Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen den Ausgangsfeldern (ECHAM5-MPI/OM) und Ergebnissen der Konsortialläufe lässt sich allerdings nicht herstellen.

Aus dem Vergleich zwischen dem CLM-ERA40 und den beiden Läufen des CLM-KL kann

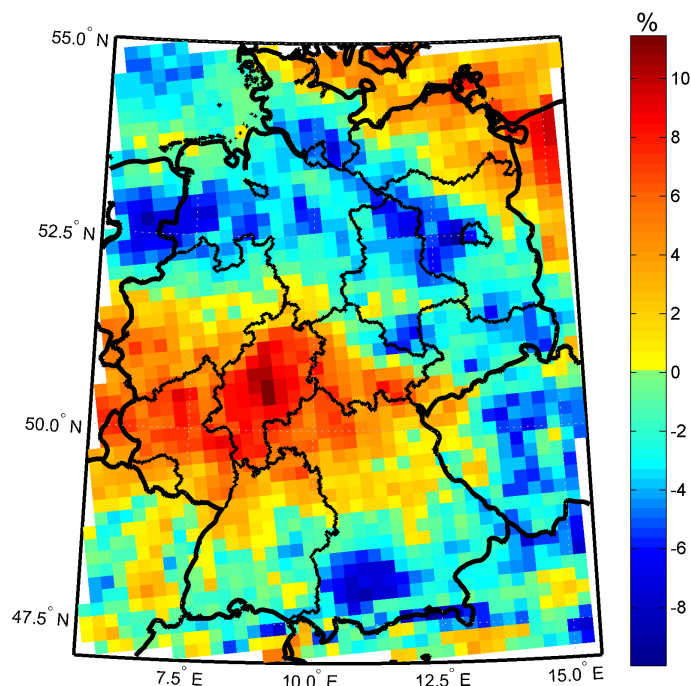


Abbildung 7.3: Relative Differenz der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode von CLM-KL (Lauf 1–Lauf 2, relativ zu Lauf 1) im Kontrollzeitraum in %.

keine generelle Schlussfolgerung bezüglich der Güte der Klimarechnungen gezogen werden. Erwartungsgemäß werden die hohen Werte der Böengeschwindigkeiten über den Mittelgebirgen auch hier vom CLM-KL aufgrund der geringen Auflösung nicht richtig erfasst. Die Windgeschwindigkeiten der 10-jährliche Wiederkehrperiode im CLM-KL ist über dem Schwarzwald zum Beispiel 4 – 6 m/s kleiner als im CLM-ERA40. Auch die Gitterpunkte in den Alpen weisen viel zu niedrige Werte auf (maximal 31 m/s). Beim CLM-ERA40 sind, wie bereits oben erwähnt, die Geschwindigkeiten fast doppelt so hoch. Dafür sind die Werte in den Tallagen teilweise ähnlich (zum Beispiel Rheintal im CLM-KL Lauf 1: ~ 20 m/s). Im Gebiet von Hessen sind die Geschwindigkeiten dagegen bei Lauf 2 im Mittel etwas niedriger, bei Lauf 1 dagegen etwas höher. Bei Vergleich der Werte über dem Ozean mit denen aus REMO liegen diese ähnlich hoch (32 – 37 m/s). Die prinzipielle Ähnlichkeit der Böengeschwindigkeiten zwischen CLM-ERA40 und CLM-KL zeigt sich auch in dem Verlauf der beiden Kurven der Häufigkeitsverteilung (Abbildung 7.2).

Als letztes werden die Windgeschwindigkeiten aus dem globalen Klimamodell ECHAM5-MPI/OM Lauf 1 genauer untersucht (Abbildung 7.4). Wie zu erwarten, treten die größten Werte über der Nordsee auf (Maximum: 26,1 m/s), da die Sturmtiefs ihren Ursprung über dem Nordatlantik haben und mit östlicher Zugbahn über Nordeuropa ziehen. Dieser Wert entspricht auf der Beaufortskala einer Windstärke von 10, das heißt einem schweren Sturm. Wie bereits in Kapitel 6.2 beschrieben wurde, liefert das globale Modell nicht die maximalen Böengeschwindigkeiten, sondern nur die maximalen mittleren Windgeschwindigkeiten. Die Geschwindigkeiten nehmen nach Norden hin zu und die Alpen werden auch hier durch die räumliche Auflösung nicht wiedergegeben (vgl. Kapitel 6.2). Der Durchschnittswert für

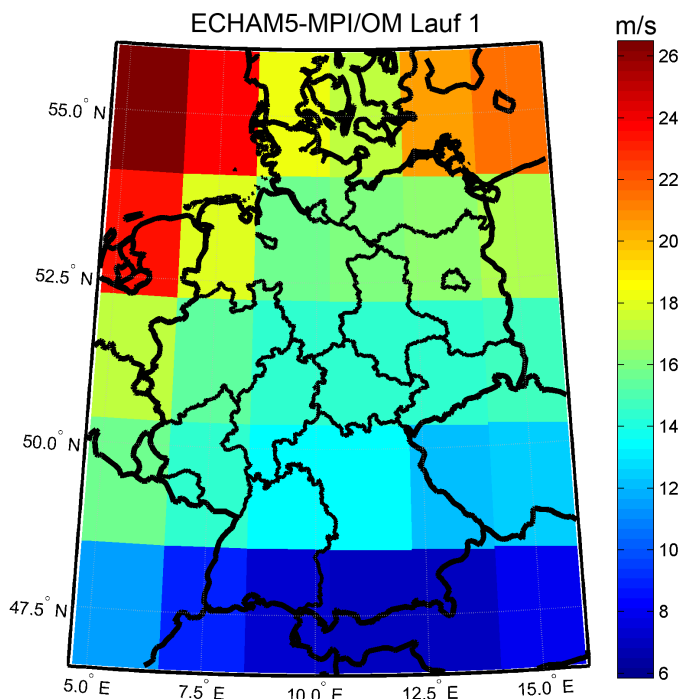


Abbildung 7.4: Mittlere Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode im ECHAM5-MPI/OM im Kontrollzeitraum (1971–2000) in m/s.

die sechs Gitterpunkte bei 47°N liegt bei 6,7 m/s. Der niedrigste Wert (5,8 m/s) tritt bei 47°N/9°O auf. Ein weiterer Grund für die niedrigen Windgeschwindigkeiten könnte sein, dass die horizontalen Druckgradienten in dem Modell bei Zyklonen mit einer geringen Ausdehnung schlecht erfasst werden. Dies war beispielsweise bei Orkan Lothar der Fall. Ähnliche Ergebnisse zeigen sich auch beim Lauf 2 des globalen Modells (siehe Anhang, Abbildung B.1).

Insgesamt werden hier die Ergebnisse aus Kapitel 6.2 weitgehend bestätigt. Es ist jedoch zu beachten, dass der Vergleich der Perzentile lediglich ein Ansatzpunkt ist, Aussagen über die Höhe der auftretenden Windgeschwindigkeiten in den einzelnen Klimasimulationen zu treffen. In diesem Kapitel werden dagegen auch Aussagen getroffen, mit welchen maximalen Windgeschwindigkeiten in einer bestimmten Wiederkehrperiode zu rechnen ist. Die beiden Klimamodelle REMO und CLM-ERA40 sind wegen ihrer Auflösung in der Lage, die Effekte der Orografie in den Winddaten wiederzugeben, wobei CLM-ERA40 trotz der gleichen Böenparametrisierung die Windgeschwindigkeiten niedriger berechnet. Dafür ähneln die beiden Konsortialläufe den Ergebnissen des CLM-ERA40, ergeben jedoch in den Alpen und den höheren Lagen über den Mittelgebirgen geringere Geschwindigkeiten. Des Weiteren wird deutlich, dass die unterschiedlichen Ergebnisse der beiden Läufe durch die unterschiedlichen Randbedingungen, die vom globalen Modell geliefert werden, entstehen. Die Simulationen der regionalen Modelle werden also sehr stark durch das antreibende Modell bestimmt. Die Aussagen über ECHAM5-MPI/OM stimmen mit denen aus Kapitel 6.2 überein.

Wie in Kapitel 8.1 durch einen Vergleich mit Messstationsdaten gezeigt wird, unterschätzt auch das regionale Klimamodell REMO die Böengeschwindigkeiten. Obwohl es die

höchsten Geschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode bestimmt. Da Klimaprojektionen die Realität nur grob annähern, werden im Folgenden nicht Absolutwerte, sondern nur deren relative Differenz betrachtet, um eine Vergleichbarkeit zwischen den Modellen zu erreichen.

7.2 Änderungen der Windgeschwindigkeiten im Projektionszeitraum

In diesem Kapitel werden die Änderungen der Böengeschwindigkeiten des Projektionszeitraums (2021–2050) im Verhältnis zum Kontrollzeitraum genauer untersucht. In Abbildung 7.5 sind die Differenzen (A1B–C20) der 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten relativ zum Kontrollzeitraum dargestellt. Für REMO und CLM-KL werden Änderungen der Böengeschwindigkeiten, für ECHAM5-MPI/OM die der mittleren maximalen Windgeschwindigkeit berechnet. Blaue Bereiche kennzeichnen Gebiete, in denen zukünftig mit einer Abnahme der Windgeschwindigkeit zu rechnen ist. Grüne, gelbe und rote Farben hingegen weisen Regionen mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeit aus. Gitterpunkte, an denen sich das Vorzeichen des Formparameters k zwischen beiden Zeiträumen ändert, werden nicht berücksichtigt, weil die Ergebnisse zu große Unsicherheiten aufweisen (siehe Kapitel 5.2). Bei REMO betrifft das 8,2% der Daten im Untersuchungsgebiet, bei Lauf 1 des CLM-KL sogar 32,7% und bei Lauf 2 sind es 6,5%.

Den größten Anstieg der Windgeschwindigkeiten zeigt das Klimamodell REMO über der Nordsee bei Helgoland mit 14% und im Osterzgebirge ebenfalls mit 14% (Abbildung 7.5a). Dies entspricht über dem Meer einer Geschwindigkeitszunahme für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren von 4,8 m/s, über dem Gebirge von 3,6 m/s. Insgesamt hat der größte Teil Deutschlands mit einem Anstieg zu rechnen. Fast alle Gebiete nördlich von 51,1°N (Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Sachsen und Nordthüringen) inklusiv der angrenzende Nordsee sind davon betroffen (Zunahme von etwa 4 – 10%). Nur über der Ostsee bei Usedom (bis zu -3,00%) und zwischen Mecklenburg Vorpommern und Brandenburg kommt es zu einer Abnahme. Im Süden von Deutschland ist vor allem im östlichen Teil Bayerns eine Zunahme (2 – 13%) zu erwarten. Für Baden-Württemberg (außer am Bodensee und im Rheintal), für das Gebiet zwischen Spessart und Steigerwald und für den Westerwald simuliert das Modell ein Abnahme von bis zu -8% (über der Schwäbischen Alb). Dies entspricht einer Geschwindigkeitsänderung von etwa -2,5 m/s. Die Zunahme im Rheintal beträgt bis zu 7% (1,5 m/s). Ein allgemeiner Zusammenhang zwischen der Größe der Änderung und orografischen Strukturen ist nicht feststellbar. Die Werte am Bodensee mit einer hohen Zunahme (~ 12%) sind nach Auskunft des MPI Hamburg nicht realistisch, da das Modell die Rauigkeitslänge hier nicht richtig wiedergeben kann (persönliche Mitteilung Lorenz (2008)).

In Abbildung 7.5b und 7.5c sind die Ergebnisse für die beiden CLM-KL Läufe dargestellt. Das Modell besitzt wegen seiner geringeren Auflösung weniger als ein Drittel der Gitterpunkte von REMO im Untersuchungsgebiet. Trotzdem ähneln sich die Ergebnisse von REMO und dem ersten Lauf des CLM-KL stark. Der Bereich der größten Zunahme der Wind-

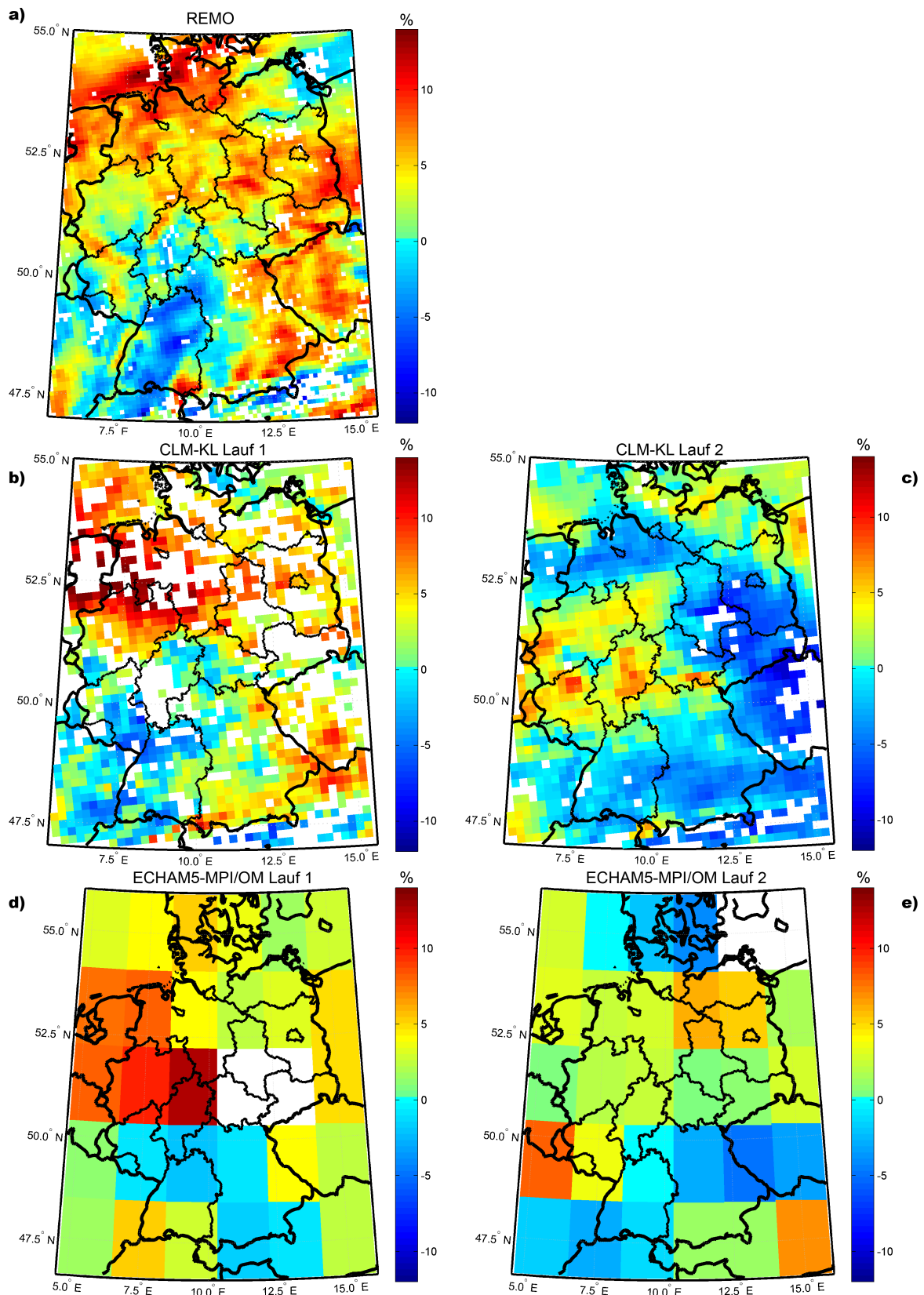


Abbildung 7.5: Relative Änderungen der Windgeschwindigkeiten (A1B-C20) normiert auf den Zeitraum C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren in % für die Modelle (a) REMO, CLM-KL (b) Lauf 1 und (c) Lauf 2, ECHAM5-MPI/OM (d) Lauf 1 und (e) Lauf 2.

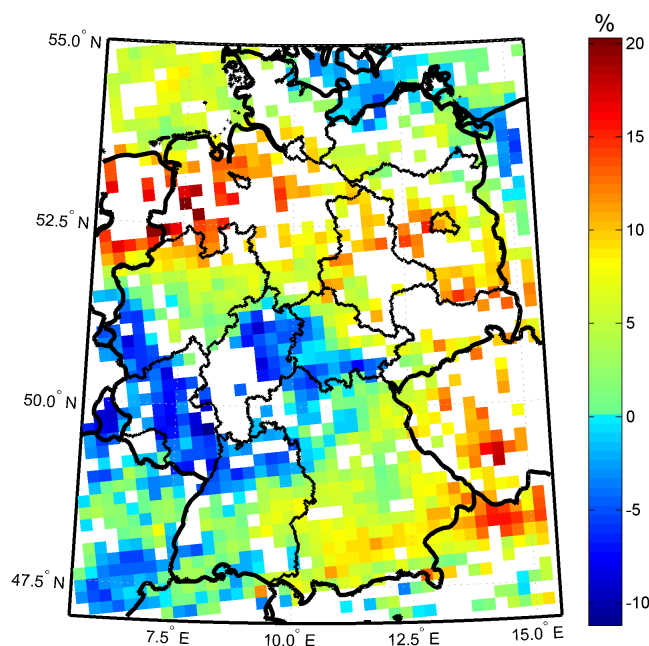


Abbildung 7.6: Differenz der Abbildungen 7.5c und 7.5d, das heißt Differenzen zwischen CLM-KL Lauf 1 und Lauf 2 in %.

geschwindigkeit liegt beim CLM-KL Lauf 1 etwas südlicher als bei REMO über Nordniederlande und Niedersachsen (10 – 18%). Aber auch über der Nordsee ist mit einer erheblichen Zunahme zu rechnen. Eine Abnahme der Böengeschwindigkeiten für eine Jährlichkeit von 10 Jahren ist hauptsächlich im südwestlichen Teil Deutschland zu finden. Im Bereich um Karlsruhe sind es ungefähr -6% beziehungsweise -1,5 m/s. Insgesamt wird auch hier nördlich von 51,1° vorwiegend eine Zunahme, außer über der Kieler Bucht, berechnet (4 – 14%). In Bayern kommt es danach ebenfalls im Mittel zu einer Zunahme (bis zu 8%).

Der zweite CLM-KL Lauf unterscheidet sich dagegen erheblich von den zwei bisher diskutierten Szenarien (Abbildung 7.5c). Nach dieser Realisierung ist in den meisten Teilen Deutschland eine Abnahme der 10-jährlichen Böengeschwindigkeiten zu erwarten. Die Bereiche mit den niedrigsten Werten liegt über dem Osterzgebirge (-10,3%) und über dem Fläming im östlichen Sachsen-Anhalt (-9,0%). Eine Zunahme der Winde ergibt sich vorwiegend in Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen und Hessen. Der größte Wert wird in Rheinland-Pfalz (9,2%) berechnet. Somit ist die maximale projizierte Zunahme um 9% im Vergleich zum ersten Lauf geringer.

In Abbildung 7.6 ist die Differenz (Lauf 1 – Lauf 2) der beiden Ergebnisse des CLM-KL dargestellt. Es ist eine ähnlich Struktur wie bereits in Abbildung 7.3 für den Kontrollzeitraum zu erkennen, nun aber mit umgekehrten Vorzeichen. So zeigt Lauf 2 die größere Zunahme der Windgeschwindigkeiten über dem Saarland, Rheinland-Pfalz, Hessen, Südwestthüringen, Unterfranken, dem nördlichen Baden-Württemberg und Teilen der Ostsee, während bei Lauf 1 mit größeren Böengeschwindigkeiten bei Wiederkehrperioden von 10 Jahren für das restliche Deutschland zu rechnen ist. Wie bereits in Kapitel 7.1 diskutiert, ist der einzige Unterschied zwischen beiden Läufen der Antrieb durch das globale Modell als Anfangs- und Randbedingung.

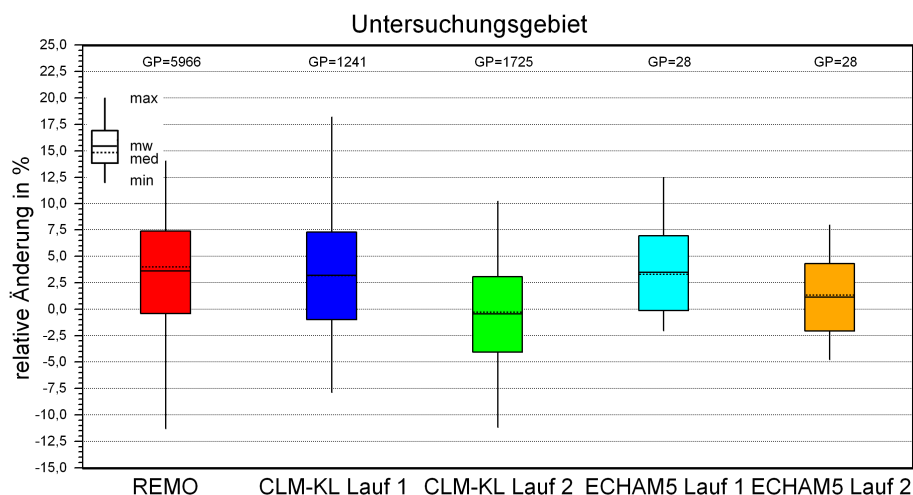


Abbildung 7.7: Statistische Kennzahlen der Änderung der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode mit Mittelwert (mw), Median (med), Standardabweichung (std), Maximum (max) und Minimum (min) für den Zeitraum 2021–2050 gegenüber 1971–2000 für das Untersuchungsgebiet in %.

In Abbildung 7.5d und 7.5e sind die 10-jährlichen mittleren Windgeschwindigkeiten für die beiden ECHAM5-MPI/OM Läufe dargestellt. Beim Vergleich zwischen Abbildung 7.5a und 7.5d lässt sich andeutungsweise eine ähnliche Struktur feststellen, soweit das durch die unterschiedliche räumliche Auflösung überhaupt möglich ist. So ist im nördlichen Baden-Württemberg ebenfalls eine Abnahme gegeben, während im gesamten Norden Deutschlands ab etwa 50°N ein Anstieg der 10-jährlichen Böengeschwindigkeit zu erwarten ist. Diese Ähnlichkeiten sind auch zu erwarten, da REMO und CLM-KL Lauf 1 durch diesen ersten Lauf des Modells angetrieben werden. Der starke Gradient zwischen 51°N und 49°N wurde bereits in Kapitel 5.2 angesprochen. Dabei konnten Fehler durch die Berechnung mit der Extremwertstatistik ausgeschlossen werden.

In Abbildung 7.5e lässt sich dagegen nur Wage ein Zusammenhang zu Abbildung 7.5c herstellen. Zwar wird in beiden Realisierungen über Nordrhein-Westfalen, Hessen und Rheinlandpfalz eine Zunahme der Windgeschwindigkeit erwartet, allerdings berechnet der CLM-KL Lauf 2 im Vergleich zu ECHAM5-MPI/OM Lauf 2 über Niedersachsen, Brandenburg, Sachsen-Anhalt und Sachsen eine Abnahme. Insgesamt ist jedoch zu sehen, dass sich bei Lauf 2 des globalen Modells im Vergleich zu Lauf 1 in Deutschland im Mittel mehr Gitterpunkte, an denen eine Abnahme vorliegt, ergeben. Die Differenz der beiden Abbildungen 7.5d und 7.5e ist im Anhang (Abbildung B.3) dargestellt. Ebenfalls sind im Anhang die Ausgangsfelder der beiden globalen Modellläufe für 10-jährliche Windgeschwindigkeiten in den beiden Zeiträumen C20 und A1B (Abbildung B.1) und die Differenzen zwischen den beiden jeweiligen Läufen (Abbildung B.2) abgebildet.

Wie oben beschrieben, wird auch hier deutlich, dass die Ergebnisse der regionalen Modelle vom globalen Modell geprägt werden. Dies sogar mehr als durch die Art des verwendeten Modells. In diesem Fall bedeutet es, dass der CLM-KL Lauf 1 für Deutschland im Mittel eine leichte Zunahme der Böengeschwindigkeit ($3\% \pm 4\%$), Lauf 2 allerdings im Mittel kaum Änderungen ($-1\% \pm 4\%$) berechnet.

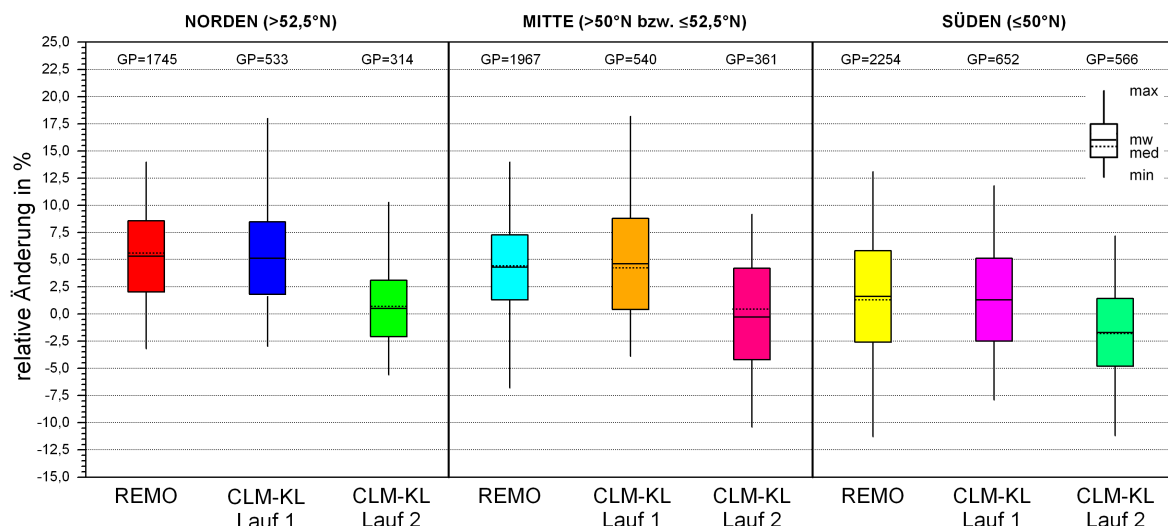


Abbildung 7.8: Statistische Kennzahlen der Änderung der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode mit Mittelwert (mw), Median (med), Standardabweichung (std), Maximum (max) und Minimum (min) für den Zeitraum 2021–2050 gegenüber 1971–2000 aufgeteilt in den nördlichen ($> 52,5^\circ N$), mittleren ($> 50^\circ N$ bzw. $\leq 52,5^\circ N$) und südlichen Bereich ($\leq 50^\circ N$) des Untersuchungsgebiets in %.

Die hier diskutierten Ergebnisse sind in Abbildung 7.7 nochmals für das gesamte Untersuchungsgebiet mit Mittelwert (mw), Median (med), Standardabweichung (std), Maximum (max) und Minimum (min) zusammengefasst. Zum Vergleich zeigt Abbildung 7.8 die Werte für den nördlichen ($> 52,5^\circ N$), mittleren ($> 50^\circ N$ bzw. $\leq 52,5^\circ N$) und südlichen Bereich ($\leq 50^\circ N$) des Untersuchungsgebiets und Abbildung 7.9 die Werte für Baden-Württemberg aus dem Projekt RESTER. Im Mittel über das gesamte Untersuchungsgebiet folgt aus REMO eine Zunahme der 10-jährlichen Windgeschwindigkeit zwischen -1% und 7%. Der maximale Wert des CLM-KL Lauf 2 (18%) ist zwar größer als bei REMO (14%), dies gilt aber nur für ein kleines Gebiet (10 Gitterpunkte). Des Weiteren ist die Spanne zwischen Minimum und Maximum (-11% bis 10%) von Lauf 2 niedriger im Vergleich zu CLM-KL Lauf 1 (-8% bis 18%), im Vergleich zu REMO sind die größten Werte niedriger, während das Minimum gleich ist (REMO: -11% bis 14%).

Ebenfalls sind die relativen Änderungen des globalen Modells ECHAM5-MPI/OM Lauf 1 und Lauf 2 dargestellt, Lauf 1 erwartet im Mittel eine Zunahme (3,5%), während Lauf 2 im Mittel kaum Änderungen feststellt (1,1%). Die Standardabweichung (Lauf 1: $\pm 3,4\%$, Lauf 2: $\pm 3,2\%$) ist allerdings nicht repräsentativ, da nur 28 Gitterpunkte im Untersuchungsgebiet liegen. Wie bereits bei CLM-KL Lauf 2 ist auch hier die Spanne zwischen Minimum und Maximum (-5% bis 8%) des zweiten Laufes von ECHAM5-MPI/OM im Vergleich zum ersten Lauf (-3% bis 13%) niedriger.

Die Aufteilung des Untersuchungsgebiets in einen nördlichen, mittleren und südlichen Bereich verdeutlicht nochmals (Abbildung 7.8), dass REMO und CLM-KL Lauf 1, die beide vom gleichen Lauf des globalen Modells angetrieben werden, für den nördlichen und mittleren Bereich eine mittlere Zunahme (4% bis 5%) der Böengeschwindigkeit in einem

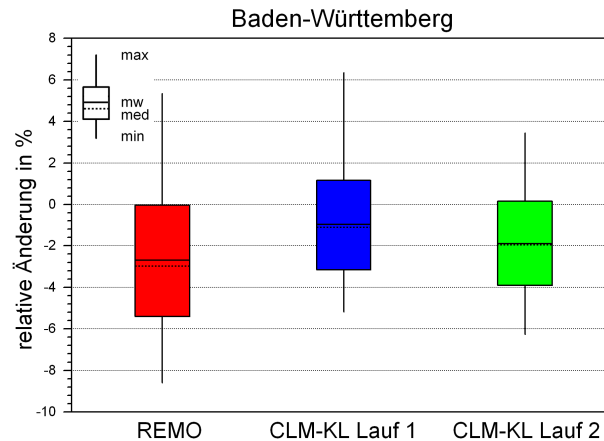


Abbildung 7.9: Statistische Kennzahlen der Änderung der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode mit Mittelwert (mw), Median (med), Standardabweichung (std), Maximum (max) und Minimum (min) für den Zeitraum 2021–2050 gegenüber 1971–2000 für Baden-Württemberg in %.

A1B Szenario für 2021–2050 berechnen. Dagegen erwartet der zweite Konsortiallauf im Mittel kaum eine Änderung (-2 bis 1%). Während die Ergebnisse in Abbildung 7.9 eine Tendenz zur Abnahme der Windgeschwindigkeit in Baden-Württemberg zeigen, wird in Abbildung 7.8 (rechts) im Mittel für das gesamte südliche Untersuchungsgebiet kaum eine Änderung aller drei regionaler Läufe festgestellt. Vergleicht man dies mit Abbildung 7.5a und 7.5b, ergibt sich dies durch die positiven Werte in Bayern und Westpolen.

Insgesamt wird somit deutlich, dass die Ergebnisse der regionalen Modelle sehr vom globalen Modell geprägt sind. Das heißt, die Ergebnisse unterscheiden sich vor allem durch die antreibenden Läufe des ECHAM5-MPI/OM, während die Differenzen zwischen den beiden Regionalmodellen fast marginal sind. Trotzdem liegt eine recht gute Übereinstimmung der Modelle vor. Um die Resultate der einzelnen Modelle besser miteinander vergleichen zu können, wurde die Änderungen relativ zwischen Projektion- und Kontrollzeitraum untersucht.

Kapitel 8

Vergleich des Kontrollzeitraums mit Beobachtungen

In diesem Kapitel werden die bisherigen Ergebnisse für den Kontrollzeitraum (C20) mit Beobachtungen und einem Referenzwindfeld validiert. Zum einen werden die Böengeschwindigkeiten als Funktion der Wiederkehrperiode für einzelne meteorologische Stationen mit Daten der einzelnen regionalen Modellen verglichen. Zum anderen werden die 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten aus den Klimaprojektionen der regionalen Modelle der Sturmgefährdungskarte von Hofherr und Kunz (2008) gegenübergestellt, die im Rahmen des Projekts „Risikokarte Deutschland“ am CEDIM erarbeitet wurde.

8.1 Vergleich mit einzelnen Stationsmessungen

Zum Vergleich standen Zeitreihen über 30 Jahre (1971–2000) an ausgewählten SYNOP-Stationen des DWD in Deutschland zur Verfügung (siehe Kapitel 3.2). Für 150 Stationen lagen die Tagesmaxima der Böengeschwindigkeit vor. Diese Daten wurden analog zu denen der Klimarechnungen aufbereitet, das heißt an die höchsten Werte der 30 Jahre wurde eine Paretoverteilung angepasst. Der Mittelwert der 95% Perzentile der Windgeschwindigkeit aller Stationen (32,7 m/s) ist etwa doppelt so groß wie der Mittelwert des 95% Perzentsils von REMO (19,9 m/s, siehe Kapitel 6.2). Damit ist er fast so groß wie der maximale 95% Perzentilwert von REMO (33,0 m/s) für das gesamte Untersuchungsgebiet. Allerdings können diese Werte nur Wage miteinander verglichen werden, da die Perzentilwerte der Beobachtungen nicht wie die von REMO flächenhaft verteilt sind, sondern nur einzelne Messstationen in unterschiedlichen Höhen wiedergeben (siehe Anhang C). Bei sechs Stationen liegt das 95% Perzentil über 41 m/s. Diese sechs Messstationen sind die höchst gelegenen Stationen in Deutschland: Hohenpreißenberg (977 m), Brocken (1142 m), Fichtelberg (1213 m), Feldberg (1486 m), Wendelstein (1831 m) und Zugspitze (2960 m). Der größte Wert tritt mit 62,2 m/s auf dem Brocken auf. Der niedrigste Wert ist mit 23,3 m/s hingegen in Bad Kissingen (282 m) zu finden.

In Abbildung 8.1 sind die Verteilungsfunktionen der Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von den Wiederkehrperioden für die Messstationen (siehe hierzu Abbildung 3.2) und

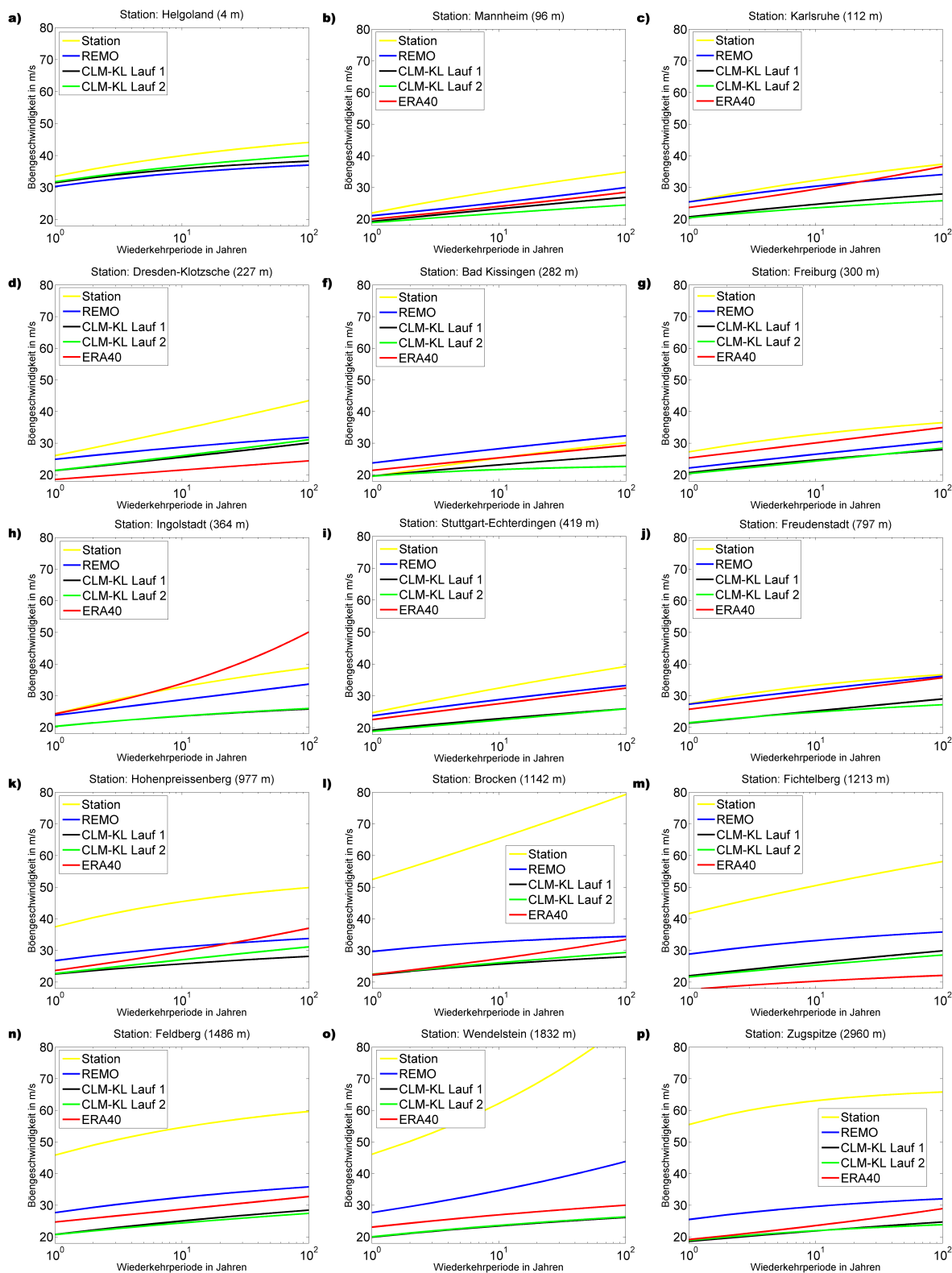


Abbildung 8.1: Verteilungsfunktionen der Böengeschwindigkeiten in Abhängigkeit von den Wiederkehrperioden (1 bis 100 Jahre) für ausgewählte meteorologische Messstationen (gelb). Die gezeigten Verteilungsfunktionen für die regionalen Modelle REMO (blau), CLM-ERA40 (blau) und CLM-KL Lauf 1 (schwarz) und CLM-KL Lauf 2 (grün) wurden so gewählt, dass die Gitterpunkte des Modells am nächsten zu den Beobachtungsstationen liegen. Betrachtet wird der Kontrollzeitraum C20 (1971–2000).

die regionalen Modelle im Kontrollzeitraum dargestellt. Es werden die Ergebnisse der Messstationen mit denen der Gitterpunkte verglichen, die der Station am nächsten liegen. An fast allen Messstationen (etwa 89%) sind die Böengeschwindigkeiten aus den Beobachtungen (zum Teil wesentlich) höher als die aus den Klimamodellen berechneten. Das heißt, dass die Modelle REMO und CLM die wahren Windgeschwindigkeiten unterschätzen. In den meisten Fällen ergeben sich in Abhängigkeit von den Wiederkehrperioden die höchsten Windgeschwindigkeiten bei den Messstationen, gefolgt von REMO und CLM-ERA40. Die niedrigsten Geschwindigkeiten sind in der Regel bei CLM-KL zu finden. Die Stationen Mannheim, Stuttgart-Echterdingen wie auch Freudenstadt sind typische Beispiele hierfür (Abbildung 8.1b, 8.1i und 8.1j). Abbildung 8.1k bis 8.1p zeigen Bergstationen über 1000 m Höhe. Dabei zeigt sich, dass die Unterschätzungen der Windgeschwindigkeiten aus den Klimamodellen umso größer ist, je höher sich die Messstationen befinden. Allerdings ist auf der Zugspitze als höchste Messstation (2960 m) nur ein 100-jährlicher Wiederkehrwert von ~ 65 m/s zu erwarten, während auf dem Brocken (1142 m) fast 80 m/s berechnet werden. Bei diesen Unterschieden spielt auch der Formparameter k eine wichtige Rolle. Während an den Stationen Hohenpreißenberg, Fichtelberg, Feldberg und Zugspitze der Parameter positiv ist, resultieren für die Stationen Brocken und Wendelstein negative Werte. Damit existiert für die Verteilungsfunktion keine obere Grenze mehr, so dass die Windgeschwindigkeiten für hohe Wiederkehrperioden gegen Unendlich gehen (siehe Kapitel 5.2).

Die Funktionen der Konsortialläufe liegen an fast allen Stationen sehr nahe beieinander (zum Beispiel Abbildung 8.1g bis 8.1i, 8.1n bis 8.1p). Besonders für niedrige Jährlichkeiten sind sie meistens identisch. Zu größeren Abweichungen kommt es erst bei hohen Wiederkehrperioden, die durch die Extremwertstatistik, insbesondere durch den Formparameter k , entstehen.

Bei einigen Messstationen liegen die Kurven für die Messwerte, REMO und CLM-ERA40 sehr nahe beieinander (zum Beispiel Abbildung 8.1j). Bei anderen ist die Verteilungsfunktion der regionalen Modelle sogar höher als die der Messwerte. Bei REMO trifft das insgesamt an sechs Stationen zu (zum Beispiel Abbildung 8.1f), während dies für die CLM-ERA40 Daten nur bei zwei Messstationen der Fall ist (zum Beispiel Abbildung 8.1h). Nur an wenigen Stationen ergeben sich aus CLM-ERA40 höhere Geschwindigkeiten als aus REMO (4%). Dies betrifft beispielsweise die Station Freiburg und Ingolstadt (Abbildung 8.1g und 8.1h). Häufiger ist hingegen der Fall, dass CLM-ERA40 niedrigere Windgeschwindigkeiten als alle anderen Modelle berechnet (10% der Stationen), zum Beispiel Dresden und Fichtelberg (Abbildung 8.1d und 8.1m). Eigentlich wäre zu erwarten, dass die CLM-ERA40 Daten die Beobachtungen am besten wiedergeben, da zur Berechnung Reanalysedaten verwendet wurden. Doch auch hier wird deutlich, dass sie meistens die Böengeschwindigkeiten des öfteren extrem unterschätzen. Obwohl sowohl CLM-ERA40 als auch REMO die gleiche Böenparametrisierung haben, wird festgestellt, dass REMO am ehesten in der Lage ist, die beobachtete Werte der Böengeschwindigkeiten als Funktionen der Wiederkehrperioden wiederzugeben.

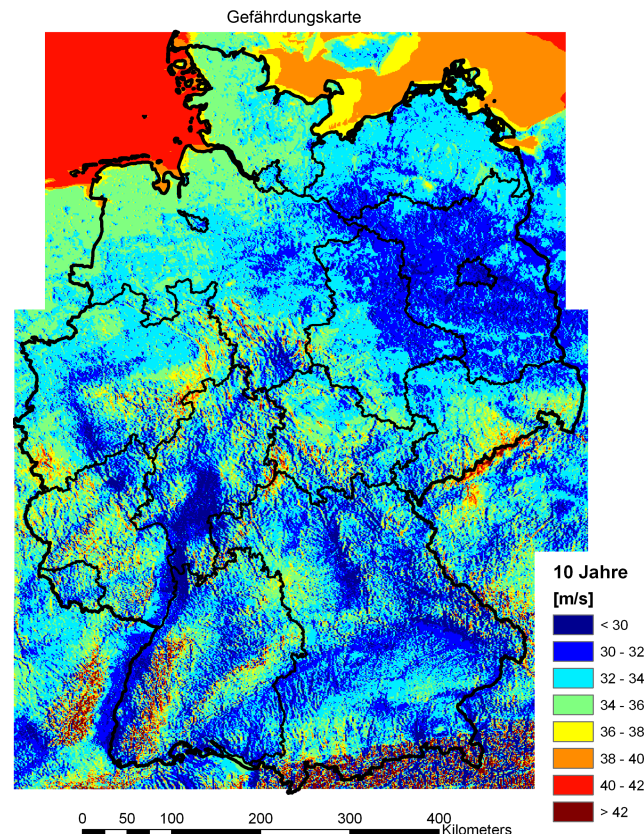


Abbildung 8.2: Böengeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode nach der CEDIM-Sturmgefährdungskarte mit einer Auflösung von 1 km für den Kontrollzeitraum (1971–2000) in m/s (nach Hofherr und Kunz, 2008).

8.2 Vergleich mit den Ergebnissen der Gefährdungskarte für Deutschland

Abschließend werden die Böengeschwindigkeiten der regionalen Klimamodelle gegenüber der Sturmgefährdungskarte von Hofherr und Kunz (2008) für den Kontrollzeitraum C20 validiert. Diese Karte bildet die Windgeschwindigkeiten für Stürme in Abhängigkeit von der Exposition, Landnutzung und Orografie ab. Mit Hilfe von ERA40-Reanalysedaten wurden mit dem Karlsruher Atmosphärischen Mesoskaligen Modell (KAMM) die stärksten Sturmereignisse für einen Zeitraum von 30 Jahren (1971–2000) simuliert. Die Windfelder von KAMM wurden anschließend durch Anwendung einer Nudging¹-Technik an die Beobachtungen angepasst. Durch eine hohe räumliche Auflösung von 1 km x 1 km kann die Strömungscharakteristika gut wiedergegeben werden. Die verwendete Extremwertstatistik für die einzelnen Gitterpunkte beruht hier im Gegensatz zu den in dieser Arbeit verwendeten Methoden auf der generalisierten Extremwertverteilung (GEV). Das heißt, nur das stärkste Ereignis pro Jahr wird für eine Gumbel-Verteilung zur Bestimmung der Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit der Auftretenswahrscheinlichkeit verwendet.

In Abbildung 8.2 und 8.3 werden die 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten der vier regionalen Modelle und der Sturmgefährdungskarte flächenhaft miteinander verglichen. Zur Dar-

¹Anhand eines Korrekturfaktors (Nudging-Term) wird die Modellgröße an Beobachtungsdaten angepasst.

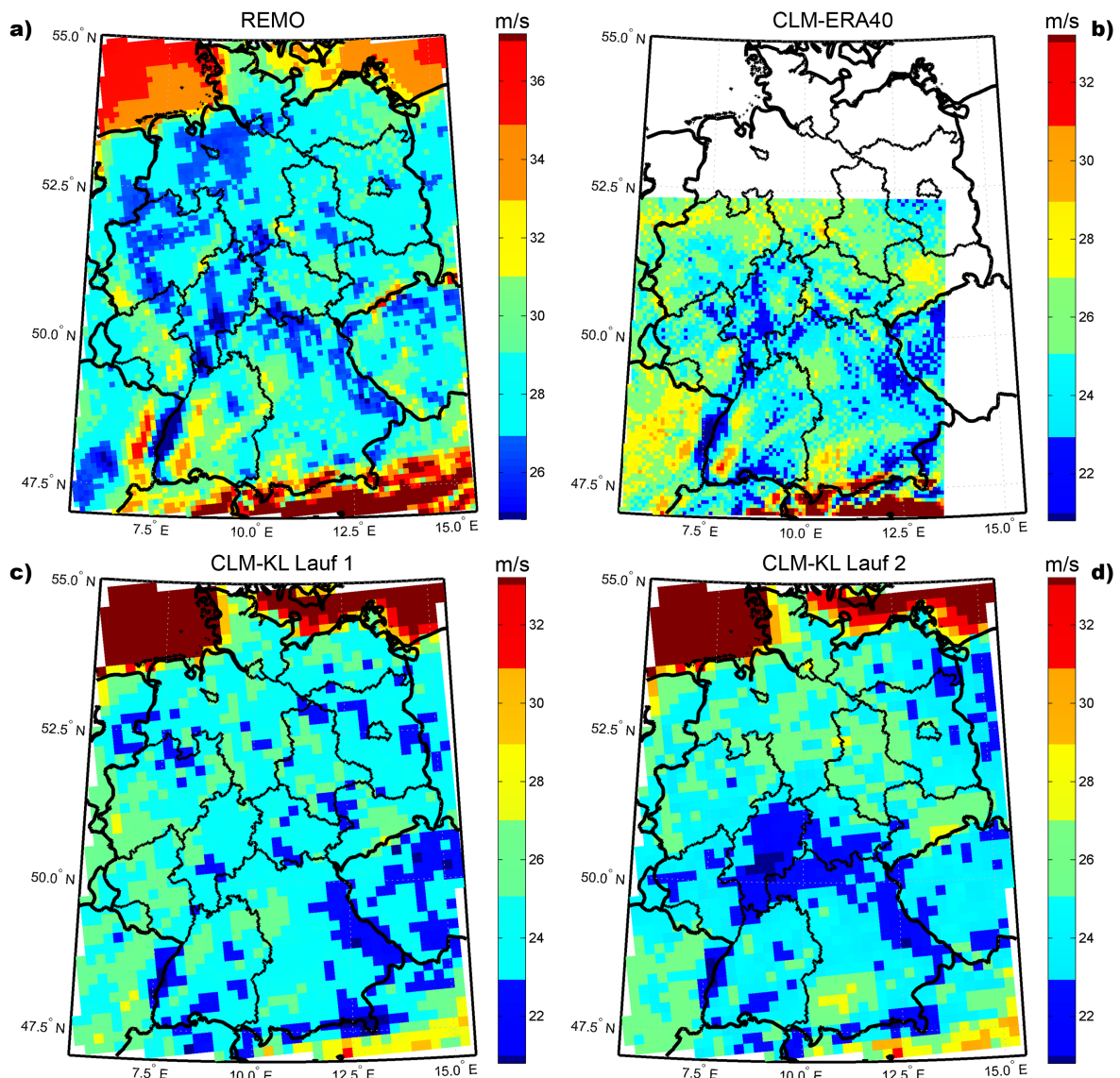


Abbildung 8.3: Böengeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode für (a) REMO, (b) CLM-ERA40, (c) CLM-KL Lauf 1 und (d) Lauf 2 im Kontrollzeitraum (1971–2000) in m/s.

stellung werden unterschiedliche Skalen gewählt, um die Geschwindigkeiten abhängig von der Orografie besser gegenüber zu stellen. Auch in der Gefährdungskarte (Abbildung 8.2 sind die höchsten Windgeschwindigkeiten über den Gebirgen und über dem Ozean anzutreffen. Insgesamt zeigt sich, dass alle Klimasimulationen die beobachteten Geschwindigkeiten unterschätzen. Dies betrifft vor allem die CLM-ERA40 und CLM-KL Windfelder, die bereits niedrigere Windgeschwindigkeiten von etwa 4 – 6 m/s als REMO berechnen (siehe Kapitel 7.1). Die Unterschätzung aller Modelle ist allerdings systematisch, zum Teil aufgrund der räumlichen Auflösung. Besonders REMO und CLM-ERA40 geben die räumliche Struktur insbesondere die Strömungsverstärkung über den Mittelgebirgen wegen der hohen Auflösung von 10 km beziehungsweise 7 km recht gut wieder. Auch die Konsortialläufe des CLM-KL zeigen Ansätze dazu, sind aufgrund der etwas geringeren Auflösung von

18 km allerdings weniger aussagekräftig. So ist beispielsweise in allen Abbildungen eine Geschwindigkeitszunahme über den Vogesen und dem Schwarzwald zu sehen, während für das dazwischen liegende Rheintal niedrigere Werte berechnet werden. Des Weiteren ergeben sich in allen Modellen analog zur CEDIM-Gefährdungskarte niedrigere Böengeschwindigkeiten im so genannten Stuttgarter Kessel, der vom Schwarzwald und der Schwäbischen Alb eingerahmt wird.

Insgesamt zeigt sich, dass einzelnen Klimarechnungen, insbesondere mit REMO, das vergangene Sturmklima in seiner räumlichen Struktur realistisch wiedergegeben können, nicht jedoch die Magnitude. Abschließend sei erwähnt, dass sich die statistische Methode zwischen dieser und der Arbeit von Hofherr und Kunz (2008) unterscheidet. In Kunz et al. (2008b, Abbildung 3) wird allerdings gezeigt, dass die Differenzen der beiden unterschiedlichen Methoden für eine dargestellte Jährlichkeit von 10 Jahren gering sind.

Kapitel 9

Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde die Änderung der Windgeschwindigkeiten von Winterstürmen in einem veränderten Klima in der Zukunft untersucht. Im Fokus stand dabei zu überprüfen, wie die klimatologischen Sturmfelder durch unterschiedliche Verfahren der Extremwertstatistik und verschiedene Klimasimulationen wiedergegeben werden. Für den Kontrollzeitraum C20 (1971–2000) und Projektionszeitraum (2021–2050) lagen Daten von drei regionalen Klimamodellen, REMO (Auflösung 10 km), CLM-KL Lauf 1/2 (18 km) und CLM-ERA40 (7 km, nur C20), und des Globalmodells ECHAM5-MPI/OM Lauf 1/2 (180 km) vor. Dabei werden sowohl REMO als auch der erste Konsortiallauf des CLM-KL durch Lauf 1 des globalen Modells, der zweite Konsortiallauf dagegen durch Lauf 2 von ECHAM5-MPI/OM angetrieben. Die CLM-ERA40 verwenden als Anfangs- und Randbedingungen ERA40-Reanalysedaten des ECMWF. Als Emissionsszenario wurde das mittlere Szenario A1B gewählt. Sowohl in REMO als auch in den CLM-ERA40 Daten erfolgte die Böenberechnung durch eine interne Böenparametrisierung mittels der TKE in der Prandtl-Schicht. Bei CLM-KL wurde dagegen selbst die Böengeschwindigkeiten über einen empirischen Böenfaktor bestimmt. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von 47°N bis 55°N und von $5,5^{\circ}\text{O}$ bis $15,5^{\circ}\text{O}$ über Deutschland.

Als erstes wurden verschiedene Schätzmethode untersucht, mit denen die freien Parameter der generalisierte Paretoverteilung bestimmt werden. Es wurden vier verschiedene Methoden angewendet: die maximale Wahrscheinlichkeitsmethode (ML), die wahrscheinlichkeitsgewichtete Momentenmethode (PWMs), die Momentenmethode (MOM) und L-Momentenmethode (LM). Dabei wurde besonders der Formparameter k , der das Verhalten der Verteilungsfunktion zwischen Windgeschwindigkeiten und Wiederkehrperioden angibt, untersucht. Des Weiteren wurden aus Daten des globalen Modells ECHAM5-MPI/OM Verteilungsfunktionen an ausgewählten Gitterpunkten diskutiert. Dabei zeigte sich, dass die Ergebnisse besonders bei einem negativen Formparameter für hohe Jährlichkeiten große Unsicherheiten aufweisen, da die Verteilungsfunktion keine obere Grenze erreicht. Für positive k -Werte läuft sie dagegen asymptotisch gegen einen oberen Wert. Dies kommt der Realität deutlich näher. Insgesamt erweist sich die ML Methode als das am besten geeignete

Schätzverfahren, da sie vorwiegend positive k -Parameter berechnet und bei unterschiedlichen Schwellenwerten für große Wiederkehrperioden die geringsten Unsicherheiten aufweist. Außerdem liefert die ML Methode räumlich homogenere Ergebnisse im Vergleich zur PWMs und der LM, die vereinzelt starke Gradienten zwischen zwei benachbarten Gitterpunkten berechnen. Aufgrund der Ergebnisse dieser Analysen wurden im Folgenden alle Gitterpunkte, an denen zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum ein Vorzeichenwechsel des Formparameters erfolgt, ausgeblendet, da hier für seltene Wiederkehrperioden sehr große Differenzen resultieren können. Die Ergebnisse mit der maximalen Wahrscheinlichkeitsmethode zeigen hier ebenfalls die geringste Sensitivität bezüglich eines Vorzeichenwechsels.

Weiterhin wurde untersucht, wie verschiedene Klimaszenarien die extremen Windgeschwindigkeiten wiedergeben. Sowohl die Betrachtung des 95% Perzentils der Böengeschwindigkeit als auch deren Auftretenswahrscheinlichkeit von 0,1 pro Jahr liefern für den Kontrollzeitraum übereinstimmende Ergebnisse der verschiedenen Klimaprojektionen. Durch Vergleich der Perzentile werden Aussagen über die Höhe der auftretenden Windgeschwindigkeiten in den einzelnen Klimasimulationen getroffen. Der Vergleich der 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten macht dagegen Aussagen, mit welchen maximalen Windgeschwindigkeiten für eine bestimmte Wiederkehrperiode zu rechnen ist. So geben die beiden hoch aufgelösten regionalen Modelle REMO und CLM-ERA40 sehr gut den Einfluss der Orografie, insbesondere die Verstärkung der Windgeschwindigkeiten über den Mittelgebirgen, auf die Winddaten wieder, wobei CLM-ERA40 durch seine höhere Auflösung feinere Strukturen zeigt. Allerdings liefert REMO, das mit der gleichen Böenparametrisierung wie CLM-ERA40 rechnet, insgesamt erheblich höhere Böengeschwindigkeiten. Die Geschwindigkeitswerte von CLM-ERA40 ähneln denen der Konsortialläufen des CLM-KL, die jedoch an den Alpen aufgrund der geringeren räumlichen Auflösung viel zu niedrige Werte zeigen. Anhand der Differenz zwischen beiden Konsortialläufen, deren Unterschied nur ein zeitlich versetzter Startpunkt des antreibenden globalen Modells ist, wird deutlich, dass der Einfluss des antreibenden Modells erheblich ist.

Die Ergebnisse des globalen Modells ECHAM5-MPI/OM verdeutlichen, dass es schwierig ist, detaillierte Informationen über meso- und kleinskalige Regionen zu erhalten, da das Modell zu niedrige Windgeschwindigkeiten insbesondere über den Alpen bestimmt. Allgemein wird eine Zunahme der mittleren maximalen Windgeschwindigkeit nach Norden festgestellt.

Weiterhin wurden die Differenzen der Windgeschwindigkeiten für eine Jährlichkeit von 10 Jahren zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum untersucht. Um die Resultate der einzelnen Modelle besser miteinander vergleichen zu können, wurden die Änderungen zwischen den beiden Zeiträumen relativ zum Kontrollzeitraum betrachtet. Bei der Interpretation ist zu beachten, dass diese Klimaprojektionen nicht als Klimavorhersagen verstanden werden dürfen, sondern nur mögliche Entwicklungen des globalen Klimas aufzeigen.

Insgesamt zeigen die hier verwendeten Modelle eine relative gute Übereinstimmung. Sowohl REMO als auch CLM-KL Lauf 1 oder ECHAM5-MPI/OM Lauf 1 berechnen eine Zunahme der 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten im Untersuchungsgebiet, wobei davon

hauptsächlich der nördliche und mittlere Bereich Deutschlands betroffen ist (circa. 1% bis 8%). Der zweite Konsortiallauf beziehungsweise Lauf 2 von ECHAM5-MPI/OM zeigen dagegen kaum eine Veränderung (circa - 4% bis 4%) für das gesamte Untersuchungsgebiet. Für den südlichen Teil stimmen allerdings alle regionalen Modelle dahingehend überein, dass es zu keinen signifikanten Veränderungen der Böengeschwindigkeiten für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren kommen wird (circa - 2% bis 2%).

Beim Vergleich der Modellergebnisse mit Beobachtungen an ausgewählten SYNOP-Stationen des DWD zeigt sich, dass das regionale Klimamodell REMO am ehesten in der Lage ist, die Windgeschwindigkeiten für bestimmte Wiederkehrperioden wiederzugeben, obwohl es die beobachteten Böengeschwindigkeiten insbesondere in höheren Lagen unterschätzt. Das Modell CLM-ERA40, das durch Reanalysedaten angetrieben wird, liefert dagegen in der Regel erheblich niedrigere Werte, wie auch die Konsortialläufe des CLM-KL.

Ebenfalls wurden die 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten aus allen regionalen Klimasimulationen für den Kontrollzeitraum gegenüber der CEDIM-Sturmgefährdungskarte (Hofherr und Kunz, 2008), die aufgrund der hohen räumlichen Auflösung von 1 km die Strömungscharakteristika relativ gut wiedergibt, validiert. Dabei zeigt sich, dass REMO das vergangene Sturmklima in seiner räumlichen Variabilität, jedoch nicht in der Magnitude, annähernd realistisch wiedergibt. Die Auflösung der CLM-KL ist zu grob, um lokal-skalige Einflüsse orografischer Strukturen auf das Windfeld realistisch abzubilden. Für einen angemessenen Vergleich mit den CLM-ERA40 Daten ist das Modellgebiet zu klein.

Zusammenfassend wurde gezeigt, dass alle regionalen Klimamodelle die Böengeschwindigkeiten zu niedrig berechnen. Die Unterschätzung der CLM-KL Läufe könnte teilweise auf die Böenparametrisierung mit einem empirischen Böenfaktor zurückgeführt werden, während in dem Modell ECHAM5-MPI/OM vor allem die räumliche Auflösung der Grund ist. Möglicherweise ist das Modell nicht in der Lage, den horizontalen Druckgradienten bei Zyklonen mit geringer Ausdehnung zu erfassen.

Zum anderen wird deutlich, dass nicht nur durch die Wahl des globalen Antriebs Unsicherheiten entstehen (Rockel und Woth, 2007), sondern auch die verwendeten Realisierungen durch unterschiedliche Initialisierungszeitpunkte des globalen Modells erhebliche Auswirkungen auf die Ergebnisse haben. Daraus resultieren im Mittel sogar größere Differenzen als durch die Wahl des verwendeten Modells. Durch unterschiedliche Startzeitpunkte können sich im globalen Modell unterschiedliche dynamische Felder entwickelt haben, die einen Einfluss auf die Ergebnisse der Klimaszenarien und damit auch auf die regionalen Klimaprojektionen haben. Welche Unterschiede die verschiedenen Läufe bewirken, zeigen zum Beispiel Pinto et al. (2007, siehe Abbildung 5b bis d). Die Autoren stellten für einen Zeitraum 2060–2100 für den ersten Lauf eine Zunahme des 98% Perzentils der Windgeschwindigkeiten über West- und Zentraleuropa fest. Lauf 2 zeigt demzufolge ein ähnliches Muster, allerdings mit niedrigeren Werten, während Lauf 3 dagegen keine signifikanten Änderungen für Deutschland berechnet.

Die meteorologischen Ursachen für die regional unterschiedlichen Trends können erklärt werden mit einem vermehrten Auftreten extremer Stürme über dem Nordatlantik bei gleichzeitiger Verschiebung der Zugbahnen nach Norden in der Zukunft (zum Beispiel Lambert

und Fyfe, 2006, und Pinto et al., 2008). So ist die Wahrscheinlichkeit gegeben, dass vermehrt hohe Geschwindigkeiten über Norddeutschland auftreten können. Die nach den regionalen Klimaprojektionen erfolgende Zunahme im östlichen Teil Deutschlands resultiert möglicherweise daraus, dass sich zukünftig die Tiefdruckgebiete vom Atlantik schneller nach Osten verlagern, wodurch eine langsamere Abschwächung der Zyklonen erfolgt, und somit weiter östlich noch hohe Windgeschwindigkeiten herrschen können (siehe Orkan Kyrill 2007). Ein allgemeiner Zusammenhang zwischen den Änderungssignalen und orografischen Strukturen ist nicht feststellbar.

Somit lässt sich folgern, dass unter Einbeziehung eines Ensembles von regionalen Klimamodellen die Aussagekraft der Ergebnisse erhöht und eine genauere Abschätzung vorhandener Unsicherheiten ermöglicht wird. Dabei ist darauf zu achten, dass alle Modelle eine einheitliche interne Böenparametrisierung verwenden. Ebenfalls wäre es sinnvoll, ein Ensemble globaler Modelle als Antrieb in Betracht zu ziehen, da gerade im Winter, wenn die Strömungssituationen durch die großräumige Zirkulation bestimmt werden, die Anfangsbedingungen der Globalmodelle großen Einfluss auf die regionalen Modelle ausüben. Des Weiteren wären ähnliche Untersuchungen mit noch höher aufgelösten Klimamodellen, anderen Emissionsszenarien und verbesserten Böenparametrisierungen wünschenswert.

Anhang A

Vergleich der Ergebnisse mit Stunden- und Tagesmaxima im regionalen Modell REMO

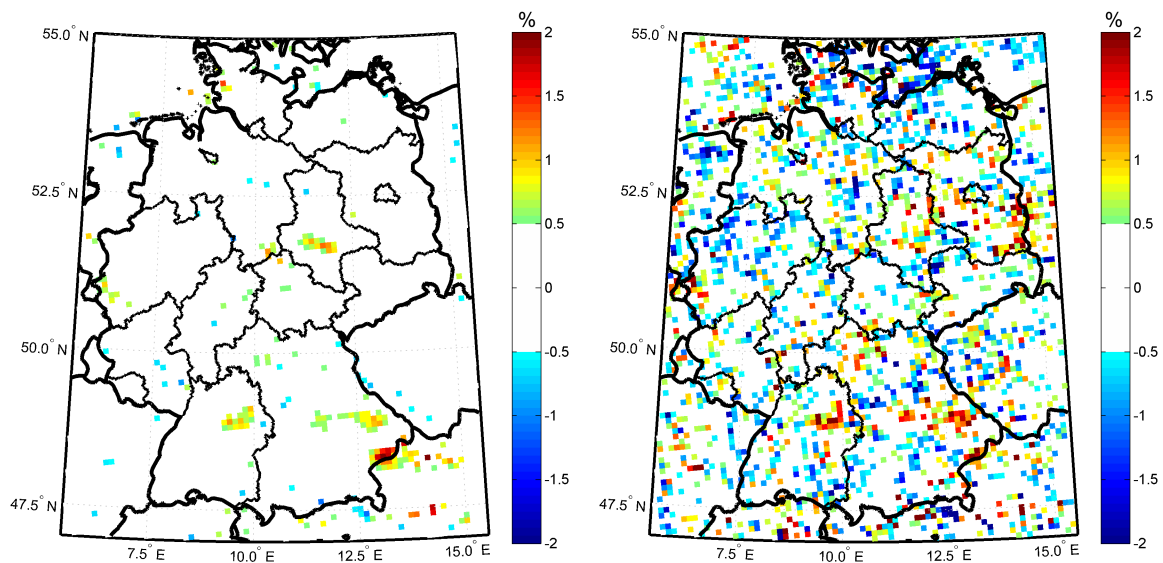


Abbildung A.1: Differenz in % der Ergebnisse bei einer Auswertung von Tagesmaxima und Stundenmaxima der Böengeschwindigkeiten. Links ist die Differenz (Ergebnisse Tagesmaxima-Stundenmaxima) für die relative Änderung (A1B-C20, relativ zu C20) der 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten, rechts der 50-jährliche Windgeschwindigkeiten aus REMO im Zeitraum A1B dargestellt.

Anhang B

10-jährliche Windgeschwindigkeiten für ECHAM5-MPI/OM

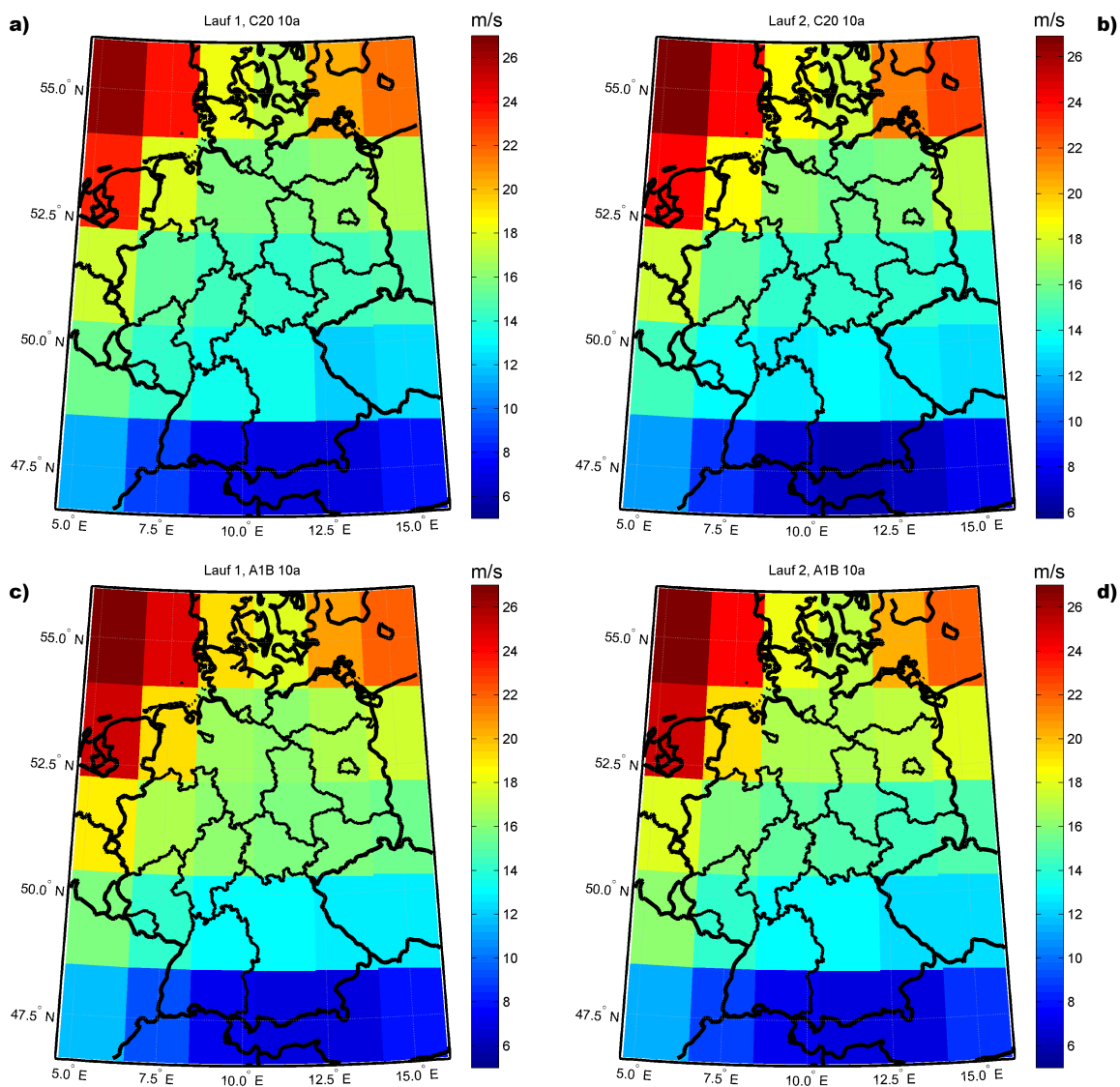


Abbildung B.1: Windgeschwindigkeiten für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren nach dem globalen Modell ECHAM5-MPI/OM für (a) C20 (Lauf 1), (b) C20 (Lauf 2), (c) A1B (Lauf 1) und (d) A1B (Lauf 2).

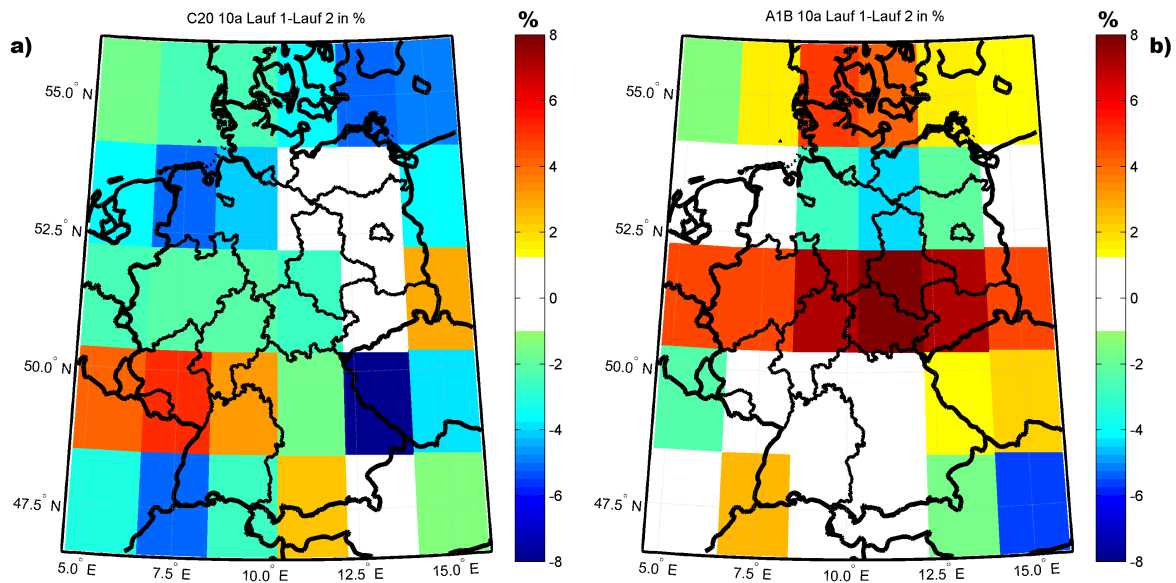


Abbildung B.2: Relative Differenz (Lauf 1 – Lauf 2, normiert auf Lauf 1) der Windgeschwindigkeit für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren nach dem globalen Modell ECHAM5-MPI/OM für (a) C20 und (b) A1B.

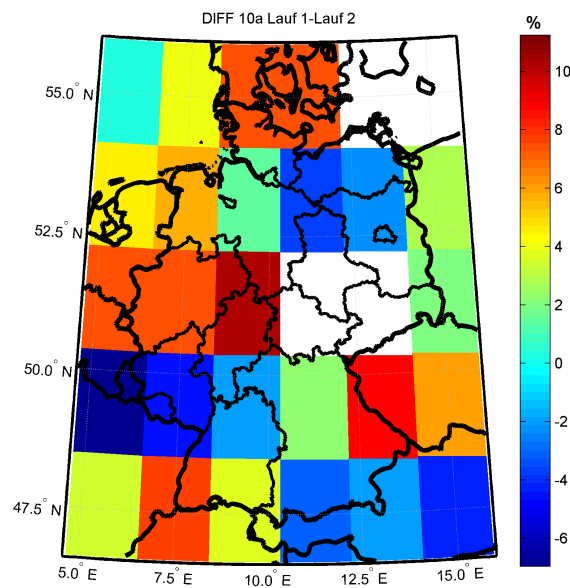


Abbildung B.3: Differenz der Abbildungen 7.5d und 7.5e, das heißt Differenzen der Ergebnisse der beiden Läufe des ECHAM5-MPI/OM für die relative Änderungen der 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten im Zeitraum A1B.

Anhang C

Verwendete SYNOP-Messstationen.

Tabelle C.1: Verwendete SYNOP-Messstationen des DWD, sortiert nach Ortsnamen

	Stationsnummer	Longitude	Latitude	Höhe in [m]	Ortsname
1	2205	6.100	50.780	205	Aachen
2	3874	10.200	53.660	46	Ahrensburg Wulfsdorf
3	3058	13.990	53.030	54	Angermünde
4	3005	13.440	54.680	42	Arkona
5	3402	11.290	51.380	164	Artern
6	4128	10.933	48.417	463	Augsburg
7	4064	10.920	49.880	239	Bamberg
8	3011	12.720	54.340	7	Barth
9	9013	9.930	52.820	70	Bergen
10	3308	13.530	52.380	45	Berlin Schönefeld
11	3316	13.400	52.470	49	Berlin Tempelhof
12	2110	6.683	49.250	363	Berus
13	1178	6.540	51.830	21	Bocholt
14	3048	10.690	53.390	45	Boizenburg
15	3026	11.190	54.000	15	Boltenhagen
16	3984	10.600	51.730	607	Braunlage
17	3916	10.450	52.290	88	Braunschweig
18	1474	8.800	53.050	5	Bremen
19	1468	8.580	53.530	7	Bremerhaven
20	1718	9.170	53.500	3	Bremervörde
21	3185	10.620	51.800	1142	Brocken
22	1425	9.140	53.890	5	Brunsbüttel
23	9031	7.067	50.167	477	Büchel
24	1526	9.090	52.280	68	Bückerburg
25	1446	8.860	54.120	7	Büsum
26	3907	10.030	52.600	39	Celle
27	4412	12.870	50.790	418	Chemnitz

	Stationsnummer	Longitude	Latitude	Höhe in [m]	Ortsname
28	1478	8.710	53.870	5	Cuxhaven
29	2278	7.050	49.750	480	Deuselbach
30	1519	8.350	52.590	39	Diepholz
31	3386	13.760	51.130	227	Dresden Klotzsche
32	1192	6.770	51.300	37	Düsseldorf
33	9003	9.350	54.630	19	Eggebek
34	1061	7.190	53.350	12	Emden Nesserland
35	4200	10.960	50.980	316	Erfurt Bindersleben
36	1190	6.970	51.410	150	Essen Bredeneu
37	9014	10.180	52.920	73	Faßberg
38	2320	8.000	47.867	1486	Feldberg
39	4428	12.960	50.430	1213	Fichtelberg
40	2640	50.050	8.600	113	Frankfurt
41	2311	7.833	48.000	300	Freiburg
42	2751	8.400	48.450	797	Freudenstadt
43	3169	11.400	52.510	47	Gardelegen
44	3344	12.160	52.390	35	Genthin
45	4406	12.130	50.880	311	Gera Leumnitz
46	2609	8.700	50.590	186	Gießen
47	1415	9.510	54.830	27	Glücksburg Meierwik
48	3380	14.950	51.160	238	Görlitz
49	1564	9.950	51.500	173	Göttingen
50	3016	13.410	54.100	6	Greifswald
51	1510	8.220	52.920	42	Großenkneten Ahlhorn
52	3052	13.940	53.320	55	Grünow
53	9095	8.320	51.930	72	Gütersloh
54	3196	11.950	51.510	93	Halle Kröllwitz
55	1423	8.520	54.580	4	Hallig Hooge
56	1459	9.990	53.640	11	Hamburg Fuhlsbüttel
57	1538	9.680	52.470	59	Hannover
58	3193	11.140	51.650	404	Harzgerode
59	1040	7.890	54.180	4	Helgoland
60	4027	50.317	11.883	567	Hof Hohensaas
61	4161	47.800	11.017	977	Hohenpeissenberg
62	1444	9.530	54.320	17	Hohn
63	9032	7.330	49.700	376	Idar Oberstein
64	9045	48.717	11.533	364	Ingolstadt
65	1065	7.900	53.540	7	Jever
66	1594	8.490	51.180	839	Kahler Asten
67	2218	6.530	50.500	505	Kall Sistig

	Stationsnummer	Longitude	Latitude	Höhe in [m]	Ortsname
68	4228	10.150	50.630	487	Kaltennordheim
69	2698	8.350	49.033	112	Karlsruhe
70	1576	9.440	51.300	231	Kassel
71	4137	10.333	47.717	705	Kempten
72	3809	10.140	54.380	27	Kiel Holtenau
73	4052	10.080	50.230	282	Kissingen
74	2648	50.217	8.450	805	Kleiner Feldberg
75	2758	8.750	48.100	973	Klippeneck
76	2222	7.160	50.870	92	Köln Bonn
77	2795	9.183	47.667	443	Konstanz
78	9043	48.067	10.900	621	Landsberg
79	9039	9.917	48.217	539	Laupheim
80	9042	48.183	10.850	550	Lechfeld
81	1411	8.950	54.790	7	Leck
82	3400	10.310	51.390	356	Leinefelde
83	3368	12.240	51.440	141	Leipzig Schkeuditz
84	3346	14.120	52.210	98	Lindenberg
85	1132	7.310	52.520	22	Lingen
86	1543	8.840	51.790	157	Lippspringe
87	1402	8.410	55.010	26	List
88	3901	11.140	52.970	17	Lüchow
89	1168	7.640	51.210	444	Lüdenscheid
90	3177	11.580	52.100	76	Magdeburg
91	2695	8.550	49.500	96	Mannheim
92	2249	50.667	7.967	547	Marienberg
93	4418	13.150	50.650	639	Marienberg
94	4236	10.380	50.560	450	Meiningen
95	9050	10.233	47.983	630	Memmingen
96	3055	13.040	53.100	77	Menz
97	9015	7.330	52.730	19	Meppen
98	4528	48.283	12.500	405	Mühldorf
99	4119	48.133	11.717	528	München Riem
100	3042	13.190	53.550	81	Neubrandenburg
101	9041	11.220	48.720	380	Neuburg
102	3330	12.810	52.910	38	Neuruppin
103	9027	6.670	50.830	111	Nörvenich
104	1055	7.150	53.710	11	Norderney
105	9009	8.670	53.770	25	Nordholz
106	2252	6.950	50.340	627	Nürnberg
107	4081	49.500	11.050	312	Nürnberg

	Stationsnummer	Longitude	Latitude	Höhe in [m]	Ortsname
108	4144	10.267	47.383	810	Oberstdorf
109	2684	9.517	49.200	276	Öhringen
110	1497	8.180	53.180	11	Oldenburg
111	3377	13.090	51.300	150	Oschatz
112	1516	8.050	52.260	95	Osnabrück
113	4517	13.470	48.580	409	Passau Oberhaus
114	4426	12.130	50.480	386	Plauen
115	4499	49.050	12.100	371	Regensburg
116	9016	7.380	52.300	40	Rheine Bentlage
117	3014	12.080	54.180	4	Rostock Warnemünde
118	9035	11.100	49.220	385	Roth
119	2105	7.100	49.200	320	Saarbrücken Ensheim
120	1525	8.750	52.110	135	Salzflen
121	1438	9.550	54.530	43	Schleswig
122	4226	10.770	50.660	937	Schmücke
123	3038	11.390	53.640	59	Schwerin
124	3162	11.730	52.890	21	Seehausen
125	1529	9.830	53.000	77	Soltau
126	4246	11.180	50.380	626	Sonneberg Neufang
127	1426	9.370	53.830	3	Störsperrwerk
128	2728	9.867	48.650	734	Stötten
129	4505	12.560	48.830	350	Straubing
130	2746	9.217	48.683	419	Stuttgart Echterdingen
131	3031	12.620	53.760	46	Teterow
132	2127	7.050	49.480	396	Tholey
133	3879	10.880	53.970	9	Travemünde
134	2276	6.650	49.733	265	Trier Petrisberg
135	3035	14.070	53.750	1	Ückermünde
136	2730	9.950	48.383	571	Ulm
137	2625	9.940	50.500	921	Wasserkuppe
138	4481	49.667	12.183	438	Weiden
139	4117	11.700	48.410	470	Weihenstephan
140	4083	49.017	10.967	422	Weissenburg
141	4548	47.700	12.017	1832	Wendelstein
142	3180	10.770	51.850	234	Wernigerode
143	3835	11.060	54.530	3	Westermarkelsdorf
144	3352	12.650	51.890	105	Wittenberg
145	9007	7.670	53.550	8	Wittmundhafen
146	2674	9.950	49.767	268	Würzburg
147	9020	9.430	52.460	57	Wunstorf

	Stationsnummer	Longitude	Latitude	Höhe in [m]	Ortsname
148	3326	13.330	52.970	51	Zehdenick
149	4414	13.750	50.730	877	Zinnwald Georgenfeld
150	4155	10.990	47.420	2960	Zugspitze

Abbildungsverzeichnis

1.1	Anzahl großer Naturkatastrophen weltweit (1950–2007), unterteilt in geophysikalische, hydrologische, meteorologische und klimatologische Ereignisse (aus Mühener Rück, 2008).	2
1.2	Gesamtschäden und versicherte Schäden aus Winterstürmen in Europa 1970–2007 (aus Mühener Rück, 2007).	3
2.1	Schematische Umwandlung von verfügbarer potentieller in kinetische Energie. Gezeigt ist ein idealisierter meridionaler Schnitt durch die Atmosphäre mit warmer Luft (rot) im Süden und kalter Luft (blau) im Norden. Durch Rotation und Wirbelbildung wird die schwere kalte Luft unter die warme verschoben, wobei der gemeinsame Schwerpunkt abgesenkt wird.	7
2.2	Schätzungen und Unsicherheiten des globalen gemittelten Strahlungsantriebs (SA) im Jahr 2005 für verschiedene Faktoren und Mechanismen, zusammen mit der typischen geographischen Ausdehnung des Antriebs und der Beurteilung des Grades des wissenschaftlichen Verständnisses (GDWV) (aus IPCC, 2007b).	9
2.3	Die SRES-Szenarien des IPCC und ihre unterschiedlichen Schwerpunkte (aus Kasang, 2007).	11
2.4	Zyklonenzugbahndichte pro Winterhalbjahr (ONDJFM) für die Jahre 1958/59 bis 2006/07 anhand der NCEP-NCAR Reanalysedaten. (a) zeigt alle Systeme, (b) nur die stärksten Systeme (die größten Werte (5%) der zweiten räumlichen Ableitung des auf Meeressniveau reduzierten Luftdrucks (aus Pinto et al., 2005, und Ulbrich et al., 2008b).	13
3.1	Modellgebiet mit Orografie des Modells CLM-ERA40. Deutschland ist nur teilweise im Modellgebiet enthalten.	19
3.2	Orografie der Bundesrepublik Deutschland, eingezeichnet sind 150 SYNOP-Stationen des DWD	21
4.1	Drei möglichen Arten einer Verteilungsfunktion in Abhängigkeit vom Formparameter k	24
4.2	Effizienz (efficiency) des Formparameters k bezüglich der Momentenmethode (Moment) und der PWM. Beide Methoden sind relativ zur maximalen Wahrscheinlichkeitsmethode dargestellt (aus Hosking und Wallis, 1987). . . .	29

4.3	Vergleich zwischen Windgeschwindigkeiten direkt aus den Modelldaten (Ordinate) und aus der jeweiligen Verteilungsfunktion (Abszisse). Dazu wurden der Zeitraum C20 aus REMO-Klimarechnungen verwendet und verschiedene Perzentile untersucht (aus Kunz et al., 2008b).	30
4.4	Detektion unabhängiger Sturmereignisse mit der POT (nach Lux et al., 2007).	31
4.5	Windgeschwindigkeiten gemessen mit einem Ultraschallanemometer an der Wetterstation auf dem Physikhochhaus der Universität Karlsruhe am 1. März 2008 während des Orkantief Emma. In Rot ist das 10-Minutenmittel und in Gelb die Spitzenwerte dargestellt.	32
4.6	Einteilung der Rauigkeitslänge z_0 in m definiert aus Landnutzung und Orographie der CLM-KL Läufe in 6 Klassen.	33
5.1	Formparameter k abhängig von den Schätzmethoden (ML, PWMs, LM, MOM) für die beiden Zeiträume C20 (links) und A1B (rechts).	36
5.2	Formparameter k für die beiden Zeiträume C20 (oben) und A1B (unten), berechnet mit Hilfe der ML (links) und PWMs (rechts).	37
5.3	Relative Änderung der mit REMO berechneten Windgeschwindigkeit (A1B–C20) normiert auf den Zeitraum C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren berechnet für alle vier Methoden. Die Ergebnisse für die ML und MOM sind oben, für die PWMs und LM unten abgebildet. Gitterpunkte, an denen sich das Vorzeichen des Formparameters k zwischen den beiden Zeiträumen ändert, bleiben unberücksichtigt.	38
5.4	Relative Änderung der Windgeschwindigkeiten (A1B–C20) normiert auf C20 für eine Wiederkehrperiode von 50 Jahren (ML) nach Klimaprojektionen mit ECHAM5-MPI/OM.	39
5.5	Häufigkeitsverteilung der 100 stärksten Windgeschwindigkeiten (Tagesmaxima) für einen Zeitraum von 2021 bis 2050 an den beiden Gitterpunkten $51^\circ\text{N}/11^\circ\text{O}$ (rot) und $48^\circ\text{N}/11^\circ\text{O}$ (blau) in m/s nach Klimaprojektionen mit ECHAM5-MPI/OM.	40
5.6	Verteilungsfunktion der Windgeschwindigkeiten für Wiederkehrperiode zwischen 1 und 100 Jahren an verschiedenen Gitterpunkten (ML). Links (a bis c) sind die Gitterpunkte aus Tabelle 5.1 bei 51°N und rechts (d bis f) die Gitterpunkte bei 48°N dargestellt. Der schwarze senkrechte Balken markiert eine Wiederkehrperiode von 50 Jahren. Die Verteilungsfunktionen sind für die beiden Zeiträume (A1B, C20) unter der Berücksichtigung verschiedener Schwellenwerte (80, 90, 100, 110, 120) abgebildet.	42
5.7	Verteilungsfunktionen zwischen Wiederkehrperiode (1 bis 100 Jahre) und Windgeschwindigkeiten an verschiedenen Gitterpunkten für verschiedene Schwellenwerte. (a) und (b) wurden mit der ML und (c) und (d) mit der PWMs Methode bestimmt.	43
6.1	Häufigkeitsverteilung verschiedener Perzentile (95%, 98%, 99%) der Böengeschwindigkeiten für jeden Gitterpunkt im Untersuchungsgebiet in REMO. . .	46

6.2	Vergleich der relativen Häufigkeit des 95% Perzentils in m/s für verschiedene regionale Modelle.	47
6.3	95% Perzentil für verschiedene regionale Klimamodelle (a) REMO, (b) CLM-KL Lauf 1, (c) CLM-ERA40 und (d) CLM-KL Lauf 2 für die Ereignisse zwischen 1971 und 2000.	48
6.4	Differenz (Lauf 1 – Lauf 2, relativ zu Lauf 1) des 95% Perzentil der Böengeschwindigkeiten der beiden CLM-KL Läufe in %.	49
6.5	95% Perzentil der mittleren maximalen Windgeschwindigkeit für das globale Modell ECHAM5-MPI/OM.	50
7.1	Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode für (a) REMO, (c) CLM-ERA40, (b) CLM-KL Lauf 1 und (d) Lauf 2 im Kontrollzeitraum (1971–2000) in m/s.	54
7.2	Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode für die regionalen Modelle im Kontrollzeitraum in m/s, vgl. Abbildung 7.1a bis 7.1d.	55
7.3	Relative Differenz der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode von CLM-KL (Lauf 1 – Lauf 2, relativ zu Lauf 1) im Kontrollzeitraum in %.	56
7.4	Mittlere Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode im ECHAM5-MPI/OM im Kontrollzeitraum (1971–2000) in m/s.	57
7.5	Relative Änderungen der Windgeschwindigkeiten (A1B–C20) normiert auf den Zeitraum C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren in % für die Modelle (a) REMO, CLM-KL (b) Lauf 1 und (c) Lauf 2, ECHAM5-MPI/OM (d) Lauf 1 und (e) Lauf 2.	59
7.6	Differenz der Abbildungen 7.5c und 7.5d, das heißt Differenzen zwischen CLM-KL Lauf 1 und Lauf 2 in %.	60
7.7	Statistische Kennzahlen der Änderung der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode mit Mittelwert (mw), Median (med), Standardabweichung (std), Maximum (max) und Minimum (min) für den Zeitraum 2021–2050 gegenüber 1971–2000 für das Untersuchungsgebiet in %.	61
7.8	Statistische Kennzahlen der Änderung der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode mit Mittelwert (mw), Median (med), Standardabweichung (std), Maximum (max) und Minimum (min) für den Zeitraum 2021–2050 gegenüber 1971–2000 aufgeteilt in den nördlichen ($> 52,5^\circ N$), mittleren ($> 50^\circ N$ bzw. $\leq 52,5^\circ N$) und südlichen Bereich ($\leq 50^\circ N$) des Untersuchungsgebiets in %.	62
7.9	Statistische Kennzahlen der Änderung der Windgeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode mit Mittelwert (mw), Median (med), Standardabweichung (std), Maximum (max) und Minimum (min) für den Zeitraum 2021–2050 gegenüber 1971–2000 für Baden-Württemberg in %.	63

8.1	Verteilungsfunktionen der Böengeschwindigkeiten in Abhängigkeit von den Wiederkehrperioden (1 bis 100 Jahre) für ausgewählte meteorologische Messstationen (gelb). Die gezeigten Verteilungsfunktionen für die regionalen Modelle REMO (blau), CLM-ERA40 (blau) und CLM-KL Lauf 1 (schwarz) und CLM-KL Lauf 2 (grün) wurden so gewählt, dass die Gitterpunkte des Modells am nächsten zu den Beobachtungsstationen liegen. Betrachtet wird der Kontrollzeitraum C20 (1971–2000).	66
8.2	Böengeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode nach der CEDIM-Sturmgefährdungskarte mit einer Auflösung von 1 km für den Kontrollzeitraum (1971–2000) in m/s (nach Hofherr und Kunz, 2008).	68
8.3	Böengeschwindigkeiten für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode für (a) REMO, (b) CLM-ERA40, (c) CLM-KL Lauf 1 und (d) Lauf 2 im Kontrollzeitraum (1971–2000) in m/s.	69
A.1	Differenz in % der Ergebnisse bei einer Auswertung von Tagesmaxima und Stundenmaxima der Böengeschwindigkeiten. Links ist die Differenz (Ergebnisse Tagesmaxima-Stundenmaxima) für die relative Änderung (A1B-C20, relativ zu C20) der 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten, rechts der 50-jährliche Windgeschwindigkeiten aus REMO im Zeitraum A1B dargestellt.	75
B.1	Windgeschwindigkeiten für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren nach dem globalen Modell ECHAM5-MPI/OM für (a) C20 (Lauf 1), (b) C20 (Lauf 2), (c) A1B (Lauf 1) und (d) A1B (Lauf 2).	76
B.2	Relative Differenz (Lauf 1 – Lauf 2, normiert auf Lauf 1) der Windgeschwindigkeit für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren nach dem globalen Modell ECHAM5-MPI/OM für (a) C20 und (b) A1B.	77
B.3	Differenz der Abbildungen 7.5d und 7.5e, das heißt Differenzen der Ergebnisse der beiden Läufe des ECHAM5-MPI/OM für die relative Änderungen der 10-jährlichen Windgeschwindigkeiten im Zeitraum A1B.	77

Literaturverzeichnis

- Adrian, G. und F. Fiedler, 1991: Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain. *Beitr. Phys. Atmo.*, **64**, 27–48.
- Alexandersson, H., T. Schmith, K. Iden, und H. Tuomenvirta, 1998: Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *Global Atmos. Ocean System.*, **6 (2)**, 97–120.
- Alexandersson, H., H. Tuomenvirta, T. Schmith, und K. Iden, 2000: Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Clim. Res.*, **14 (1)**, 71–73.
- An, Y. und M. D. Pandey, 2005: A comparison of methods of extreme wind speed estimation. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, **93 (7)**, 535–545.
- Axer, Th., Th. Bistry, E. Faust, S. Fietze, M. Müller, und M. Prechtel, 2005: Sturmdokumentation in Deutschland. Eigenverlag der Deutschen Rück, Düsseldorf, 181S.
- Ayros, E., 2000: Regionalisierung extremer Abflüsse auf der Grundlage statistischer Verfahren. Dissertation, Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart, 250S.
- Baehr, C., B. Pouponneau, F. Ayrault, und A. Joly, 1999: Dynamical characterization of the FASTEX cyclogenesis cases. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125 (561)**, 3469–3494.
- Baldauf, M., J. Forstner, S. Klink, T. Reinhardt, C. Schraff, A. Seifert, und K. Stephan, 2006: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kurzzeitfrist LMK und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. DWD, Offenbach, 70S.
- Beheng, K., 2005: Dynamik der Atmosphäre. Skript zur Vorlesung WS 2004/2005 und SS 2005. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH), 221S.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, und E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Climate*, **19 (15)**, 3518–3543.
- Beniston, M., D. B. Stephenson, O. B. Christensen, Ch. A. T. Ferro, Ch. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schöll, T. Semmler, und K. Woth, 2007: Future extreme events in european climate: an exploration of regional climate model projections. *Clim. Change*, **81 (1)**, 71–95.
- Berz, G., 2003: Weltweite Zunahme der Naturkatastrophen: Auswirkungen der Klimaänderung? In: Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen, Fiedler, Nestmann, Kohler (Hrsg.), Verlag für Wissenschaft und Forschung, Berlin, 1–14.

- Beucher, O., 2005: Wahrscheinlichkeitsrechnung und Statistik mit MATLAB: Anwendungsorientierte Einführung für Ingenieure und Naturwissenschaftler. Springer-Verlag, Berlin, 535S.
- Bijl, W., R. Flather, J. G. De Ronde, und T. Schmith, 1999: Changing storminess? An analysis of long-term sea level data sets. *Clim. Res.*, **11**, 161–172.
- Böhm, U., 2007: Konfiguration des CLM. CLM - Workshop und Kontaktforum, Hamburg, http://www.mad.zmaw.de/fileadmin/extern/SGA-Files/CLM_WS_Vortraege/WS4_Boehm_CLM_Konfiguration.pdf .
- Brasseur, O., 2001: Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 5–25.
- Briceno, S., 2006: Reinvigorating international cooperation for reducing risk from natural hazards. *WMO Bulletin*, **55 (1)**, 9–12.
- Claussen, M. et. al., 2007: Die wichtigsten Ergebnisse des vierten Sachstandbericht (AR4) des IPCC 2007 - eine Zusammenfassung. *Mitteilungen des DMG*, **1**, 2–3.
- Cook, N. J., 1985: The designer's guide to wind loading of building structures. Part 1: Background, damage survey, wind data and structural classification. Building Research Establishment, Butterworth-Heinemann, London, 371S.
- Delden, A., 1989: On the deepening and filling of balanced cyclones by diabatic heating. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **41 (3)**, 127–145.
- DIN 1055-4, 2005: Einwirkungen auf Tragwerke - Teil 4: Windlasten. 60–61.
- Drimmel, J., 1977: Die Abschätzung maximaler Sturmböen über aerodynamisch unterschiedlichen Landschaften. *Wetter und Leben*, 71–74.
- Fiedler, F., 2003: Stürme und Orkane in Mittelgebirgsregionen. In: Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen, Fiedler, Nestmann, Kohler (Hrsg.), Verlag für Wissenschaft und Forschung, Berlin, 15–30.
- Geng, Q. und M. Sugi, 2001: Variability of the north atlantic cyclone activity in winter analyzed from NCEP–NCAR reanalysis data. *J. Climate*, **14 (18)**, 3863–3873.
- Gillett, N. P., F. W. Zwiers, A. J. Weaver, und P. A. Stott, 2003: Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, **422 (6929)**, 292–294.
- Gillett, N. P., R. J. Allan, und T. J. Ansell, 2005: Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 19.
- Grassl, H., Ch. Pfister, Ch. D. Schönwiese, M. Latif, A. Smolka, A. Siebert, U. Cubasch, S. Rahmstorf, H. J. Schellnhuber, G. Petschel-Held, G. Berz, H. von Storch, M. Montoya, F. J. Gonz àlez Rouco, K. Woth, H. Escher-Vetter, W. Kron, E. Rauch, A. Menzel, N. Estrella,

- P. Fabian, P. H"oppe, C. C. Jaeger, Ch. Bals, Th. Bode, R. Geres, F. Schafhausen, A. Dlugolecki, Th. Loster, J. Reinhart, und C. Wippich, 2005: *Wetterkatastrophen und Klimawandel. Sind wir noch zu retten?* M"unchner R"uckversicherungs-Gesellschaft Pg Verlag, M"unchen, 264S.
- Gulev, S. K., O. Zolina, und S. Grigoriev, 2001: Extratropical cyclone variability in the northern hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Clim. Dyn.*, **17**, 795–809.
- Gusella, V., 1991: Estimation of extreme winds from short-term records. *J. Struct. Eng.*, **117** (2), 375–390.
- Heneka, P., T. Hofherr, B. Ruck, und C. Kottmeier, 2006: Winter storm risk of residential structures - model development and application to the german state of Baden-W"urttemberg. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **6**, 721–733.
- Heneka, P. und T. Hofherr, 2008: Risikoabsch"atzung Wintersturm und Echtzeit-Schadensprognose. In: Entwicklungsbericht November 2008. Bericht zur Sitzung des CEDIM Beratungsgremiums am 16.-17. Dezember 2008, Potsdam.
- Hodges, K. I., 1994: A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Mon. Wea. Rev.*, **122** (11), 2573–2586.
- Hofherr, T. und M. Kunz, 2008: Assessment and mapping of extreme wind speeds related to winter storms in germany. Eingereicht bei Int. J. Climate.
- Hosking, J. R. M., 1990: L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *J. Roy. Stat. Soc. Series B*, **52** (1), 105–124.
- , 1994: The four-parameter kappa distribution. *IBM J. Res. Dev.*, **38** (3), 251–258.
- Hosking, J. R. M., J. R. Wallis, und E. F. Wood, 1985: Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments. *Technometrics*, **27** (3), 251–261.
- Hosking, J. R. M. und J. F. Wallis, 1987: Parameter and quantile estimation for the generalized pareto distribution. *Technometrics*, **29** (3), 339–349.
- IPCC, 2007a: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. und Miller, H.L. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA, 996S.
- , 2007b: *Zusammenfassung f"ur politische Entscheidungstr"ager*. In: *Klima"anderung 2007: Wissenschaftliche Grundlagen. Beitrag der Arbeitsgruppe I zum viertem Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschuss f"ur Klima"anderung (IPCC)*. Solomon, S., Qin, D., Manning,

- M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. und Miller, H.L. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA. Deutsche Übersetzung durch ProClim, österreichisches Umweltbundesamt, deutsche IPCC-Koordinationsstelle, Bern/Wien/Berlin, 18S.
- Jacob, D., 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the baltic sea drainage basin. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **77**, 61–73.
- Jacob, D., H. Göttel, S. Kotlarski, Ph. Lorenz, und K. Sieck, 2008: Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. *Climate Change, Forschungsbericht 204 41 138*, UBA–FB 000969, **11**, Umweltbundesamt, 154S.
- Jones, P. D., E. B. Horton, C. K. Folland, M. Hulme, D. E. Parker, und T. A. Basnett, 1999: The use of indices to identify changes in climatic extremes. *Clim. Change*, **42 (1)**, 131–149.
- Kartschall, K., C. Mäder, und J. Tambke, 2007: Klimaänderung, deren Auswirkungen und was für den Klimaschutz zu tun ist. Umweltbundesamt, 12S.
- Kasang, D., 2007: Klimawandel und Klimafolgen: Szenarien und Prognosen, die Szenarien des IPCC. <http://www.hamburger-bildungsserver.de/welcome.phtml?unten=/klima/klimawandel/prognosen/szenarien.html>.
- Kharin, V. V. und F. W. Zwiers, 2000: Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere–ocean GCM. *J. Climate*, **13 (21)**, 3760–3788.
- Klawa, M., 2001: Extreme Sturmereignisse in Deutschland: Entwicklung, Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation und Auswirkungen auf die Versicherungswirtschaft. Dissertation, Universität Köln, 129S.
- Klawa, M. und U. Ulbrich, 2003: A model for the estimation of storm losses and the identification of severe winter storms in Germany. *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.*, **3 (6)**, 725–732.
- Knippertz, P., U. Ulbrich, und P. Speth, 2000: Changing cyclones and surface wind speeds over the north-atlantic and europe in a transient GHG experiment. *Clim. Res.*, **15 (2)**, 109–122.
- König, W., R. Sausen, und F. Sielmann, 1993: Objective identification of cyclones in GCM simulations. *J. Climate*, **6 (12)**, 2217–2231.
- Kraus, H. und U. Ebel, 2003: Risiko Wetter: Die Entstehung von Stürmen und anderen atmosphärischen Gefahren. Springer, Berlin, 250S.
- Kunz, M., Ch. Hauck, und Ch. Kottmeier, 2007: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung WS 2003/2004. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH), 111S.
- Kunz, M., R. Lux, und Ch. Kottmeier, 2008a: 3. Zwischenbericht des Projekts RESTER-UNIKA-1, Januar 2008.

- Kunz, M., R. Lux, und Ch. Kottmeier, 2008b: 4. Zwischenbericht des Projekts RESTER-UNIKA-1, Juli 2008.
- Kurz, M., 1990: Synoptische Meteorologie, Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst. *Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes*, Offenbach, 195S.
- Lambert, S. J., 1996: Intense extratropical northern hemisphere winter cyclone events: 1899-1991. *J. Geophys. Res.*, **101 (D 16)**, 21 319–21 325.
- Lambert, S. J. und J. C. Fyfe, 2006: Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Clim. Dyn.*, **26 (7)**, 713–728.
- Landwehr, J. M., N. C. Matalas, und J. R. Wallis, 1979: Estimation of parameters and quantiles of Wakeby distributions. *Water Resour. Res.*, **15**, 1361–1379.
- Leckebusch, G. C. und U. Ulbrich, 2004: On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global Planet. Change*, **44 (1-4)**, 181–193.
- Leckebusch, G. C., B. Koffi, U. Ulbrich, J. G. Pinto, T. Spangehl, und S. Zacherias, 2006: Analysis of frequency and intensity of european winter storm events from a multi-model perspective, at synoptic and regional scales. *Clim. Res.*, **31**, 59–74.
- Leckebusch, G. C., A. Weimer, J. G. Pinto, M. Meyers, und P. Speth, 2008: Extreme wind storms over Europe in present and future climate: a cluster analysis approach. *Meteor. Z.*, **17 (1)**, 67–82.
- Liljequist, G. H. und K. Cihak, 1984: Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage. Vieweg, Braunschweig, 412S.
- Lupo, A. R., P. J. Smith, und P. Zwack, 1992: A diagnosis of the explosive development of two extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **120 (8)**, 1490–1523.
- Lux, R., 2007: Modellsimulationen zur Strömungsverstärkung von orographischen Grundstrukturen bei Sturmsituationen. Dissertation, Wissenschaftliche Berichte des Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universitätsverlag Karlsruhe, **40**, 180S.
- Lux, R., M. Kunz, und Ch. Kottmeier, 2007: Winterstürme mit hohem Schadenpotential über Baden-Württemberg in einem verändertem Klima. 8. Forum Katastrophenvorsorge des DKKV, 15.-16. Oktober 2007, Karlsruhe, http://www.cedim.de/download/08_Lux_etal.pdf.
- Marsland, S. J., H. Haak, J. H. Jungclaus, M. Latif, und F. Roske, 2003: The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modell.*, **5 (2)**, 91–127.
- McCabe, G. J., M. P. Clark, und M. C. Serreze, 2001: Trends in northern hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *J. Climate*, **14 (12)**, 2763–2768.

- M&D Report: Hollweg, H. D., U. Böhm, I. Fast, B. Hennemuth, K. Keuler, E. Keup-Thiel, M. Lautenschlager, St. Legutke, K. Radtke, B. Rockel, M. Schubert, A. Will, M. Woldt, und C. Wunram, 2008: Ensemble simulations over Europe with the regional climate model CLM forced with IPCC AR4 global scenarios. Technical Report No.3, Model and Data Group at the Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg.
- Mohr, S., 2006: Häufigkeit von Winterstürmen in Baden-Württemberg und ihre Schadenssummen. Seminararbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH), 73S.
- , 2007: Gesamtschäden und versicherte Schäden aus Winterstürmen in Europa 1970–2007. http://www.munichre.com/de/ts/geo_risks/natural_catastrophes_and_risks/winter_storm_kyrill/winter_storm_kyrill_fig1.aspx. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, München.
- , 2008: Topics Geo Naturkatastrophen 2007: Analysen, Bewertungen, Positionen. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, München, 52S.
- Murray, R. J. und I. Simmonds, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, **39**, 155–166.
- Nakićenović, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Y. Jung, T. Kram, et al., 2000: IPCC special report on emissions scenarios. Cambridge, New York.
- Paciorek, C. J., J. S. Risbey, V. Ventura, und R. D. Rosen, 2002: Multiple indices of northern hemisphere cyclone activity, Winters 1949–99. *J. Climate*, **15** (13), 1573–1590.
- Palutikof, J. P., B. B. Brabson, D. H. Lister, und S. T. Adcock, 1999: A review of methods to calculate extreme wind speeds. *Meteor. Appl.*, **6**, 119–132.
- Pinto, J. G., T. Spanghel, U. Ulbrich, und P. Speth, 2005: Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. *Meteor. Z.*, **14** (6), 823–838.
- Pinto, J., T. Spanghel, U. Ulbrich, und P. Speth, 2006: Assessment of winter cyclone activity in a transient ECHAM4-OPYC3 GHG experiment. *Meteor. Z.*, **15** (3), 279–291.
- Pinto, J. G., E. L. Fröhlich, G. C. Leckebusch, und U. Ulbrich, 2007: Changing European storm loss potentials under modified climate conditions according to ensemble simulations of the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7**, 165–175.
- Pinto, J. G., S. Zacharias, A. H. Fink, G. C. Leckebusch, und U. Ulbrich, 2008: Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. *Clim. Dyn.*, im Druck.
- Raible, C. C., P. M. Della-Marta, C. Schwierz, H. Wernli, und R. , 2008: Northern hemisphere extratropical cyclones: a comparison of detection and tracking methods and different reanalyses. *Mon. Wea. Rev.*, **136** (3), 880–897.

- Rockel, B. und K. Woth, 2007: Extremes of near-surface wind speed over Europe and their future changes as estimated from an ensemble of RCM simulations. *Clim. Change*, **81** (1), 267–280.
- 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, und A. Tompkins, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. Part I: Model description. *MPI-Report*, **249**, 127 S.
- Roeckner, E., R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, L. Kornblueh, E. Manzini, U. Schlese, und U. Schulzweida, 2006a: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Climate*, 3771–3791.
- Roeckner, E., M. Lautenschlager, und H. Schneider, 2006b: IPCC-AR4 MPI-ECHAM5_T63L31 MPI-OM_GR1.5L40_20C3M run No.1: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate.
- Schinke, H., 1993: On the occurrence of deep cyclones over Europe and the north Atlantic in the period 1930 – 1991. *Contrib. Atmos. Phys.*, **66**, 223–237.
- Schmith, T., E. Kaas, und T. Li, 1998: Northeast atlantic winter storminess 1875–1995 reanalysed. *Clim. Dyn.*, **14**, 465–479.
- Serreze, M. C., 1995: Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmos. Ocean*, **33**, 1–23.
- Simmons, A. J., D. M. Burridge, M. Jarraud, C. Girard, und W. Wergen, 1989: The ECMWF medium-range prediction models: development of the numerical formulations and the impact of the increased resolution. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **40**, 28–60.
- Simmons, A. J. und J. K. Gibson, 2000: The ERA-40 project plan. ECMWF Report Series 1: Reding, 60S.
- Stein, O. und A. Hense, 1994: A reconstructed time series of the number of extreme low pressure events since 1880. *Meteor. Z.*, **3** (1), 43–46.
- Stappeler, J., G. Doms, U. Schättler, H. W. Bitzer, A. Gassmann, U. Damrath, und G. Gregoric, 2003: Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **82**, 75–96.
- Stocker, H., 2008: Einführung in die angewandte Ökonometrie, Kapitel 15. Skript zur Vorlesung SS 2008. Institut für Wirtschaftstheorie, -politik und -geschichte, Universität Innsbruck, 352–375.
- von Storch, H., J. Guddal, K. A. Iden, T. Jónsson, J. Perlwitz, M. Reistad, J. de Ronde, H. Schmidt, und E. Zorita, 1993: Changing statistics of storms in the north Atlantic. *MPI-Report*, 116S.

- Trigo, I. F., 2006: Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. *Clim. Dyn.*, **26** (2-3), 127–143.
- Uccellini, L. W., R. A. Petersen, P. J. Kocin, K. F. Brill, und J. J. Tuccillo, 1987: Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **115** (10), 2227–2261.
- Ulbrich, U. und M. Christoph, 1999: A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.*, **15**, 551–559.
- Ulbrich, U., A. H. Fink, M. Klawa, und J. G. Pinto, 2001: Three extreme storms over Europe in December 1999. *Weather*, **56** (3), 70–80.
- Ulbrich, U., J. G. Pinto, H. Kupfer, G. C. Leckebusch, T. Spanghel, und M. Reyers, 2008a: Changing northern hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *J. Climate*, **21** (8), 1669–1679.
- Ulbrich, U., G. C. Leckebusch, und J. G. Pinto, 2008b: Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theor. Appl. Climatol.*, angenommen zur Veröffentlichung.
- Wang, C. C., 1999: Rapid development of cyclones at high latitudes over the North Atlantic. Dissertation, The Ohio State University, 289S.
- Wang, X. L., V. R. Swail, und F. W. Zwiers, 2006: Climatology and changes of extratropical cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP–NCAR reanalysis for 1958–2001. *J. Climate*, **19** (13), 3145–3166.
- WASA-Groupe, 1998: Changing waves and storms in the northeast Atlantic. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79** (5), 741–760.
- Weisse, R., H. von Storch, und F. Feser, 2005: Northeast Atlantic and North Sea storminess as simulated by a regional climate model during 1958–2001 and comparison with observations. *J. Climate*, **18** (3), 465–479.
- Wernli, H., S. Dirren, M. A. Liniger, und M. Zillig, 2002: Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm 'Lothar' (24–26 December 1999). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 405–430.
- Whiteman, C. D. und J. C. Doran, 1993: The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a valley. *J. Appl. Meteorol.*, **32** (11), 1669–1682.
- Wieringa, J., 1986: Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 867–889.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 18701–18701.

- Yoshida, A. und Y. Asuma, 2004: Structures and environment of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **132 (5)**, 1121–1142.
- Zacharias, S., 2006: Einfluss der Nordatlantikoszillation auf die Entwicklung extremer Zykklonen. Diplomarbeit am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln, 105S.
- Zwiers, F. W. und V. V. Kharin, 1998: Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO2 doubling. *J. Climate*, **11 (9)**, 2200–2222.

Danksagung

Zunächst möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Kottmeier für das Ermöglichen der vorliegenden Arbeit, seine Diskussionsbereitschaft und seine anregenden Ideen bedanken. Ebenso danke ich Frau Prof. Dr. Jones für die Übernahme des Korreferats.

Ein ganz besonderer Dank soll an dieser Stelle an Dr. Michael Kunz für die umfassende Betreuung und Unterstützung während meiner Arbeit gehen. Für die vielen hilfreichen Anmerkungen und seiner Diskussionsbereitschaft besonders im letzten Monat vor der Abgabe sei hier vor allem gedankt. Ebenso danke ich Ralph Lux für seine Unterstützung besonders in den Anfangsphasen meiner Diplomarbeit, für die Beschaffung der Daten, für sein umfangreiches Wissen in MATLAB und vor allem für die vielen Programme, auf denen ich aufbauen konnte. Monika Rauthe danke ich für das kritische Korrekturlesen meiner Arbeit, mit vielen hilfreichen Ideen und aufschlussreichen Diskussionen.

Bei Thomas Hofherr bedanke ich mich für die Bereitstellung seiner Daten, für sein umfangreiches Wissen über Winterstürme und Extremwertstatistik, für seine Diskussionsbereitschaft und dafür, dass er immer ein offenes Ohr für meine Fragen hatte. Bei Hendrik Feldmann möchte ich mich ebenfalls für die Datenbeschaffung bedanken.

Des Weiteren bedanke ich mich bei allen Mitarbeitern des IMK für das angenehme Arbeitsklima, insbesondere bei Steffi, wenn ich Fragen zu MATLAB hatte, bei dem ganzen Team der Arbeitsgruppe für neue Ideen und Diskussionen, bei Herrn Brückel für die stets prompte und freundliche Hilfe bei Computerproblemen, insbesondere wenn die Tornado mal wieder nicht wollte, bei Frau Birnmeier für hilfsbereite Auskünfte und ein stetiges Lächeln und bei meinen Kommilitonen für die angenehme Atmosphäre im Diplomandenraum und der gemeinsame Zeit während dem Studium.

Nico danke ich für sein Korrekturlesen, seiner Unterstützung und seelischem Beistand im letzten Jahr.

Nicht zuletzt danke ich vor allem meinen Eltern, ohne deren finanzielle und geistige Unterstützung mein Studiums so nicht ablaufen hätte können.

Danke Ihnen/Euch allen!

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbst verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Ich bin damit einverstanden, dass die Arbeit in die Bibliothek eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 21. Oktober 2008

Susanna Mohr