

Analyse konvektiver Starkwindböen auf der Grundlage von hochaufgelösten Reanalysedaten

-

Analysis of convective gusts based on high-resolution reanalysis data

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

Julia Kosch

Februar 2016



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Referent:

PD Dr. Michael Kunz

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Meteorologische Grundlagen	5
2.1	Theorie der Konvektion	5
2.2	Konvektive Starkwindböen	15
2.2.1	Entstehungs- und Intensivierungsmechanismen des Abwinds	16
2.2.2	Formen konvektiver Böen	18
2.2.3	Modellierung konvektiver Böen in numerischen Wettervorhersagemodellen	21
3	Datengrundlage	23
3.1	Reanalysedaten	23
3.2	Beobachtungsdaten	25
4	Methoden	27
4.1	Statistische Kenngrößen	27
4.2	Taylordiagramm	29
4.3	Konvektive Böenmodelle	30
5	Analyse modellierter konvektiver Starkwindböen in Reanalysedaten	37
5.1	Statistische Kenngrößen	37
5.2	Vergleich der Modell- und Beobachtungsdaten	45
6	Analyse konvektiver Starkwindböen aus verschiedenen Böenparametrisierungen	53
6.1	Verschiedene Einflussgrößen in den Böenparametrisierungen	53
6.2	Analyse der Windfelder der konvektiven Böenmodelle	58
7	Zusammenfassung	71
A	Abbildungen	75
B	Tabellen	78
	Literaturverzeichnis	83

1. Einleitung

Extreme konvektive Starkwindereignisse werden in Deutschland in Verbindung mit schweren Gewitterereignissen vor allem im warmen Sommerhalbjahr beobachtet (Dotzek und Friedrich, 2009). Dabei können diese Starkwindböen Geschwindigkeiten von über 50 m s^{-1} und damit höhere Werte als synoptisch-bedingte Starkwindereignisse (Winterstürme) erreichen (Markowski und Richardson, 2010). Häufig werden dabei Schäden vergleichbar mit denen durch einen F0 oder F1 (seltener auch F3) Tornado verzeichnet (Fujita und Wakimoto, 1981; Fujita, 1985), wie beispielsweise bei einem der jüngeren Ereignisse in der Ortsgemeinde Framersheim (Rheinland-Pfalz) am 7.7.2015 (Abb. 1.1). Anhand des beobachteten Schadenmusters (zerstörte Dächer, entwurzelte Bäume) und dem im Internet vorhandenen Videomaterial werden Windgeschwindigkeiten zwischen 50 und 70 m s^{-1} (F2) vermutet (persönliche Kommunikation, Kollmohr Skywarn Deutschland e.V., 2015). Der Oberbürgermeister des 1600 Einwohner-Ortes schätzte am nächsten Tag den Gesamtschaden auf acht bis zehn Millionen Euro, wobei insgesamt etwa 60 bis 100 Häuser des Ortes betroffen waren (Sydow, 2015).

Von konvektiven Starkwindböen sind vor allem Gebäude, aber auch die Land- und Forstwirtschaft betroffen (Wakimoto, 2001). Durch die auf engem Raum variierende Windrichtung und Windgeschwindigkeit in der unteren Troposphäre besteht auch für den Flugverkehr vor allem während der Start- und Landephase eine besondere Gefahr (Fujita und Caracena, 1977). Das Ausmaß der entstehenden Schäden hängt stark von den Örtlichkeiten ab, an denen die Ereignisse eintreten (Merz und Emmermann, 2006). Daher ist es von besonderem Interesse, Regionen in Deutschland zu identifizieren, die häufiger von konvektiven Starkwindböen betroffen sind und die Ursachen dafür, wie zum Beispiel eine Interaktion mit dem Klima, der Strömung, der Landnutzung oder der Orografie zuerkennen.

Dabei treten konvektive Gewitter als lokalskaliges Wettersystem räumlich und zeitlich hoch variabel auf, ebenso wie die durch sie hervorgebrachten konvektiven Böen. Bei der geringen Dichte synoptischer Messstationen ist es daher schwierig, zeitlich und räumlich homogene, hochaufgelöste Informationen über die lokal-skaligen konvektiven Böen zu erhalten, um deren Schaden- und Gefahrenpotenzial besser einschätzen zu können. Die verteilten Messungen der Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) geben nur ein lückenhaftes Bild der Klimatologie wieder (Wapler und Trepte, 2012). Des Weiteren werden die über Parametrisierungsansätze abgeleiteten Böen in numerischen Wettervorhersagemodellen häufig unterschätzt. Die Gründe dafür sind, dass



Abb. 1.1: Schäden durch das Starkwindereignis des Microbursts über Framersheim am 07.07.2015 (© Susanna Mohr, KIT).

deren Bildungsmechanismen noch nicht vollständig verstanden sind und Unsicherheiten in den Anfangs- und Randbedingungen bestehen (Sheridan, 2011). Aus diesen Gründen existiert noch immer ein erhebliches Wissensdefizit über die Klimatologie und Statistik konvektiver Starkwindböen (Kunz und Ruck, 2013).

Das Ziel dieser Masterarbeit ist, die räumliche Verteilung von konvektiven Böen für Deutschland, basierend auf hochaufgelösten Reanalysedaten, zu identifizieren. Des Weiteren soll untersucht werden ob, systematische räumliche Unterschiede der Böen vorherrschen, deren Verteilung möglicherweise Ähnlichkeiten zu bereits in Deutschland beobachteten Verteilungen schwerer konvektiver Gewittersysteme aufweisen (Puskeiler, 2013). Deswegen werden in dieser Arbeit zunächst konvektive Starkwindböen statistisch analysiert, die mit dem regionalen Klimamodell CCLM¹ des DWD und den Reanalysen ERA-40 und ERA-Interim als Antrieb berechnet wurden. Dabei wird den Fragen nachgegangen, inwieweit konvektive Starkwindböen aus hochaufgelösten Reanalysen Beobachtungen wiedergeben. Des Weiteren werden konvektive Böen untersucht, die mit Hilfe von verschiedenen semi-empirischen und physikalisch basierten Böenmodellen (z.B. Wolfson, 1990; Nakamura et al., 1996) abgeleitet werden. Anschließend wird die unterschiedliche Relevanz der in die Ansätze der Böenmodelle eingehenden meteorologischen Parameter betrachtet mit dem Ziel, deren Einfluss auf die Modelle zu bestimmen und die resultierenden Unsicherheiten zu evaluieren.

Diese Arbeit lässt sich von Themengebiet an das aktuelle DFG-Projekt ConWinG² am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) angliedern, das vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-TRO) in Kooperation mit dem Institut für Hydromechanik (IfH) durchgeführt wird (Kunz und Ruck, 2013). Dabei sollen lokal-skalige schwere konvektive Starkwindereignisse und deren Wechselwirkungen im urbanen Bereich genauer untersucht werden. So können durch bebaute Strukturen infolge von Kanalisierungs- und Verwirbelungseffekten die bereits hohen Windgeschwindigkeiten zusätzlich beschleunigt werden.

¹Consortium for Small-scale MOdeling-Climate Local Model

²Convektive Wind Gust

In der vorliegenden Arbeit wird zunächst in Kapitel 2 ein Überblick über die meteorologischen Grundlagen gegeben, die für das Themengebiet der Arbeit relevant sind. Der erste Teil beschäftigt sich mit der Theorie der Konvektion und den notwendigen atmosphärischen Bedingungen zur Bildung der konvektiven Wettersysteme, aus denen konvektive Böen hervorgehen. Im zweiten Teil werden die Entstehung und Charakteristik von konvektiven Böen und deren Parametrisierungsansätze in numerischen Wettervorhersagemodellen beschrieben. Kapitel 3 beschäftigt sich mit den verwendeten Datensätze der Arbeit, auf die die Methoden in Kapitel 4 hinsichtlich der genannten Ziele angewendet werden. Anschließend erfolgt eine Analyse der modellierten konvektiven Starkwindböen aus CCLM ERA-Interim (CCLM ERA-40), die hinsichtlich ihrer Klimatologie und ihren statistischen Merkmalen untersucht und mit Beobachtungsdaten bezüglich ihrer Repräsentativität verglichen werden (Kapitel 5). Darauf aufbauend werden weitere Starkwindfelder basierend auf verschiedenen, konvektiven, semi-empirischen und physikalischen Böenmodellen diskutiert (Kapitel 6). Abschließend werden in Kapitel 7 die wichtigsten gewonnenen Erkenntnisse zusammengefasst, diskutiert und ein Ausblick gegeben.

2. Meteorologische Grundlagen

Im ersten Teil des Kapitels werden allgemein die Theorie der Konvektion und die unterschiedlichen konvektiven Wettersysteme beschrieben, bei denen konvektive Starkwindböen auftreten können. Anschließend folgt eine kurze Beschreibung der unterschiedlichen Entstehungs- und Intensivierungsmechanismen des Abwinds, der Formen konvektiver Böen sowie der Umgang mit diesem kleinskaligen Phänomen in der numerischen Wettervorhersage.

2.1 Theorie der Konvektion

Konvektion beschreibt in der Atmosphäre prinzipiell Umlagerungen durch Vertikalbewegungen der Luft, die mit Energieumsätzen verbunden sind und zur Durchmischung der Luftmasse führen. Sie kann zum Beispiel von selbst, durch vertikale Temperaturunterschiede aus solar aufgeheizten Luftmassen im Bodenniveau, durch Advektion kalter Luft in der Höhe mit resultierender Labilisierung oder allgemein durch Auftrieb aus Dichteunterschieden einsetzen (Liljequist und Cehak, 2006). Konvektion kann aber auch durch externe Faktoren ausgelöst werden, wie zum Beispiel durch synoptische, großräumige Hebung, Querkirkulation an Fronten, bodennahen Konvergenzen oder durch Überströmung von orografischen Hindernissen (Markowski und Richardson, 2010; Kunz, 2015). Es gibt sowohl trockene als auch feuchte Konvektion, bei der sich konvektive Wolken bilden. Das Wasser spielt bei der feuchten Konvektion mit seinem variablen, temperaturabhängigen Anteil in der Luftzusammensetzung und seinen verschiedenen Aggregatzuständen (fest, flüssig oder gasförmig) eine besondere Rolle. Die Phasenübergänge (Kondensation, Verdunsten, Sublimation) sind mit der Freisetzung (Entzug) von Energie in Form von latenter Wärme eine wichtige Energiequelle (-senke) bei hochreichenden konvektiven Prozessen. Die freigesetzte (entzogene) latente Energie wird dabei in potenzielle und kinetische Energie umgewandelt, sodass die Luft im Aufwindgebiet (Abwind) einer konvektiven Gewitterwolke zusätzlich (negativ) beschleunigt wird. Dadurch kann sich feuchte Konvektion unter den richtigen Bedingungen bis in große Höhen fortsetzen (Liljequist und Cehak, 2006). Die in diesem Kapitel aufgeführten Größen und Feuchte Maße sind beispielsweise in der Literatur von Kraus (2004), Holton (2004) und Bolton (1980) nachzulesen.

Theorie eines gehobenen Luftpakets

Es ist allgemein schwierig, mit einfachen Mitteln die in der Realität komplexen, bei Konvektion ablaufenden Prozesse zu beschreiben und zu berechnen. Daher bedient sich die Theorie vereinfachter, genäherter und idealisierter Vorstellungen. So wird zur Beschreibung der konvektiven Prozesse ein definiertes Luftvolumen, ein sogenanntes gehobenes Luftpaket (engl. lifted parcel theory), betrachtet. Sein Zustand lässt sich als der eines geschlossenen, adiabatischen (massenspezifisch und Energie erhaltend) beziehungsweise bei Kondensation pseudoadiabatischen Systems getrennt von der Umgebung behandeln (Holton, 2004).

Zustand eines Luftpakets

Der Zustand eines Luftpakets ist über die thermodynamischen Zustandsvariablen Druck p , Temperatur T und Dichte ρ festgelegt. Der Druck setzt sich nach dem Daltonschen Gesetz aus der Summe der Partialdrücke mit dem variablen Wasserdampfpartialdruck e zusammen. Es spielt daher rechnerisch eine Rolle, wie viel Wasserdampf in einem Luftpaket enthalten ist. Unter Verwendung der virtuellen (höheren) Temperatur $T_v = (1 + 0,608q)T$ mit q als spezifischer Feuchte (Doswell und Rasmussen, 1994) in der Zustandsgleichung für ein ideales Gas,

$$p = \rho R_L T_v, \quad (2.1)$$

kann feuchte Luft rechnerisch wie trockene Luft behandelt werden. Dabei ist $R_L \approx 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, die Gaskonstante trockener Luft. Zur Beschreibung der Höhenlage des Luftpakets kann der Druck oder die mit der virtuellen Temperatur über die barometrische Höhenformel bestimmte geopotentielle Höhe gewählt werden (Pichler, 1997). Der Druck ist als idealisierte Annahme für die Umgebung und das Luftpaket gleich, da sich die Untersuchungen auf ein einheitliches Niveau beziehen. Je nach Temperatur kann das Luftpaket eine bestimmte Menge Wasserdampf aufnehmen, bis es gesättigt ist. Über das Sättigungsmischungsverhältnis r_s oder eine gesättigte spezifische Feuchte q_s kann die maximal mögliche Aufnahme an Wasserdampf bei den vorliegenden Bedingungen angegeben werden. Je höher die Temperatur, desto mehr Wasser kann das Luftpaket aufnehmen. Bei Sättigung entspricht die Temperatur dann der Taupunkttemperatur T_d , die aus der Clausius-Clapeyron-Gleichung und der Magnusformel für den Sättigungsdampfdruck E folgt:

$$T_d = \frac{243,5}{\left(\frac{17,67}{\ln\left(\frac{E}{6,112}\right)} \right) - 1}. \quad (2.2)$$

Vertikalbewegung eines Luftpakets

Bei anschließender Erläuterung der thermodynamischen Zustandsänderungen, die das Luftpaket erfährt, wenn es gehoben wird, bietet sich eine energetische Betrachtung an (Roedel, 2000). Ausgangslage dazu bildet der erste Hauptsatz der Thermodynamik:

$$du = \delta q + \delta w \quad \text{mit} \quad \delta w = -pdv . \quad (2.3)$$

Allgemein lassen sich mit Gleichung (2.3) Zustandsänderungen des Luftpakets durch einen Energieaustausch mit der Umgebung δq (z.B. Strahlungsflussdivergenz), Arbeit am Volumen δw (Kompression bzw. Expansion) oder Änderung der inneren Energie du (z.B. Kondensationswärme) erklären. Für die vertikale Auslenkung des Luftpakets gilt allerdings die idealisierte Annahme, dass es zunächst ausschließlich eine **trockenadiabatische Hebung** erfährt, bis es die Höhe erreicht hat, in der Kondensation einsetzt. Dieses Niveau wird bei erzwungener Hebung als Hebungs-kondensationsniveau (HKN) und bei freier Hebung als Kumulus-kondensationsniveau (KKN) bezeichnet. Da angenommen wird, dass der Druck des Luftpakets und der Druck der Umgebung gleich sind, kann die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck für trockene Luft mit $c_p = \left(\frac{dh}{dT}\right)_{p=const.} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ als Änderung der Enthalpie, in Abhängigkeit von der Temperatur betrachtet werden. Die Enthalpie ist gegeben durch $h = u - pv$. Der erste Hauptsatz (2.3) in Enthalpieform, für ein adiabatisch geschlossenes ($\delta Q=0$) Luftpaket ist $dh = vdp$ mit $dh = c_p dT$ und v dem spezifischen Volumen. Bei Hebung expandiert das Luftpaket, um sich den Druckverhältnissen im höheren Niveau anzupassen, und kühlt sich dabei adiabatisch ab. Im umgekehrten Fall, wenn das Luftpaket absinkt, erwärmt es sich adiabatisch. Der Betrag, um den sich die Temperatur ändert, kann über den trockenadiabatischen Temperaturgradienten abgeleitet werden. Dieser lässt sich aus dem ersten Hauptsatz in Enthalpieform mit der hydrostatischen Approximation $dp = -\rho g dz$ herleiten:

$$\Gamma \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} = 0,98 \text{ K}(100\text{m})^{-1} . \quad (2.4)$$

Eine höhere Lage des Luftpakets bewirkt eine höhere potenzielle Energie und eine Verminderung der Enthalpie beziehungsweise der thermischen Energie. Insgesamt bleibt aber die Energie bei Vertikalbewegungen erhalten. Das heißt, es findet eine Umwandlung von thermischer in potenzielle Energie statt. Eine Größe, die einen Zusammenhang zwischen der thermischen und potenziellen Energie herstellt und damit hilfreich bei der Untersuchung von Luftmassen ist, ist die potenzielle Temperatur. Sie kann durch Integration des ersten Hauptsatzes in Enthalpieform mit der Zustandsgleichung eines idealen Gases und über eine Poissongleichung adiabatischer Zustandsänderungen hergeleitet werden,

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R_L}{c_p}} . \quad (2.5)$$

Für trockenadiabatische Vertikalbewegungen stellt Gleichung (2.5) eine Erhaltungsgröße dar, genau wie das Mischungsverhältnis. Unabhängig vom Ausgangsniveau des Luftpakets beschreibt sie die Temperatur, die das Luftpaket erreichen würde, wenn es durch Expansion oder Kompression mit entsprechender trockenadiabatischer Erwärmung oder Abkühlung auf $p_0 = 1000$ hPa gebracht werden würde.

Ab dem Zeitpunkt, an dem Kondensation auftritt, wird dem Luftpaket zusätzlich Kondensationswärme zugeführt. Bei der **pseudoadiabatischen Hebung** handelt es sich um eine Näherung bei der während des weiteren Aufstiegs Phasenübergänge stattfinden bei denen das kondensierte Wasser als Niederschlag irreversibel aus dem Luftpaket ausfällt. Die zugeführte Wärme sorgt für eine schwächere Temperaturabnahme mit der Höhe. Der erste Hauptsatz in Enthalpieform hat für pseudoadiabatische Systeme einen zusätzlichen Term ldr_s zur Berücksichtigung der latenten Wärme. Die spezifische Verdampfungswärme l ist etwa $2500 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Der feucht- bzw. pseudoadiabatische Temperaturgradient wird berechnet nach Holton (2004),

$$\Gamma_s \equiv -\frac{dT}{dz} = \Gamma \frac{1 + \frac{lq_s}{R_L T}}{1 + \frac{0,6220l^2 q_s}{c_p R_L T^2}}. \quad (2.6)$$

Ähnlich zur potenziellen Temperatur wird die äquivalentpotentielle Temperatur θ_e definiert, die bei feuchtadiabatischer Hebung ebenfalls konstant mit der Höhe ist. Sie ist diejenige Temperatur, die ein Luftpaket hätte, wenn es so lange pseudoadiabatisch aufsteigt, bis das gesamte enthaltene Wasser aus dem Luftpaket ausfällt, die gesamte latente Wärme dem System zugeführt wird und es danach trockenadiabatisch auf 1000 hPa absinkt (Bolton, 1980):

$$\theta_e = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0,2854(1-0,28 \cdot 10^{-3} r)} \cdot \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_{HKN}} - 0,00254 \right) \cdot r \cdot (1 + 0,81 \cdot 10^{-3} r) \right]. \quad (2.7)$$

Bevor Sättigung eintritt, sind T , p und r des Luftpakets auf der Höhe vom HKN einzusetzen. Bei Sättigung wird das Sättigungsmischungsverhältnis r_s statt r verwendet. Die äquivalentpotentielle Temperatur stellt wie die potenzielle Temperatur eine Verknüpfung zwischen der potenziellen und der thermischen Energie her und berücksichtigt zusätzlich die latente Energie eines Luftpakets. Die Temperatur am HKN wird berechnet mit (Bolton, 1980):

$$T_{HKN} = \frac{2840}{3 \cdot 5 \cdot \ln(T) - \ln(e) - 4,805} + 55. \quad (2.8)$$

Wenn ab dem Niveau der freien Konvektion (NFK) das Luftpaket wärmer als die Umgebungsluft ist, steigt es durch den thermischen Auftrieb von selbst ungehindert bis zur Wolkenobergrenze auf. Mit Hilfe des beschriebenen Konzeptes zur Theorie eines gehobenen Luftpakets kann für Luftpakete unterschiedlicher Ausgangsniveaus damit eine idealisierte Hebungs- beziehungsweise Senkungskurve konstruiert werden. Dies wird bei der Berechnung der Entstehungshöhe des Abwindes verwendet, die für die spätere Anwendung der Böenmodelle benötigt wird.

Stabilität

Mit Hilfe von thermodynamischen Diagrammpapieren (Abb. 2.1) können Luftmassen hinsichtlich ihrer Schichtungsstabilität und verschiedener Indizes ausgewertet werden Kraus (2004). Bei der Stabilitätsanalyse wird das Luftpaket nicht mehr entkoppelt von der Umgebung betrachtet, sondern mit ihr verglichen. Dabei wird der Temperaturverlauf der Atmosphäre (Zustandskurve) mit dem idealisierten adiabatischen beziehungsweise pseudoadiabatischen Temperaturgradienten verglichen, wodurch sich die in Tabelle 2.1 zusammengefassten Schichtungen und deren bedingte Übergangsstadien ergeben. Ebenso kann die Änderung der potenziellen Temperatur für ein ungesättigtes beziehungsweise die Änderung der pseudopotenziellen Temperatur für ein gesättigtes Luftpaket betrachtet werden. Ist ihre Änderung mit der Höhe größer als Null, dann ist die Schichtung stabil, ist sie gleich null dann ist die Schichtung neutral und wenn sie kleiner als null ist dann ist die Schichtung der Atmosphäre instabil (Holton, 2004). Bei trocken-stabiler Schichtung kehrt das ausgelenkte, ungesättigte Luftpaket wieder in seine Ausgangslage zurück, da es sich stärker mit der Höhe abkühlt als die Umgebungsluft. Dabei kann sich eine harmonische Oszillation mit der Brunt-Väisälä-Frequenz N um das Ausgangsniveau einstellen. Bei indifferenten (neutralen) Schichtung hat die Umgebung im betrachteten Niveau die gleiche Temperatur, sodass das Luftpaket auf der erreichten Höhe bleibt. Für trocken-instabile Schichtungsformen ist die Temperaturabnahme der Umgebung größer als die des Luftpakets, das sich daraufhin zunehmend weiter von seinem Ausgangsniveau entfernt. Die gleichen Definitionen gelten für die feucht-stabile, feucht-indifferente und feucht-instabile (labile) Schichtung für den pseudoadiabatischen Temperaturgradienten und den vertikalen Verlauf der pseudopotenziellen Temperatur. Ein aktueller Temperaturgradient zwischen trockenadiabatischem und feuchtadiabatischem Temperaturgradienten stellen eine bedingt-stabile oder bedingt-labile Schichtung dar. In ihr kann es zur Auslösung von Konvektion kommen, muss es aber nicht. Dieser Sonderfall wird im weiteren Verlauf wieder aufgegriffen und eingehender besprochen. Aus den thermodynamischen Diagrammen kann auch die konvektiv verfügbare potenzielle Energie **CAPE** (engl. convective available potential energie) grafisch bestimmt werden. Sie steht für die Energie, die einem Luftpaket bei Konvektion zur Hebung zur Verfügung steht. In Abbildung 2.1 ist die *CAPE* als die Fläche zwischen der Zustandskurve und der Hebungskurve in Gelb erkennbar. Die *CAPE* stellt damit in

Tabelle 2.1: Schichtungen der Atmosphäre (Vallis, 2006).

	Trocken	Feucht
Stabil	$-\frac{\partial T_U}{\partial z} < \Gamma$	$-\frac{\partial T_U}{\partial z} < \Gamma_s$
Instabil	$-\frac{\partial T_U}{\partial z} > \Gamma$	$-\frac{\partial T_U}{\partial z} > \Gamma_s$

diesem Bereich zwischen dem Niveau freier Konvektion NFK und dem neutralen Auftrieb (bei hochreichender Konvektion oberer Rand der Troposphäre) die über die Höhe integrierte Auftriebskraft B' dar (Holton, 2004),

$$CAPE = \sqrt{\int B' dz}. \quad (2.9)$$

Der Auftrieb ist die durch Dichte- bzw. Temperatur- und Druckunterschiede hervorgerufene aufwärts gerichtete Kraft, die auf das Luftpaket wirkt und zu dessen Beschleunigung führt. Der Term zum Gradienten der Druckstörungen wird meist vernachlässigt, da dieser für die meisten konvektiven Wettersysteme einen geringeren Einfluss hat (siehe Kap. 2.2.1). Der Auftrieb wird damit näherungsweise berechnet über (Holton, 2004),

$$\frac{dw}{dz} = B' \approx g \frac{\rho_U - \rho_L}{\rho_L} \approx g \frac{T_L - T_U}{T_U}. \quad (2.10)$$

Dadurch kann auf das Potenzial einer Luftmasse für hochreichende Konvektion geschlossen werden. Bevor es allerdings zur Auslösung von Konvektion kommt, muss die dem Auftrieb entgegengesetzte Kraft die konvektive Sperre, überwunden werden (engl. convective inhibition (*CIN*); siehe Abb. 2.1 in rosa). Über die *CAPE* kann für den Fall, dass die *CIN* abgebaut beziehungsweise überwunden wird und Konvektion einsetzt, eine Abschätzung der maximal möglichen Vertikalgeschwindigkeit getroffen werden (Holton, 2004):

$$w_{max} = \sqrt{2 \cdot CAPE}. \quad (2.11)$$

Da es in dieser Arbeit um konvektive Böen und damit abwärts gerichtete Windgeschwindigkeiten geht, wird an dieser Stelle kurz der Bezug zu einer mit der *CAPE* vergleichbaren Größe hergestellt, die auf gleiche Weise über den negativen Auftrieb berechnet werden kann. Diese Größe beschreibt die konvektiv verfügbare potenzielle Energie, die von der Entstehungshöhe H des Abwindes bis zum Boden im gesättigten Abwind in kinetische Energie umgewandelt werden kann, und wird als *DCAPE* (engl. downdraft *CAPE*; Abb. 2.1 in blau) bezeichnet (Emanuel, 1994):

$$DCAPE = - \int_{z_0}^H g \frac{T - \overline{T_U}}{\overline{T_U}} dz = - \int_{p_H}^{p_0} R_l (T - \overline{T_U}) d(\ln(p)) \quad (2.12)$$

Analog zum Aufwind kann der Abwind über die *DCAPE* grob abgeschätzt werden mit (Emanuel, 1994):

$$w_{max} = -\sqrt{2 \cdot DCAPE}. \quad (2.13)$$

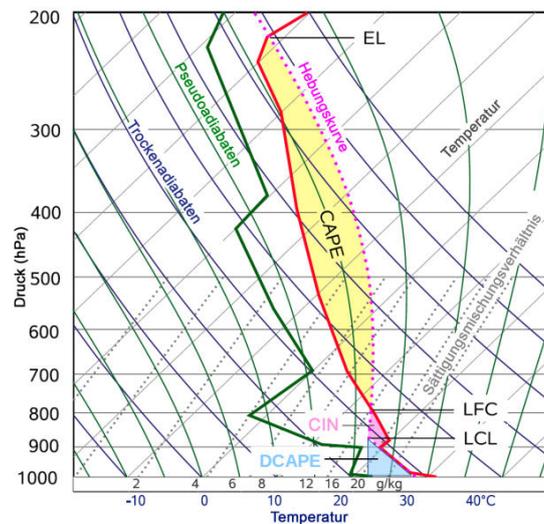


Abb. 2.1: Thermodynamisches Diagrammpapier SkewT-logp mit der *CAPE* in gelb, *CIN* in rosa und *DCAPE* in blau (modifiziert nach Mohr, 2013).

Konvektive Instabilität

Damit Konvektion ausgelöst werden kann, muss die Luft möglichst instabil (labil) geschichtet sein. Labile Schichtungen können jedoch nicht lange und über große Höhen aufrecht erhalten werden, da sie sich als Störungen in der Atmosphäre sehr rasch wieder abbauen. Zur Labilisierung einer Luftmasse kann es kommen, wenn sich der vertikale Temperaturgradient verschärft (Groenemeijer, 2009). Zum einen passiert dies, wenn in der Höhe kältere Luft einströmt oder sich durch solares Aufheizen des Bodens die darüber liegende Luftschicht stark erwärmt. Hier wird die Instabilität erst in höheren Luftschichten während des Aufstieges des Luftpaketes ausgelöst.

Des Weiteren kann es eine **bedingte Instabilität** vorliegen, bei der ein Temperaturgradient zwischen trocken- und feuchtadiabatisch vorherrscht. Ob die Luftmasse instabil wird, hängt hier von der Luftfeuchtigkeit im Luftpaket ab. Bei Sättigung und $\partial\theta_{ps}/\partial z < 0$ kann Konvektion ausgelöst werden. In einer bedingt labilen Schichtung einer trockenen Luftmasse kommt es hingegen selbst bei erzwungener Hebung durch einen Hebungsantrieb unter Umständen nicht zu Kondensation, sodass das Luftpaket keine zusätzliche latente Wärme aufnimmt und damit kälter als die Umgebung bleibt. In solch einem Fall können jedoch Luftpakete aus niedrigeren Höhen, die feuchter sind, durch Hebung das Kondensationsniveau erreichen, instabil werden und Konvektion auslösen. Dieser Vorgang wird **latente Instabilität** genannt und durch die vertikale Luftfeuchteverteilung bestimmt (Normand, 1938).

Wenn sich eine warme, feuchte Luftmasse unter einer trockenen, kalten befindet und beispielsweise durch eine Front die gesamte Luftschicht gehoben wird, kommt es im unteren Bereich schnell zu Kondensation mit Freisetzung latenter Wärme und dadurch zunehmender Beschleunigung. Im oberen Niveau hingegen kühlt die trockene Luft durch die Hebung trockenadiabatisch ab und es erfolgt keine oder erst verzögert Kondensation. Der sich dadurch verschärfende vertikale Temperaturgradient führt dann zur Instabilität der Luftmasse. Diese Labilisierung wird als **potenzielle Instabilität** bezeichnet und kann explosiv einsetzen.

Bedingungen für hochreichende Feuchtkonvektion

Nach Doswell (1987) müssen für die Entwicklung hochreichender Feuchtkonvektion drei Voraussetzungen erfüllt sein. Damit es zu dieser Art der Konvektion kommt, muss im Untersuchungsgebiet in den unteren Niveaus eine ausreichend feuchte Luftmasse vorhanden sein, damit durch Freisetzung latenter Wärme bei Kondensation das Luftpaket weiter beschleunigt wird. Die Luftmasse muss außerdem eine der angesprochenen konvektiven Instabilitäten aufweisen. Außerdem muss das Luftpaket bis zum Kondensationsniveau angehoben und die Konvektion eingeleitet werden.

Konvektive Wettersysteme

Aus hochreichender Feuchtkonvektion können sich, abhängig von den Umgebungsbedingungen, unterschiedliche Gewittersysteme bilden (vgl. Tabelle 2.2), die mit konvektiven Starkwindböen verbunden sein können. Ihre räumliche und zeitliche Größenordnung liegt im Bereich der Meso- γ Skala (Orlanski, 1975, siehe auch Abb. 2.5). Zur Bildung der verschiedenen Gewittersysteme sind allgemein die bereits genannten prinzipiellen Bedingungen für hochreichende Konvektion sowie die vertikale Windscherung von zentraler Bedeutung. Bei Betrachtung einer Schicht zwischen dem Bodenniveau und 6 km Höhe gelten für die Scherung Werte bis 10 m s^{-1} als schwache, für Einzelzellen ausreichende, 10 bis 20 m s^{-1} als gemäßigte für Multizellen notwendige und größer als 20 m s^{-1} als starke Scherung, ab der sich Superzellen entwickeln können (Markowski und Richardson, 2010). Je nach Stärke der Scherung kann der Aufwind entsprechend vom niederschlagsinduzierten Abwind separiert sein. Daraus ergibt sich bei Betrachtung der Lebenszyklen der Zellen ein direkter Zusammenhang zwischen Stärke und Lebensdauer der Wettersysteme. Hierzu werden exemplarisch an der Einzelzelle die prinzipiellen Stadien des Lebenszyklus (Abb. 2.2) vorgestellt (Markowski und Richardson, 2010).

Im **Cumulusstadium** setzt die Entwicklung der Zelle durch die Auftriebskraft ein. Es kommt zu einer vertikalen, aufwärts gerichteten Beschleunigung der Luftpakete. Ab dem Kondensationsniveau bilden sich Wolken. Die dabei freigesetzte Kondensationswärme führt zu einer weiteren Beschleunigung. Aus den unteren Niveaus strömt kontinuierlich feuchtwarme Luft nach. Erreicht der Aufwind eine Temperatur von 0°C , erfolgt durch Gefrierprozesse die Umwandlung zur Mischwolke im oberen Bereich. Hier lagert sich durch Diffusion Wasserdampf an die Eisteilchen an und unterkühlte Tröpfchen werden eingefangen. Das **Reifestadium** ist der Höhepunkt der Entwicklung, bei dem die Gewitterwolke ihre maximale Größe erreicht. Schnee, kleine Eisteilchen und Graupel fallen aus, die beim Passieren der Schmelzschichthöhe zu Regen werden können. Durch den Reibungswiderstand der zu Boden fallenden Hydrometeore vergrößert sich zunehmend von oben her der Abwindbereich, der durch die Phasenübergänge weiter verstärkt wird. Am Boden breitet sich der Abwind horizontal divergent aus und generiert an der Grenze zur Umgebungsluft eine Böenfront. Im **Dissipationsstadium** zerfällt das System. Der Abwind dominiert den Aufwind, und das Niederschlagsgebiet erreicht seine maximale Ausdehnung. Der Abwind und die über ihn am Boden ausströmende abgekühlte Luft trennen den Aufwind

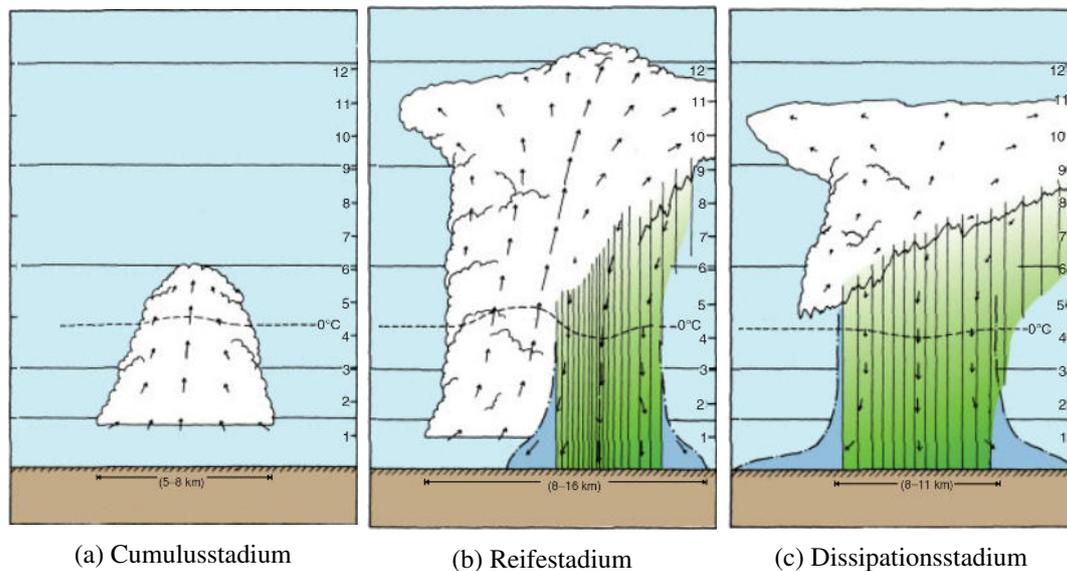


Abb. 2.2: Lebenszyklus einer Einzelzelle (Markowski und Richardson, 2010)

zunehmend von der feuchtwarmen Luftzufuhr (Energiequelle). Das System schwächt sich ab, bis es sich auflöst (Byers und Braham, 1948).

Die Bildung von konvektiven Böen kann ab der Bildung des Abwinds der Gewitterzellen einsetzen. Jede Zellform durchläuft einen mehr oder weniger derartigen Lebenszyklus, sodass prinzipiell aus jedem Zelltyp konvektive Starkwindböen hervor kommen können. Die Ausprägung der Windböen bezüglich Stärke, Ausdehnung oder Lebensdauer hängt jedoch erheblich vom Gewittersystem ab. Eine anschließende kurze Vorstellung der verschiedenen Gewittersysteme ist an die Arbeit von Markowski und Richardson (2010) angelehnt.

Multizelle

Mehrere dynamisch gekoppelte Gewitterzellen schließen sich zu einem selbsterhaltenden Zellcluster zusammen, das einen durch die Scherung der Umgebung asymmetrischen Kaltluftausfluss (engl. coldpool) und eine Böenfront besitzt, an der bei entgegengesetzter Scherung und labiler Umgebungsluft (z.B. trogvorderseitig) neue konvektive Zellen entstehen. Dies kann verbunden sein mit der Entstehung konvektiver Starkwindböen (Ladd, 1989). Es liegen Zellen in allen Stadien vor (Abb. 2.3), wie für die Einzelzelle beschrieben. Das System entwickelt zusätzlich zur mittleren Strömung eine Eigendynamik, bis die Umgebungsbedingungen nicht mehr ausreichend erfüllt sind, um neuen Zellen zu bilden. Dann zerfällt das System.

Superzelle

Die Superzelle ist eine große, durch starke Windrichtungsscherung rotierende Einzelzelle mit einem kräftigen, rotierenden Aufwind und meist zwei Abwinds, vorder- und rückseitig mit zugehörigen Böenfronten. Im Laufe ihres Lebenszyklusses nähern sich die Böenfronten einander an

und umschließen den Aufwind. Die Superzelle wird dann zunehmend von der feuchten und warmen Luftzufuhr getrennt und zerfällt oder es bildet sich ein neuer Aufwindbereich an der Flanke des ursprünglichen Aufwinds, sodass sich das System neu regenerieren kann. Die Superzelle wird auch als Mesozyklone bezeichnet, in der Regel ist sie von extremen Wettererscheinungen (z.B. konvektiven Starkwindböen, großer Hagel und Tornados) begleitet. Eine trogvorderseitige Lage in einem Hebungsgebiet, starke vertikale Windscherung, vor allem Richtungsscherung, oft hohe CAPE, feuchtwarme Luftmassen im Bodenniveau, trockene und kalte Luftmassen in der Höhe und ein Starkwindband in den unteren Höhen sind notwendige Entstehungsbedingungen.

MCS und MCC

Mesoskalige konvektive Systeme (MCS) beziehungsweise Komplexe (MCC) bilden ein synoptisch gesteuertes, großes, zusammenhängendes Niederschlagsgebiet von mindestens 100 km horizontaler Erstreckung in einer Richtung, in das einzelne konvektive Zellen eingelagert sind. Ab einer solchen Ausdehnung gewinnt die Corioliskraft an Einfluss. MCS treten bei mittlerer bis hoher CAPE häufig ab dem späten Nachmittag bis in die Nacht hinein auf und haben eine lange Lebensdauer. Sie können sich direkt nach Konvektionsauslösung zum Beispiel an einer Front entwickeln (Typ I) oder sich zu einem Verband aus Einzel-, Multi- und Superzellen mit gemeinsamem Coldpool zusammenschließen (Typ II). Im Lebenszyklus gibt es eine zusätzliche Intensivierungsphase, in der die Zellen zusammenwachsen. Die Zellneubildung läuft ähnlich ab wie bei Multizellen.

Gewitterlinien

Gewitterlinien (engl. squalline) sind in einer Linie angeordnete Gewitterzellen mit rückseitigem, stratiformen Niederschlagsgebiet und ähnlichen Wettererscheinungen wie bei Superzellen. Sie besitzen vorderseitig eine starke Böenfront mit hoher konvektiver Aktivität, treten meist in Verbindung mit Konvergenzlinien oder Kaltfronten auf und haben eine verhältnismäßig lange Lebensdauer. Ähnlich wie Superzellen benötigen die Gewitterlinien zur Entwicklung eine hohe CAPE und eine starke vertikale Windscherung (Geschwindigkeitsscherung). Wie bei der Multizelle werden an der Böenfront neue konvektive Zellen gebildet.

Tabelle 2.2: Übersicht der Größenordnungen der konvektiven Wettersysteme (Kunz, 2015).

Zellart	Lebensdauer	Ausdehnung \leq
Einzelzelle	circa 1 h	2 - 10 km
Multizelle	mehrere h	50 km
Superzelle	≤ 24 h	50 km
MCS/MCC	mehrere h bis Tage(e)	300 km
Gewitterlinie	mehrere h bis Tage(e)	400 km

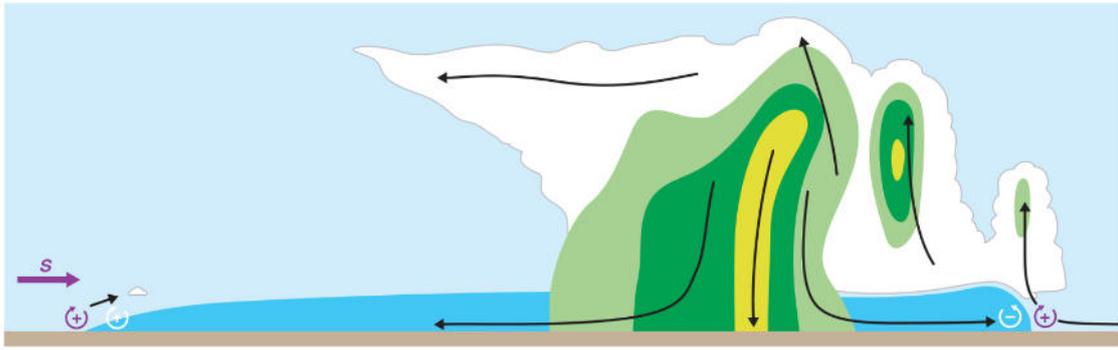


Abb. 2.3: Vertikalschnitt durch eine Multizelle (weiß) mit Bereichen von Regen (grün) Hagel (gelb) und verdunstungsgekühltem in Zugrichtung asymmetrischen Kaltluftausfluss (bau), deren sturmrelative Strömung (schwarze Pfeile) und horizontale Vorticityverteilung (weißer Kreis Pfeil) bei anliegender Umgebungsscherung (lila Kreis Pfeil) dargestellt sind. An der vorderseitigen Spitze des Coldpools im Bereich der Böenfront kann in Zugrichtung durch das entgegengesetzte Vorticitypaar des Systems und der Umgebung neue Konvektion ausgelöst werden (Markowski und Richardson, 2010).

2.2 Konvektive Starkwindböen

Grundsätzlich definiert der Bach (2015) eine Böe als einen plötzlich auftretenden, kräftigen Windstoß aus wechselnder Richtung. Formal gesehen muss der mittlere zehnmünütige Wind innerhalb weniger Sekunden um mindestens 5 m s^{-1} überschritten werden, damit von einer Windböe gesprochen wird.

Prinzipiell unterscheiden sich dabei turbulente von konvektiven Böen durch ihre Bildungsmechanismen. Während turbulente Böen mit dem Transport von Turbulenz in der Grenzschicht verbunden sind (Brasseur, 2001), entstehen konvektive Böen aus den in Kapitel 2.1 beschriebenen konvektiven Wettersystemen als eine der schadenbringenden, extremen Wettererscheinungen dieser Ereignisse (Wakimoto, 2001; Fujita, 1985). Ausgangspunkt der Entwicklung konvektiver Böen bildet meist der niederschlagsinduzierte Abwind (engl. downdraft) eines konvektiven Wettersystems. Über den Abwind können sich konvektive Böen in Form von unterschiedlich ausgeprägten Fallböen (engl. downburst) bilden. Ebenso können durch den Kaltluftausfluss des Abwinds (engl. coldpool) in Folge von starken Druckgradienten in der Kaltluft konvektive Böen entstehen (Markowski und Richardson, 2010).

Am Boden wird die konvektive Fallböe nach idealer Vorstellung näherungsweise ohne größere Energieverluste in die Horizontale umgelenkt und breitet sich dort in alle Richtungen aus (Fujita, 1985), sodass die Horizontalgeschwindigkeit u und die Vertikalgeschwindigkeit w in grober Näherung ähnlich groß sind (Foster, 1958). Spätere Arbeiten von Proctor (1989) und Wolfson (1990) zeigen jedoch, dass der Zusammenhang auch vom Temperaturgradienten und der horizontalen und vertikalen Erstreckung des Abwinds und von weiteren Umgebungsbedingungen abhängen kann. Es ist daher schwierig, aus Abwindgeschwindigkeiten auf exakte horizontale konvektive Spitzenböen zu schließen. Trotzdem bietet diese Herangehensweise eine gute Näherung.

2.2.1 Entstehungs- und Intensivierungsmechanismen des Abwinds

In konvektiven Wettersystemen (Kap. 2.1) bildet sich im Reifestadium der Zellen ein Abwind aus, der bodennah verschiedene Formen konvektiver Starkwindböen produziert. Eine zentrale Rolle bei dessen Entwicklung spielen die Phasenübergänge und die damit einhergehende Abkühlung der Luftmasse mit negativem Auftrieb und vertikalen Druckstörungen. Die Auslösung des Abwinds und dessen Intensivierung wird durch den Reibungswiderstand der fallenden Hydrometeore unterstützt. Das Zusammenspiel der einzelnen Prozesse kann über die vertikale Impulsbilanzgleichung beschrieben werden (Wakimoto, 2001; Markowski und Richardson, 2010):

$$\underbrace{\frac{d\bar{w}}{dt}}_{5.} = -\underbrace{\frac{1}{r} \frac{\partial \bar{p}'}{\partial z}}_{1.} + g \left[\underbrace{\frac{\theta'_v}{\theta_{v0}}}_{2.} - \underbrace{\frac{c_v}{c_p} \frac{p'}{p_0}}_{3.} - \underbrace{(r_c + r_r + r_i)}_{4.} \right], \quad (2.14)$$

wobei r_c für das Mischungsverhältnis von Wolkenwasser, r_r Regenwasser und r_i Eiswasser steht und c_v die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen darstellt. Gleichung (2.14) bildet in Boussinesq-approximierter Form die Basis einiger konvektiver Böenparametrisierungen (siehe Kap. 4.3; Wolfson, 1990; Nakamura et al., 1996).

Dynamische Druckstörungen

Der erste Term der Gleichung (2.14) steht für den vertikalen Gradienten der Druckschwankungen und ist in den meisten Fällen eher gering, weshalb er oft wie auch bei den in dieser Arbeit verwendeten konvektiven Böenmodellen (siehe Kap. 4.3) vernachlässigt wird. Erst bei größeren konvektiven Gewittersystemen (z.B. Superzellen) wird dieser Term relevant, da ein starker Druckfall in den unteren Höhen verstärkend auf den Abwind wirkt (Klemp und Rotunno, 1983).

Thermischer Auftrieb

Der zweite Term beschreibt die thermische Auftriebskraft, die abhängig vom Temperaturunterschied zwischen dem betrachteten Luftpaket und dessen Umgebung ist (vgl. Kap. 2.1). Nach Houze (1993) hat der Auftriebsterm mit bis zu 80% den größten Beitrag an der vertikalen Beschleunigung des Luftpakets. Der Niederschlag im Abwind sorgt dabei durch Phasenübergänge für eine weitere Abkühlung innerhalb des Abwinds. Die Verdunstung von Regen, die Sublimation von Eisteilchen und Schnee und das Schmelzen von Schnee, Graupel und Hagel entziehen dem Luftpaket latente Wärme und intensivieren damit den negativen Auftrieb. Die numerische Simulation einer Multizelle von Markowski und Richardson (2010) zeigt, dass die Sublimation von allen Phasenübergängen den höchsten Beitrag zur latenten Kühlrate leistet und dass eine trockene Schicht in der Entstehungshöhe des Abwinds diesen begünstigt. Die Abkühlung muss insgesamt der trockenadiabatischen Erwärmung durch den Absinkvorgang überwiegen, damit das Luftpaket weiter absinken kann.

Thermodynamische Druckstörungen

Der dritte Term in Gleichung (2.14) berücksichtigt den Auftrieb durch Druckunterschiede, der in der Theorie des gehobenen Luftpakets (Kapitel 2.1) nicht mit inbegriffen ist. Für diese Form des Auftriebs muss das Luftpaket einen niedrigeren Luftdruck haben als die Umgebungsluft, damit es weiter aufsteigt beziehungsweise umgekehrt. Im Vergleich zu den anderen Mechanismen ist dieser Effekt allerdings klein, sodass er meist vernachlässigt wird.

Reibung durch Hydrometeore

Der vierte Term verdeutlicht die Relevanz des Niederschlags für den Abwind. Numerische Simulationen beispielweise von Srivastava (1985) und Proctor (1989) zeigten, dass der Term vor allem von der Größenverteilung, der Intensität und der Fallgeschwindigkeit des Niederschlags abhängig ist. Nach Houze (1993) kann die Reibung bis zu 20% der Beschleunigung ausmachen. So haben größere Teilchen, die schwerer sind und daher schneller fallen, eine größere Reibungsfläche. Dementsprechend ist der Reibungseffekt vor allem für großen Hagel von Bedeutung. Er spielt ebenfalls eine Rolle bei der Auslösung des Abwinds und der konvektiven Böen (Proctor, 1988).

Vertikaltransport und Einmischungsprozesse

Durch Integration der Gleichung (2.14) kommt durch den fünften Term ein zusätzlicher Anteil zu der Vertikalgeschwindigkeit dazu. Dieser beschreibt den vertikalen Transport von Horizontalimpuls aus größeren Höhen und hängt von der großräumigen Höhenströmung ab. Befindet sich beispielsweise das konvektive Wettersystem im Einflussgebiet eines Starkwindbandes (engl. jet-stream), können über den Abwind hohe horizontale Windgeschwindigkeiten zum Boden transportiert werden.

Zusätzlich dazu ist die Temperatur und der Feuchtegehalt der in den Abwind eingebrachten Luftpakete von Bedeutung. Laut Knupp (1987) unterstützt die Einmischung trockener Luft die Verdunstungskühlung und Sublimationskühlung des Abwinds, wodurch der negative Auftrieb verstärkt wird. Dies gilt besonders für Einmischungsprozesse im Bereich der Entstehungshöhe des Abwinds. Gegensätzlich dazu argumentiert Srivastava (1985), dass das Mischen mit der Umgebungsluft zu einer virtuellen potenziellen Erwärmung führt, den negativen Auftrieb vermindert und den Abwind schwächt. Abhängig von der Einmischungshöhe und der Entwicklung des Abwinds können beide Effekte relevant sein. Laut der Arbeit von Proctor (1989) fördert ein hoher Feuchtegehalt in den unteren Schichten und trockene Luft im Bereich der Schmelzschicht die Ausbildung eines starken Abwinds.

Da die Ursachen der Entstehung und Intensivierung der Böen dieselben wie für den Abwind sind, hängt ihre Stärke zusammengefasst von einem hohen Temperaturgradienten und einer feuchten Luftmasse in den unteren Höhen ab, die das adiabatische Absinken durch Temperatur- und Dichteunterschiede fördert, und von einer trockenen Luftschicht im Bereich der Schmelzschichthöhe, die die Verdunstungskühlung erhöht. Je größer dabei der Eis- und Schneeanteil der Gewitterwolke ist, desto stärker ist die latente Kühlrate durch den vergrößerten Einfluss der Sublimation.

2.2.2 Formen konvektiver Böen

Abhängig von den unterschiedlichen konvektiven Wettersystemen werden über deren Abwind oder dessen Kaltluftausfluss am Boden unterschiedlichen Formen von konvektiven Böen gebildet, die sich durch ihre Ausdehnung, Intensität und Lebensdauer voneinander unterscheiden (Fujita und Wakimoto, 1981; Fujita, 1985; Wakimoto, 2001; Markowski und Richardson, 2010).

Konvektive Fallböen

Über oder in einem kräftigen Abwind können unterschiedlich große und starke Fallböen (engl. downburst) zum Boden gelangen. Das Konzept des Lebenszyklus von konvektiven Starkwindböen von Fujita (1985) beschreibt eine unterschiedlich große Kaltluftmasse, die sich im unteren Bereich einer Gewitterwolke ansammelt und anschließend stark beschleunigt als Abwind zu Boden stürzt, um sich dort vom Zentrum aus ringförmig horizontal in einer verwirbelten Böenfront auszubreiten. Dabei sind die höchsten Windgeschwindigkeiten nach dem Bodenkontakt hinter der Böenfront in dem Ringwirbel zu beobachten (Proctor, 1988), der sich im Laufe des Lebenszyklusses eines Downbursts unter horizontaler Ausbreitung und Verlagerung in die Höhe durch nachströmende Luft verringern. Neben dem stationären Fall (Abb.2.4 links) kann ein Downburst auch dynamisch geprägt sein (Abb. 2.4 rechts). In diesem Fall ist er asymmetrisch nach vorn geneigt, sodass sich hohe Windgeschwindigkeiten hinter der Böenfront in Zugrichtung vor dem Coldpool ausbreiten. In Superzellen kann der Downburst aufgrund der Rotation der Zelle ebenfalls eine Rotation aufweisen (Markowski und Richardson, 2010). Im Lebenszyklus der in Kapitel 2.1 vorgestellten Wettersysteme können an der Böenfront bei neu einsetzender Konvektion weitere konvektive Böen ausgelöst werden (Ladd, 1989; McCann, 1994).

Downbursts sind in der horizontalen Ebene meist kleiner als 10 km (Markowski und Richardson, 2010). Die kurzlebigeren und kleinräumigeren Downbursts mit einem horizontalen Kaltluftausfluss am Boden unter 4 km werden als **Microburst** bezeichnet (Fujita, 1985). Ihre Lebensdauer

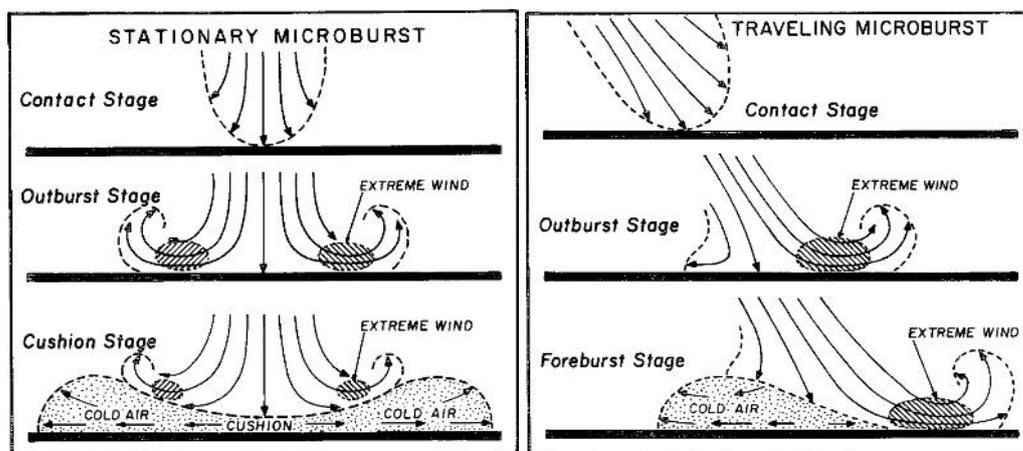


Abb. 2.4: Lebenszyklus eines stationären (links) und dynamischen Microburst (rechts; Fujita, 1985).

beträgt zwischen 2 und 5 Minuten. Diese werden weiterhin in nasse und trockene Microbursts unterteilt. Die nassen Microbursts werden von Niederschlag am Boden begleitet und sind daher im Gebiet des Abwinds und durch Verwirbelungen an der Böenfront für den Betrachter in manchen Fällen sichtbar (Anhang Abb. A.1). Die trockenen Microbursts treten bei Umgebungsbedingungen auf, in denen der Niederschlag ganz oder zu großen Teilen verdunstet, bevor er den Boden erreicht hat (Dotzek und Friedrich, 2009). Ab einer Regenrate unter 0,25 mm und Radarreflektivität kleiner als 35 dBz wird dann von einem trockenen Microburst gesprochen (Wakimoto, 2001). Diese treten in den USA vermehrt an Tagen mit einer tiefen Grenzschicht und einer hohen Wolkenbasis von über 3 km auf (Markowski und Richardson, 2010). In Deutschland werden vor allem nasse Microbursts beobachtet (Dotzek und Friedrich, 2009). In den USA wurden im Gegensatz zu Deutschland schon mehr Feldstudien zu Downbursts durchgeführt. Gatzert (2004) und Dotzek und Friedrich (2009) zeigten jedoch, dass Downbursts in den USA bezüglich ihrer Intensität und Form mit schweren Ereignissen in Deutschland vergleichbar sind. Es existieren außerdem einige weitere speziellere Formen von Microbursts, zum Beispiel ein im Englischen mid-air Microburst genannter Downburst. Dieser trifft während seines Abstiegs auf eine stabile Schicht und setzt sich durch deren Einfluss nicht bis ins Bodenniveau fort. Andere durchdringen eine bodennahe Inversion und erreichen unter starker Erwärmung den Boden. Sie werden im Englischen daher als heat burst bezeichnet (Markowski und Richardson, 2010). Allgemein sind Microbursts schwer vorherzusagen und stellen durch die starke Windscherung im unteren Niveau vor allem für den Flugverkehr eine große potenzielle Bedrohung dar (Fujita und Caracena, 1977; Wolfson, 1990). Die Entwicklung vom Cumulusstadium (siehe Kap. 2.1) zum gefährlichen Microburst kann innerhalb von wenigen Minuten erfolgen, sodass wenig Zeit für eine Vorhersage beziehungsweise Warnung bleibt McCann (1994).

Als **Macroburst** werden Downbursts mit einer bodennaher horizontaler Ausdehnung von mindestens 4 km bezeichnet. Seine Lebensdauer bewegt sich zwischen 5 und 20 Minuten. Es können Windgeschwindigkeiten erreicht werden, die mit einem F0 oder F1 Tornado vergleichbar sind. In Einzelfällen wurden bereits Geschwindigkeiten bis F3 beobachtet (Fujita und Wakimoto, 1981; Fujita, 1985; Markowski und Richardson, 2010).

Konvektive Starkwindböen durch einen starken Coldpool

Ein ausgeprägter Abwind ist keine notwendige Voraussetzung für das Auftreten von konvektiven Böen. In MCS liegen zum Beispiel häufiger schwächere Abwinde vor durch das Zusammenwachsen einzelner kleinerer Zellen mit schwächeren Abwinden. Gerade diese konvektiven Wettersysteme bilden jedoch durch den Zusammenschluss der Kaltluftausflüsse der im System eingelagerten Zellen einen **meso- β -skaligen Coldpool** aus. Dieser besteht aus einer kalten Luftmasse, die sich über die Abwinde der Zellen im Bodenniveau anstaut und sich ausdehnt, bis das System zerfällt. In der Kaltluft treten dabei starke Druckgradienten auf, die ebenfalls schwere Böen verursachen können. Eine weitere günstige Voraussetzung für konvektive Starkwindböen trotz schwachem Abwind ist ein Starkwindband in der mittleren Atmosphäre. Dadurch kann horizontaler Impuls über den Abwind zum Boden transportiert werden (Markowski und Richardson, 2010).

Derecho

Hohe konvektive Böengeschwindigkeiten kommen auch bei großräumigen sogenannten Derechos vor, die häufig im Zusammenhang mit einem MCS (MCC) beobachtet werden. Progressive Derechos treten vor allem im Sommerhalbjahr auf. Sie wandern entlang einer quasi-stationären Front mit bodennahem thermischen Auftrieb in einer Umgebung mit hoher potenzieller Instabilität und einem starken mitteltroposphärischen Wind. Serielle Derechos sind im Radar durch mehrere sogenannte Bogenechos (engl. bow echo) im Zusammenhang mit Gewitterlinien im Bereich eines Tiefdrucksystems zu erkennen. Serielle Derechos sind dadurch stärker synoptisch gesteuert, überqueren einen großen Bereich und treten häufiger im Frühjahr und Herbst auf. Mischformen der zwei Typen werden ebenfalls beobachtet Markowski und Richardson (2010). Derartige schadenbringende Starkwindereignisse wurden bereits in der Arbeit von Hinrichs (1888) thematisiert und von Fujita und Wakimoto (1981) wieder aufgegriffen und definiert als Familie von Fallböenclustern, die sich aus Micro- und Macrobursts zusammensetzen (Fujita, 1985). Angelehnt daran haben Johns und Hirt (1987) vier Kriterien verfasst, anhand derer Derechos eindeutig identifizieren werden:

1. Zusammenhängendes Gebiet mit einer Hauptachse von mindestens 400 km und Berichten über konvektive Böen größer als 26 m s^{-1} mit entsprechenden Schadenmeldungen,
2. Berichte in chronologischer Abfolge,
3. Mindestens drei Berichte in 64 km Entfernung zueinander mit konvektiven Böen über 33 m s^{-1} (F1),
4. Weniger als drei Stunden zwischen den Schadensmeldungen.

Corfidi und Mead (2015) geben einen überarbeiteten Vorschlag zur Definition eines Derechos ab, der in seinen Grundzügen stärker physikalisch basiert ist. Die Autoren bezeichnen als Derecho eine Familie von schadenbringenden Fallböenclustern, die mit einem sich vorwärts ausbreitenden MCS einhergehen, das während eines Teils seiner Lebensdauer Anzeichen für ein oder mehrere anhaltenden Bogenechos mit mesoskaligen Wirbeln und/ oder einem rückwärtigen Jet (engl. rear-inflow jet) zeigt. Die Schadensneise muss nahezu kontinuierlich verlaufen, sich über eine Breite von mindestens 100 km entlang des größten Teils ihrer Ausdehnung erstrecken und 650 km lang sein. Der Schaden muss auftreten, nachdem sich die vorläufigen einzelnen Gewitterzellen zu einem Coldpool-getriebenen MCS organisiert haben.

In dieser Arbeit wird im Rahmen der Validierung modellierter konvektiver Starkwindböen aus Reanalysedaten auf Derechoereignisse in Deutschland (siehe Gatzert, 2004) Bezug genommen.

2.2.3 Modellierung konvektiver Böen in numerischen Wettervorhersagemodellen

Im Allgemeinen zählen Windböen zu den Größen, die aufgrund ihrer kleinräumigen, lokal-skaligen und kurzlebigen Eigenschaften in den regionalen Klimamodellen, wie sie in der Arbeit verwendet werden (Abb. 2.5 eingezeichnet), nicht aufgelöst werden können und als subskalige Phänomene parametrisiert werden müssen. Da sie ein chaotisches Verhalten zeigen, sind sie schwer zu messen, beziehungsweise schwer vorherzusagen (Sheridan, 2011). Bislang sind ihre Bildungsmechanismen noch nicht vollständig verstanden. Daher gibt es unterschiedliche empirische, semi-empirische und physikalische Ansätze zur Parametrisierung von Böen (Brasseur, 2001; Sheridan, 2011). Da die Entstehungsmechanismen von konvektiven Böen sich von turbulenten Böen unterscheiden, werden sie in vielen Wettervorhersagemodellen getrennt voneinander parametrisiert. Dabei sind geschätzte konvektive Windböen derzeit noch immer mit großen Unsicherheiten behaftet, und die beobachteten Böen werden häufig unterschätzt oder seltener auch überschätzt (Schulz und Heise, 2003; Heise, 2006; Hand, 2000). Deshalb gibt es viele verschiedene konvektive Böenmodelle (Sheridan, 2011; Holleman, 2001), von denen einige in Kapitel 4.3 vorgestellt werden.

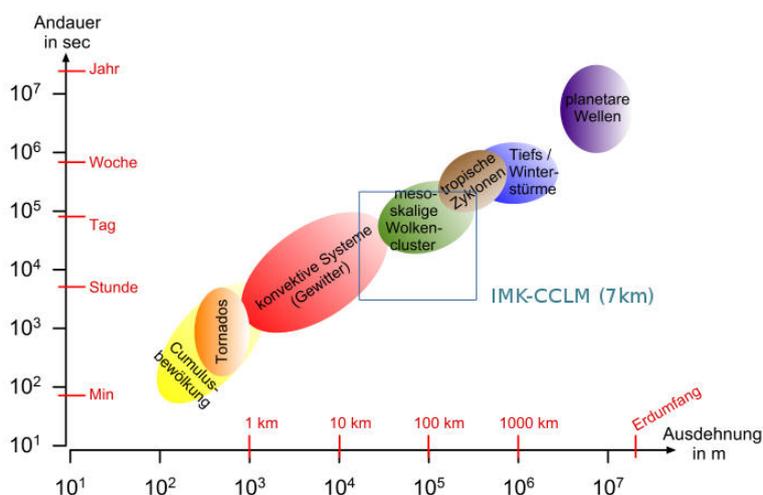


Abb. 2.5: Skalendiagramm der verschiedenen Wettersysteme und Bereich der vom regionalen Klimamodell CCLM mit 7km Auflösung dargestellt wird (modifiziert nach Kunz, 2015).

3. Datengrundlage

Für die Erstellung einer konvektiven Starkwindklimatologie werden hochaufgelöste Reanalyse-daten des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF; Abschnitt 3.1) verwendet. Zur Validierung der modellierten konvektiven Starkwindböen aus den Reanalyseda-ten stehen Messdaten des DWD zur Verfügung (Abschnitt 3.2). Der Untersuchungszeitraum wird auf das Sommerhalbjahr beschränkt, da in diesem Zeitraum in Deutschland bevorzugt schwere Gewitterereignisse mit konvektiven Starkwindböen auftreten (Dotzek und Friedrich, 2009). Das Untersuchungsgebiet bezieht sich auf Deutschland mit einer geografischen Länge von $5,5^{\circ}\text{O}$ bis $15,5^{\circ}\text{O}$ und einer geografischen Breite von 47°N bis 55°N bei einer Anzahl von 110×130 Gitterpunkten.

3.1 Reanalysedaten

Eine Klimareanalyse, nach der Definition des ECMWF (2015), beschreibt über einen klimato-logischen Zeitraum realitätsnah den vergangenen Zustand der Atmosphäre und dessen zeitliche Änderung. Die Reanalyse wird unter anderem in der Forschung verwendet, da sie im Gegen-satz zu Messungen an einzelnen Orten großflächige und langfristig konsistente Informationen zu atmosphärischen Parametern liefert. Es handelt sich dabei um modellierte Datensätze von bei-spielsweise Druck und Temperatur, die mit einem numerischen Wettervorhersagemodell unter Assimilation aller verfügbaren Beobachtungen (z.B. synoptische Stationsmessungen, Bojenmes-sungen, Satellitendaten, Radiosondenaufstiegen, Flugzeugmessungen) mit Berücksichtigung der bekannten Unsicherheiten (z.B. Messfehlern) für die Vergangenheit berechnet wurden. Das Mo-dell wird durch die große Menge an einfließenden, aufbereiteten Messdaten in Richtung Realität gezogen, sodass ein geschätztes, optimiertes, globales Bild der Parameter über den betrachteten Zeitraum entsteht.

Das ECMWF verwaltet und betreibt mehrere große globale Reanalyseprojekte. Dazu zählen die Datensätze aus dem Projekt ERA-40 (Uppala, 2005) und dessen Nachfolger ERA-Interim (Dee et al., 2011). Das Modell, das vom ECMWF zur Berechnung der Reanalysen betrieben wird, ist das spektrale Modell IFS¹. Die ERA-40 Datensätze haben eine Gitterweite von $11,161^{\circ}$ (etwa 125 km) auf 60 Schichten mit einer zeitlichen Auflösung von 6 h und existieren in dem Zeitraum von 1957 bis 2002. Die ERA-Interim Datensätze haben dagegen eine Gitterweite von $7,143^{\circ}$ (etwa 80 km) ebenfalls auf 60 Modellebenen mit einer zeitlichen Auflösung von 6 h. Das Projekt läuft

¹Integrated Forecast System

aktuell seit 1979. Zur Untersuchung kleinskaliger Phänomene ist die Auflösung der globalen Datensätze zu gering. Das lässt sich allerdings auf der globalen Skala aus numerischer Sicht mit angemessenem Rechenaufwand nur beschränkt ändern. Durch die Kopplung mit regionalen Ausschnittsmodellen können globale Reanalysen jedoch herunterskaliert werden. Sie bekommen dadurch kleinere Gitterweiten und höhere Auflösungen. Vor allem subskalige Prozesse im globalen Modell können dann teilweise vom Regionalmodell aufgelöst werden. Bei dem numerischen Wettervorhersagemodell des DWD im Klimamodus, COSMO-CLM (CCLM; Doms, 2011a,b; Schättler und Blahak, 2015) werden die globalen Datensätze durch ein zweifaches Ineinandereinbetten (engl. nesting) der Ausschnittsmodelle über Europa und Deutschland herunterskaliert (Abb. 3.1a). CCLM ist bei einer hohen Auflösung ein konvektionsauflösendes Modell (für 7 km in dieser Arbeit nicht), das durch die aus den physikalischen Erhaltungssätzen der Impuls-, Energie- und Massenerhaltung abgeleiteten sogenannten primitiven hydro- und thermodynamischen Grundgleichungen für kompressible Strömungen feuchter Luft beschrieben wird. Die Modellgleichungen bilden ein gekoppeltes System partieller nichtlinearer Differenzialgleichungen. Sie stellen mathematisch gesehen ein Anfangswertproblem dar, zu dessen Lösung Anfangsbedingungen und Randwerte notwendig sind. An den Modellgrenzen der regionalen Ausschnittsmodelle werden die Anfangs- und Randwerte vom jeweils übergeordneten größeren Modellgebiet auf das kleinere übertragen und somit das Gebiet aus globaler Sicht gezielt regional schärfer eingestellt. Subskalige Prozesse müssen dennoch parametrisiert werden.

Das IMK-TRO betreibt am KIT zu Forschungs- und Entwicklungszwecken eine Modellversion von CCLM (hier verwendet: Version 4.8). Die Ausschnittsmodellgebiete der verwendeten IMK-CCLM Reanalysen sind in Abbildung 3.1b exemplarisch dargestellt. Im Rahmen des Projekts „Hochwasserrisiko im Klimawandel“ des Centre for Disaster Management and Risk Reduction Technology (CEDIM) entstand 2010 am KIT für den Zeitraum von 1971 bis 2000 ein hochaufgelöster Reanalysedatensatz, der mit ERA-40 Reanalysedaten angetrieben wurde (Berg et al., 2013). Ein weiterer Datensatz hochaufgelöster Reanalysen kam 2014 für den Zeitraum von 1995 bis 2010 in der Arbeitsgruppe „Regionales Klima und Wasserkreislauf“ am KIT zustande, der mit ERA-Interim Reanalysedaten angetrieben wurde. Für beide Datensätze wurde der gleiche Modellsetup verwendet mit einer Gitterweite von $0,0625^\circ$ (etwa 7 km), 40 Modellschichten, stündlichen Werten im Bodenniveau und dreistündigen Werten in den darüber liegenden Modellschichten. Die modellierten konvektiven Böen der beiden regionalisierten Reanalysedatensätze werden in dieser Arbeit in Form von Tagesmaxima verwendet.

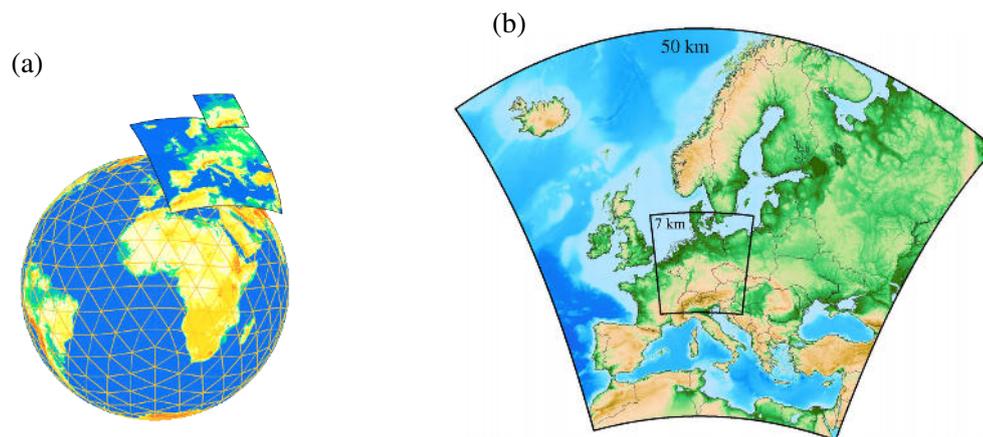


Abb. 3.1: Exemplarische Darstellung (a) der schematischen Modellkette des globalen Modells und der Ausschnittmodelle des DWD (2015) und (b) der Gebiete der Ausschnittmodelle der IMK-CCLM Reanalysen (Schipper et al., 2014).

3.2 Beobachtungsdaten

Klimadaten

Der DWD verfügt über eine große Anzahl an synoptischen Messstationen, an denen unter anderem die stärkste Windböe des Tages gespeichert wird. Für den Zeitraum von 1992 bis 2010 liegen die klimatologischen Zeitreihen der Tagesmaxima der Böengeschwindigkeit an 305 Stationen vor. Da in dieser Arbeit der Fokus auf Starkwindböen aus konvektiven Ereignissen liegt, werden die Datensätze mit Blitzdaten des Blitz Informationsdienstes von Siemens² (BLIDS) gefiltert (Mohr, 2015, persönliche Kommunikation). Hierzu müssen in einem Radius von 50 km mindestens 5 Wolken-Boden-Blitze innerhalb eines $10 \times 10 \text{ km}^2$ großen Bereichs registriert werden, damit ein Tag als Gewittertag gewertet wird. Zusätzlich wurden die Daten auf großräumige Druckänderungen geprüft, um starke Böen, verursacht durch großskalige Stürme, weitgehend ausschließen zu können. Dazu schließt eine grobe Filterung über ganz Deutschland Böen über 18 m s^{-1} bei einer Druckänderung von 4 hPa aus, da großskalige Stürme mit einem starken Druckabfall verbunden sind. Im April ist der Einfluss dieser vor allem im Winterhalbjahr dominanten Stürme im Norden gegenüber den konvektiven Starkwindböen noch stärker. Deshalb wird hier zusätzlich noch eine schärfere Filterung nördlich von 52°N bei Druckdifferenzen ab 2,5 hPa angewendet. Bergstationen ab einer Höhe von 900 m und Meeres- und Küstenstationen werden ebenfalls ausgeschlossen. Außerdem werden Stationen mit häufigem Datenausfall ausgenommen, sodass letztendlich 112 Stationen (Abb. 3.2; Anhang Tabelle B.1) zur Validierung der modellierten konvektiven Böen in Kapitel 5 ausgewählt werden.

²<http://www.blids.de> (Zugegriffen: 18.11.2015)

Radiosondendaten

Für die Anwendung der Böenmodelle in Kapitel 5 wird die Schmelzschichthöhe benötigt. Wie bereits im vorherigen Abschnitt angegeben, wird sie mit Hilfe eines an die IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysedaten angepassten, ursprünglich für Radiosondenaufstiege entworfenen Fortranprogramms nachträglich berechnet. Zur Validierung dieser Größe wurde daher testweise ein Radiosondendatensatz der Radiosondenstation Stuttgart-Schnarrenberg herangezogen für den Zeitraum von 1995 bis 2010.

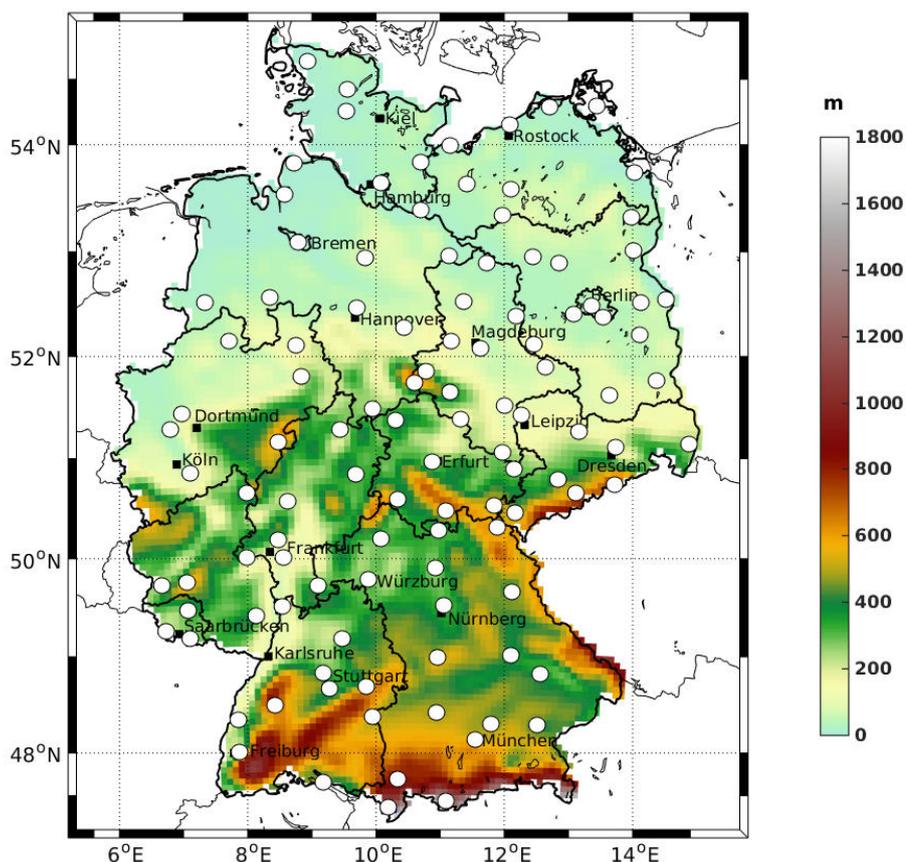


Abb. 3.2: IMK-CCLM ERA-Interim Modellorografie mit synoptischen Messstationen des DWD die für die Validierung der modellierten Böen verwendet werden (weiße Punkte).

4. Methoden

Bei der Analyse der modellierten konvektiven Böen in Kapitel 5 und bei der Anwendung der konvektiven Böenmodelle in Kapitel 6 auf die CCLM-Reanalysedaten müssen große Datensätze untersucht werden. Um für das Thema relevante und interessante Effekte aus den Daten zu extrahieren und darzustellen, eignen sich verschiedene statistischen Kenngrößen (Wilks, 2011) die hier vorgestellt werden. Außerdem werden die in Kapitel 6 verwendeten Ansätze konvektiver Böenmodelle beschrieben.

4.1 Statistische Kenngrößen

Variationskoeffizient

Der Variationskoeffizient ergibt sich aus der durch den Mittelwert \bar{x} normierten Standardabweichung der Daten und beschreibt die relative Streuung unabhängig von der Größenordnung der Werte (Hartung et al., 2009). Damit soll besser eingeschätzt werden können, ob es sich verhältnismäßig um große oder kleine Abweichungen der Werte untereinander handelt. Überschreitet die Standardabweichung den Mittelwert, wird der Variationskoeffizient größer als eins.

Maximum und Perzentilwerte

Für eine differenzierte räumliche Betrachtung lässt sich das Maximum an jedem Gitterpunkt bestimmen. Über die Wahl des Tages-, Monats- oder Jahresabschnitts können zeitliche Variationen aufgezeigt werden. In einigen Fällen, könnte es sich jedoch bei den Maxima um Ausreißer handeln. Daher werden bei der Untersuchung der hohen Werte auch Perzentile betrachtet. Zur Berechnung werden die Daten für jeden Gitterpunkt der Größe nach geordnet und berechnet:

$$\tilde{q}_\alpha = \begin{cases} X_{\frac{(n\alpha)+1}{2}} & n \alpha \text{ ungerade} \\ \frac{1}{2}(X_{\frac{n\alpha}{2}} + X_{\frac{n\alpha}{2}+1}) & n \alpha \text{ gerade} \end{cases} \quad (4.1)$$

Der Wert α bewegt sich zwischen null und eins. Er teilt die geordneten Daten im Verhältnis α zu $(\alpha - 1)$ auf. So werden beispielsweise die größten 5% der Werte über das 95. Perzentil definiert. Das 50. Perzentil entspricht dem Median. Unabhängig von der Verteilung der Daten beschreibt der Median die mittleren Werte und ist robust gegenüber Ausreißern.

Schwellenwerte

Da es in dieser Arbeit speziell um extreme Böengeschwindigkeiten geht, kann die Anzahl der Überschreitungen eines definierten Schwellenwerts ein sinnvolles Hilfsmittel sein, um Gebiete, die häufiger von konvektiven Starkwindböen betroffen sind, zu identifizieren. Der amerikanische Wetterdienst¹ (NOAA) gibt als Kriterium eines schweren Gewitters Windböen von mindestens 58 mph (25,9 m s⁻¹) an. Bei der European Severe Weather Database (ESWD)², einer europäischen Unwetterdatenbank, können Starkwindböen ab einer Geschwindigkeit von 25 m s⁻¹ gemeldet werden. Die Versicherung Mobiliar Schweiz bezieht sich bei konvektiven Starkwindböen auf einen Schwellenwert von 20 m s⁻¹ (Romppainen-Martius, 2015, persönliche Kommunikation) während die am IMK-TRO durchgeführte Schwellenwertanalyse für konvektive Böen aus DWD Stationsmeldungen 18 m s⁻¹ als geeigneten Wert ergibt (Mohr, 2015, persönliche Kommunikation). Aus diesen Gründen und wegen der niedrigen Werte der modellierten konvektiven Böen (siehe Kap. 5) werden in der Arbeit 18 m s⁻¹ und 20 m s⁻¹ als Schwellenwerte gewählt.

Korrelationskoeffizient nach Spearman

Der Korrelationskoeffizient r zweier Größen beschreibt die Stärke ihres statistischen Zusammenhangs. In dieser Arbeit wird der Rangkorrelationskoeffizient nach Spearman, r , verwendet. Im Gegensatz zum Produkt-Moment Korrelationskoeffizienten nach Pearson sind keine Annahmen über die zugrundeliegende Wahrscheinlichkeitsverteilung notwendig. Es muss kein linearer Zusammenhang vorausgesetzt werden und die Methode ist robust gegenüber Ausreißern. Die Datensätze x_1 und x_2 werden in Ränge rg eingeteilt und deren Differenz D_i für jedes der n Wertepaare berechnet. Falls jeder Rang vertreten ist, kann eine vereinfachte Formel angewendet werden:

$$r = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)}, \quad \text{wobei} \quad D_i = rg(x_{1i}) - rg(x_{2i}). \quad (4.2)$$

Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung

Die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung $RMSD$ ist ein Gütemaß für die statistische Ähnlichkeit zweier Datensätze, zum Beispiel zwischen Modelldaten und Beobachtungsdaten. Sie wird auf folgende Weise berechnet:

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{1i} - x_{2i})^2}. \quad (4.3)$$

Sind die Datensätze identisch, liegt ihr Wert bei Null. Je größer das arithmetische Mittel der absoluten Abweichung ist, desto größer wird der Wert des $RMSD$. Das bedeutet, größere Abweichungen werden stärker gewichtet als kleinere.

¹<http://www.sp.noaa.gov/faq/#6.10> (Zugegriffen: 16.11.2015)

²<https://www.zamg.ac.at/cms/de/dokumente/aktuell/unwettermeldung/eswdmeldekriterien> (Zugegriffen: 18.11.2015)

4.2 Taylordiagramm

Mit Hilfe des Diagramms von Taylor (2001) ist es möglich, verschiedene Datensätze (z.B. Modellsimulationen) untereinander und mit einer Referenz (z.B. Beobachtungsdaten) auf statistische Ähnlichkeit hin zu untersuchen. Dabei werden die Korrelation r (nach Pearson oder Spearman), der $RMSD$ und die Amplitude der Abweichung (dargestellt durch die Standardabweichung) der Modelle σ_m^2 und der Referenz σ_r^2 grafisch in einem zweidimensionalen Raum abgebildet. Der mathematische Zusammenhang der statistischen Größen ist durch die Ähnlichkeit zum Kosinussatz gegeben:

$$RMSD = \sigma_m^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_m\sigma_r r . \quad (4.4)$$

Durch eine Normierung der Datensätze mit der Referenz ist es möglich, eine normalisierte Statistik zu erhalten. Dadurch können Simulationen unterschiedlicher Einheiten im selben Diagramm abgebildet werden (Abb. 4.1). Negative Korrelationen werden durch die Erweiterung um einen weiteren Quadranten darstellbar. Die Referenz hat definitionsgemäß einen $RMSD$ von null und eine Korrelation von eins. Jedem weiteren zum Vergleich mit der Referenz herangezogenen Modell ist ein Punkt im Diagramm zugeordnet, dessen Position über die drei oben beschriebenen Größen und ihre Achsen genau festgelegt ist. Die Standardabweichung ist über die Entfernung zum Ursprung definiert, die Korrelation über die radiale Distanz zur x-Achse und der Wert des $RMSD$ über den radialen Abstand zur Referenz. Das bedeutet, je näher der Punkt des betrachteten Modells an der Referenz liegt, desto größer ist der statistische Zusammenhang zwischen der Referenz und dem Modell.

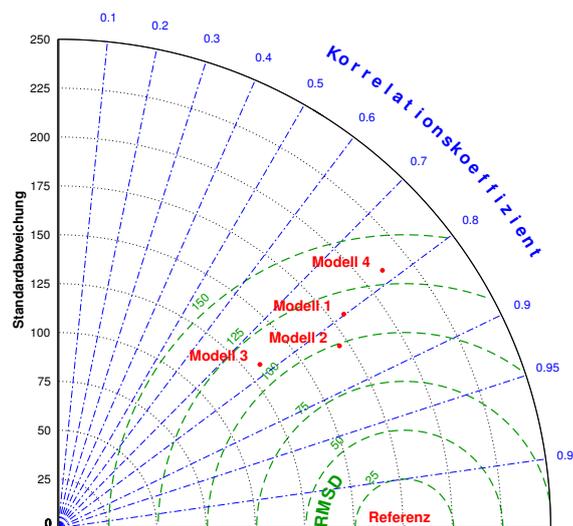


Abb. 4.1: Taylordiagramm einer beliebigen Variable für verschiedene Modelle und einer Referenz.

4.3 Konvektive Böenmodelle

Die in Kapitel 6 angewendeten Böenmodelle, mit deren Hilfe eine Klimatologie konvektiver Starkwindböen erarbeitet werden soll, werden an dieser Stelle einzeln vorgestellt. Anschließend folgt eine allgemeine kurze Übersicht zu konvektiven Böenmodellen. Wenn keine klaren Angaben verfügbar waren wurde in dieser Arbeit für die Temperatur und die potentielle Temperatur die virtuelle und virtuelle potentielle Temperatur verwendet.

Wolfson (1990)

Im Zusammenhang mit einigen schweren Flugzeugunfällen setzte sich Wolfson (1990) mit dem Verständnis und der Vorhersage von Microbursts auseinander. Im Zuge dessen entwickelte er eine semi-empirische konvektive Böenparametrisierung. Basierend auf einer vereinfachten Form der Boussinesq-approximierten vertikalen Bewegungsgleichung,

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{\theta'}{\theta_0} - g(r_{(c+r)} + r_i) - \frac{p'_z}{\rho_0}, \quad (4.5)$$

identifiziert Wolfson die verschiedenen Antriebe des Abwinds. Dabei ist w die Vertikalgeschwindigkeit, t die Zeit und g . Die potenzielle Temperatur der Umgebung ist θ_0 und θ' ihre Differenz zur potenziellen Temperatur des Luftpakets. Das Massenmischungsverhältnis von Flüssigwasser und Eis ist $(r_{(c+r)} + r_i)$, die Druckschwankungen p'_z variieren nur mit der Höhe z und ρ_0 ist die Dichte der Umgebung. Der letzte Term in Gleichung (4.5), der Druckschwankungen und Reibungseffekte beschreibt, wird in den nächsten Schritten vernachlässigt, da er zu einem großen Anteil vom Abwind selbst hervorgerufen wird. Die linke Seite lässt sich approximieren zu:

$$\frac{dw}{dt} \sim \left(\frac{w^2}{2}\right)_z. \quad (4.6)$$

Unter anschließender Substitution der approximierten linken Seite und Integration der rechten Seite der Gleichung (4.5) über die Höhe zeigt sich folgende Abhängigkeit des Abwinds:

$$w^2 \sim \psi \cdot \Delta z. \quad (4.7)$$

Die vertikale Erstreckung des Abwinds Δz kann nach der Arbeit von Knupp (1987) mit dem Überganglevel H_{tr} (engl. transition level) in Zusammenhang gebracht werden. Dieses Level befindet sich in der Höhe, in der der Temperaturgradient von trockenadiabatisch auf feuchtadiabatisch wechselt. Die Antriebe ψ setzen sich aus einer Näherung des Auftriebs- und des Niederschlagsterms zusammen. Proportionalitäten zu den relevanten Parametern werden durch die Arbeit von Srivastava (1985) untersucht. Damit wird der Auftriebsterm durch den quadratischen Temperaturgradienten Γ^2 und der Niederschlagsterm über das Niederschlagsmischungsverhältnis $q_r \equiv (r_{(c+r)} + r_i)$ mit der Tiefe des Niederschlagskerns D charakterisiert. Durch numerische Modellstudien zu den beschriebenen Abhängigkeiten entwickelte Wolfson eine quantitative semi-

empirische Gleichung zur Berechnung der maximalen Abwindgeschwindigkeit:

$$w_{max}^2 = \frac{7,3\Gamma^2 + 9,75q_r \cdot D - 480}{3,3} \cdot H_{tr}. \quad (4.8)$$

Γ wird vom Boden bis zur Schmelzschichthöhe in K km^{-1} berechnet. Das Niederschlagsmischungsverhältnis wird in g kg^{-1} eingesetzt und kann aus der Niederschlagsrate R in mm h^{-1} , der vertikalen mittleren Dichte der Standardatmosphäre (Boden bis 5 km) von $0,968 \text{ kg m}^{-3}$ und der Fallgeschwindigkeit 5 m s^{-1} für Regen und 10 m s^{-1} für Hagel gewonnen werden (Nakamura et al., 1996; Holleman, 2001). Alternativ kann er im Produkt mit der Tiefe des Niederschlagskerns über den vertikal integrierten Flüssigwasseranteil aus Radarbeobachtungen abgeleitet werden (Holleman, 2001). Das Übergangsniveau H_{tr} ist in Kilometern anzugeben.

Der in Gleichung (4.5) vernachlässigte dritte Term spielt bei der Verknüpfung des Abwinds und des Kaltluftausflusses wieder eine Rolle. Er beeinflusst den horizontalen Druckgradienten und liefert mit der Massen- und Energieerhaltung, in Abhängigkeit von der horizontalen und vertikalen Erstreckung des Abwinds, einen Zusammenhang zwischen der horizontalen Windgeschwindigkeit u und w . Die Näherung, von der Vertikalgeschwindigkeit auf die Horizontalgeschwindigkeit zu schließen ist dadurch begründet, dass das Verhältnis zwischen u und w immer mindestens den Wert 1 annimmt. Das bedeutet, die berechneten maximalen Abwindgeschwindigkeiten sind mindestens ebenso groß wie oder größer als die horizontalen Böengeschwindigkeiten.

McCann (1994)

Basierend auf den Arbeiten von Wolfson (1990) und Proctor (1989) entwickelte McCann (1994) einen neuen Windindex mit dem Namen WINDEX (WI) zur Bestimmung eines Microburstpotenzials. Dieser lässt sich zum Beispiel aus Radiosondenaufstiegen in der Umgebung von potenziellen Microbursts berechnen:

$$\text{WI} = 5 \cdot \sqrt{H_m R_q (\Gamma^2 - 30 + q_l - 2q_m)}. \quad (4.9)$$

Die maximale Vertikalgeschwindigkeit des Abwinds wird über WI in kn angegeben, H_m ist die Schmelzschichthöhe in km , q_l das mittlere Mischungsverhältnis im untersten Kilometer und q_m das Mischungsverhältnis auf der Höhe der Schmelzschicht in g kg^{-1} . Zur Verhinderung einer Überschätzung der Böen in trockenen Microbursts wurde der Term $R_q = \frac{q_l}{12} < 1$ eingeführt. Die Temperaturdifferenz der virtuellen Temperatur zwischen dem Bodenniveau und H_m ist in K km^{-1} einzusetzen. Bei Werten für $\Gamma < 5,5 \text{ K km}^{-1}$ wird die Wurzel negativ und das Ergebnis komplex. Diese Fälle werden von der Berechnung ausgeschlossen. Die über die Gleichung (4.9) berechnete Windgeschwindigkeit gilt als Orientierung bei der Böenvorhersage. Sie dient als Hilfe zur Einschätzung von microburstbegünstigenden Luftmassen und ist aktuell ein routinemäßig im numerischen Wettervorhersagemodell der NOAA ausgegebener Parameter. Zieht eine alte Böenfront mit neu einsetzender Konvektion senkrecht auf einen Bereich mit maximalen WINDEX Werten zu, herrschen gute Bedingungen für einen Microburst.

Geerts (2001)

Geerts (2001) entwickelte den von McCann (1994) eingeführten WINDEX weiter durch Hinzufügen eines Terms, der den vertikalen Transport vom Horizontalimpuls aus der Höhe berücksichtigt, wobei er die unterschiedlichen Einflüsse, die zu starken Windböen führen, genauer untersuchte. Der Parameter WINDEX fängt die Umgebungsbedingungen feuchter oder trockener Microbursts ein und kann das Microburstpotenzial gut abschätzen, ist aber laut Geerts nicht allgemein zur Vorhersage von Starkwindböen aus Gewitterereignissen anwendbar. Daher wurden die Grenzen des Index getestet und die Vorteile einer Erweiterung durch den vertikalen Transport vom Horizontalimpuls aus höheren Niveaus analysiert. Schwierigkeiten ergeben sich bei der Datengrundlage, da sich nicht alle Stationen in unmittelbarer Nähe zu Radiosondenstationen befinden und die Aufstiege zu den synoptischen Hauptterminen stattfinden, die oft vor oder nach einem Ereignis liegen. Korrelationen der WINDEX Werte mit Beobachtungsdaten aus Radiosondenaufstiegen über New South Wales (Australien) der verfügbaren Böenereignisse ergaben geringe Werte. Daher modifizierte Geerts (2001) WINDEX zu GUSTEX (GU in kn):

$$GU = \alpha WI + 0,5 u_{500} . \quad (4.10)$$

Der Parameter WI wird nach der Gleichung (4.9) berechnet, u_{500} ist der Betrag der Windschwindigkeit im 500 hPa Niveau und α ist eine Konstante zwischen $0 < \alpha < 1$. Der Wert von α wurde passend zu den mittleren beobachteten Böen gewählt und auf 0,6 festgelegt. Über $\frac{\rho_{500}}{\rho_{1000}}$ mit ρ als Dichte im 500 und 1000 hPa Niveau wird der konstante Wert 0,5 in Gleichung (4.10) abgeleitet. Für GUSTEX ergab sich in der Arbeit von Geerts (2001) eine höhere Korrelation zu Beobachtungsdaten als für WINDEX, wobei trotzdem Böen kleiner als 55 kn überschätzt und größere unterschätzt wurden.

Dotzek und Friedrich (2009)

Im Rahmen des Projekts VERTIKATOR im Juni und Juli 2002 wurde in Süddeutschland eine Messkampagne durchgeführt, bei der mit dem C-Band Polarisations-Doppler Radar POLDIRAD des Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) und seinem bistatischen Messnetz ein Windvektorfeld eines Downbursts aufgezeichnet wurde. Es bestätigte sich dabei die Annahme, dass das Schmelzen von kleinem Hagel und Graupel beim Auslösemechanismus von feuchten Downbursts wichtig ist Dotzek und Friedrich (2009). Zur Vorhersagbarkeit des Downburstpotenzials wurden die Parameter WINDEX (McCann, 1994) und GUSTEX (Geerts, 2001) in der Nähe von Radiosondenaufstiegsstationen untersucht und eine neue Formulierung des Parameter GUSTEX vorgestellt:

$$GU = WI + \langle u \rangle , \quad \text{mit} \quad \langle u \rangle = \frac{\int_{z=1 \text{ km}}^{z=5 \text{ km}} \rho u \, dz}{\int_{z=1 \text{ km}}^{z=5 \text{ km}} \rho \, dz} . \quad (4.11)$$

Die Autoren stellten fest, dass die für GU in dem Ansatz von Geerts (2001) verwendete Konstante α empirisch ist und zeitlich oder räumlich variiert. Deshalb tritt sie in der umformulierten Gleichung (4.11) nicht mehr auf. Genau wie bei Geerts (2001) wird in dieser Studie der Vertikaltransport von Horizontalimpuls aus höheren Niveaus berücksichtigt. Dies geschieht durch einen dichtegewichteten mittleren Wind $\langle u \rangle$ zwischen 1 bis 5 km. Es zeigte sich dabei, dass die modifizierte GUSTEX Variante von Dotzek und Friedrich (2009) für die Einzelfallstudien während des Projekts VERTIKATOR und einigen weiteren einzelnen Situationen über Süddeutschland vielversprechende Ergebnisse lieferte, aber weitere Validierungen mit größeren Datensätzen noch notwendig sind.

Nakamura et al. (1996)

Nakamura et al. (1996) entwickelte eine physikalisch basierte Parametrisierung für konvektive Böen, die sowohl bei Gewitterereignissen im Sommer als auch für eingelagerte Konvektion in Gewitterlinien oder Fronten größerer Winterstürme anwendbar ist. Die Simulationen hierzu wurden mit dem Modell des englischen Wetterdienstes ((UK MetOffice; Shutts und Gray, 1994) durchgeführt, in dem konvektive Wolken aufgelöst werden. Anschließend wurden die geschätzten Böen mit Beobachtungsdaten evaluiert, wobei zwei relevante Prozesse im Vordergrund standen. Zum Einen die Produktion von Horizontalimpuls durch die Druckgradientkraft, da der konvektive Abwind gezwungen ist, sich am Boden horizontal auszubreiten. Zum Anderen der Transport von Horizontalimpuls über den Abwind aus höheren Atmosphärenschichten bei vertikaler Windscherung. Das Ziel war, eine automatisierte Methode zu entwickeln, um diese anschließend für die numerische Wettervorhersage operationell zu nutzen. Die zugrunde liegende Annahme der Methode ist die Energieerhaltung. Der in das Paket fallende, verdunstende oder schmelzende Niederschlag und der ausfallende Niederschlag kühlen das Luftpaket und sorgen für einen negativen Auftrieb. Das Luftpaket erfährt eine abwärts gerichtete Beschleunigung. Es besitzt dann die ursprüngliche kinetische Energie und den Zuwachs, den es durch die Integration des negativen Auftriebs über die Tiefe des Abwinds erlangt. Beim divergentem, horizontalen Ausströmen des Abwinds am Boden soll kein Energieverlust auftreten, sodass sich folgende Gleichung für eine maximale horizontale mögliche konvektive Böe aufstellen lässt:

$$v_{gust} = \sqrt{\int_0^H 2g \left(\frac{\Delta\theta}{\bar{\theta}} + q_r \right) dz + V(H)^2}. \quad (4.12)$$

Diese maximale Geschwindigkeit v_{gust} bezieht sich auf die Luftpakete, die sich am Boden in derselben Richtung wie in ihrer ursprünglichen Höhe ausbreiten. Die mittlere potenzielle Temperatur der Umgebung ist $\bar{\theta}$ und $\Delta\theta$ das Temperaturdefizit zwischen dem Abwind und der Umgebung. Um den Algorithmus in der operationellen Wettervorhersage verwenden zu können, ist es notwendig, die Entstehungshöhe des Abwinds abzuschätzen und das Integral aus Gleichung (4.12) zu approximieren. Bei Gewitterereignissen im Sommerhalbjahr entsteht der Abwind in der Höhe der Schmelzschicht, die über die Nullgradhöhe der Feuchttemperatur abgeschätzt wird (Fawbush und Miller, 1954). Im Winter entsteht der Abwind oberhalb dieser Schicht, wobei folgende Annahme

getroffen wird: $W_B + 0,25W_D \leq H \leq W_B + 0,5W_D$. Die Wolkenbasis ist mit W_B und die Tiefe der Wolke mit W_D bezeichnet. Diese Abschätzung wird im Winterhalbjahr aus Mangel an Information über den tatsächlichen Wert von H verwendet. Es zeigt sich in der Studie, dass die Wahl der Höhe H entscheidend ist. Laut Nakamura et al. (1996) lässt sich die Hälfte des prozentualen Fehlers von v_{gust} durch den prozentualen Fehler der Schätzung der Entstehungshöhe des Abwinds erklären. Die einfachste Formulierung der Gleichung (4.12) ergibt sich, wenn das Temperaturdefizit am Boden über den halben Bodenwert genähert wird und q_r als höhenkonstant angenommen wird:

$$q_r = \frac{R}{3600\rho v_f} \cdot \quad (4.13)$$

Die Dichte ρ ist etwa 1 kg m^{-3} und die Fallgeschwindigkeit v_f circa 5 m s^{-1} für Regen und 10 m s^{-1} für Hagel. Die Regenrate R wird in mm h^{-1} eingesetzt. Zur Evaluierung der Gleichung (4.12) wurde eine weniger akkurate, aber schnellere Formulierung angewendet, bei der nur die maximale Böe des gesamten Gebietes bestimmt und zwei Konstanten, $\alpha < 1$ und β , eingeführt wurden, um die Terme zu gewichten (vgl. Gl. (4.15)). Dabei stellte sich in der Arbeit von Nakamura et al. (1996) heraus, dass der Term $v(H)$ für die Berechnung der Böen wichtig ist.

Hand (2000)

Der NIMROD Algorithmus von Hand (2000) des UK MetOffice zur Bestimmung der maximalen konvektiven Böengeschwindigkeit berechnet zwei Böengeschwindigkeiten, nämlich eine Scherungsböe und eine konvektive Böe nach Nakamura et al. (1996):

$$v_{con} = \sqrt{g \frac{\Delta T_s}{T_{bar}} H + 2gq_r H + v(H)^2}. \quad (4.14)$$

Die größere der konvektiven Böe oder Scherungsböe ergibt die maximal vorhergesagte Böe. Die Parametrisierung für konvektive Böen springt an, wenn in der Gitterzelle ein konvektiver Niederschlag mit $R > 0,1 \text{ mm h}^{-1}$ auftritt. Der erste Term in Gleichung (4.14) beschreibt den Auftriebsterm. Die Entstehungshöhe des Abwinds H wird festgelegt über die Höhe zwischen der zweiten Modellschicht und maximal 5 km, die der Nullgradhöhe der Feuchttemperatur am nächsten kommt. T_{bar} ist die über H gemittelte Temperatur. Die Bodentemperatur des Abwinds wird dann bestimmt, indem das Luftpaket pseudoadiabatisch von H zum Boden geführt wird. Die Differenz dieser Temperatur zur Bodentemperatur ergibt die Kühlung durch den Abwind ΔT_s . Der zweite Term in Gleichung (4.14) steht für den Einfluss des Niederschlags. Hier wird die maximale Regenrate R aus einer 5 km hohen Luftsäule ermittelt. Über Gleichung (4.13) wird dann q_r bestimmt. Der letzte, dritte Term stellt den Vertikaltransport von Horizontalimpuls aus der Höhe H im Modell dar.

Tabelle 4.1: Übersicht der verwendeten konvektiven Böenparametrisierungen.

Name/Institution	Gleichung	Quelle	Notiz
	$w_{max}^2 = \frac{7,3\Gamma^2 + 9,75q_r \cdot D - 480}{3,3} \cdot H_{tr}$	Wolfson (1990)	H_{tr} transition level D Tiefe des Niederschlagskerns
Windex (NOAA)	$WI = 5 \cdot \sqrt{H_m R_q (\Gamma^2 - 30 + q_l - 2q_m)}$	McCann (1994)	(WI) in kn $R_q = \frac{q_l}{12}$ Index m \equiv melting level
GUSTEX	$GU = \alpha WI + 0,5 u_{500}$	Geerts (2001)	$\alpha=0,6$ (emp. angepasst)
GUSTEX (mod.)	$GU = WI + \langle u \rangle$	Dotzek und Friedrich (2009)	$\langle u \rangle$ dichtegeeignet (1-5 km)
	$v_{con} = \sqrt{\int_0^{H_m} 2g \left(\frac{\Delta\theta}{\theta} + q_r \right) dz + V(H_m)^2}$	Nakamura et al. (1996)	$H_m(T_w = 0)$
Uk MetOffice	$v_{con} = \sqrt{g \frac{\Delta T_s}{T_{bar}} H_m + 2gq_r H_m + v(H_m)^2}$	Hand (2000)	
DWD (COSMO)	$v_{con} = \sqrt{\alpha \int_0^{H_m} 2g \left(\frac{\Delta\theta}{\theta} + \gamma q_r \right) dz + \beta V(H_m)^2}$	Schulz und Heise (2003) Heise (2006)	$\alpha = 0,2, \beta = 0$ $\gamma = 1(bzw. 0)$ $P_{con} > 0,015 \frac{mm}{h}$

Heise (2006)

Eine Version des Ansatzes von Nakamura et al. (1996) wird auch im numerischen Wettervorhersagemodell COSMO des DWD verwendet, seitdem zwischen konvektiven und turbulenten Böen unterschieden wird und diese getrennt parametrisiert werden. Die maximale konvektive Böe wird über den Auftriebs- und Niederschlagsterm und den horizontalen Impuls, der über den Abwind zum Boden transportiert wird, bestimmt:

$$v_{con} = \sqrt{\alpha \int_0^H 2g \left(\frac{\Delta\theta}{\theta} + \gamma q_r \right) dz + \beta V(H)^2}. \quad (4.15)$$

Die Definition der Größen ist äquivalent zu Nakamura et al. (1996). Den Unterschied zu der Formulierung der Gleichung (4.12) von Nakamura bilden, die in Gleichung (4.15) enthaltenen Gewichtungparameter α , β und γ der Terme. Im Zuge von Evaluierungen wurde $\alpha = 0,2$ empirisch festgelegt, $\beta = 1$ und $\gamma = 0$ gesetzt, da dieser Term problematisch ist bei zu geringen Niederschlagsmengen ist (Schulz und Heise, 2003). Mit der Zeit wurde entschieden auch $\beta = 0$ zu setzen, da es im Fall von leichter Konvektion und einem Starkwindband in der Höhe zu massiven Überschätzungen von v_{con} kommen kann (Heise, 2006). Die Parametrisierung springt erst bei einem konvektiven Niederschlag von $R > 0,015 \text{ mm h}^{-1}$ an, da die Auftretswahrscheinlichkeit konvektiver Böen sonst überschätzt wird. Die vorhergesagte maximale Böe ergibt sich am Ende ebenfalls aus dem Maximum der turbulenten und der konvektiven Böe:

$$v_{gust} = \max(v_{con}, v_{turb}). \quad (4.16)$$

Auf dieser Parametrisierung beruhen die in dieser Arbeit in Kapitel 5 analysierten modellierten konvektiven Böen, die als Parameter des CCLM ausgegeben wurden. Mit den restlichen besprochenen konvektiven Böenmodellen werden zum Vergleich in Kapitel 6 weitere Starkwindfelder konvektiver Böen berechnet und diese analysiert. Das übergeordnete Ziel ist, daraus eine konvektive Starkwindklimatologie abzuleiten. Im Vorfeld wurden dazu einige weitere Verfahren betrachtet, bevor die bereits vorgestellten Böenmodelle ausgewählt wurden.

Übersicht über weitere konvektive Böenmodelle

Empirische Böenmodelle beruhen auf Beobachtungen relevanter meteorologischer Parameter, die Einfluss auf die Böengeschwindigkeit haben und verknüpfen diese. Dazu zählen beispielsweise auch Regressionsmodelle (statistische Modelle). Basierend darauf wird versucht, die Auftretenswahrscheinlichkeit konvektiver Böen abzuschätzen. Sind nicht alle physikalischen Prozesse vollständig bekannt, haben statistische Modelle eine gute Chance, den Effekt aller wirkenden Prozesse einzufangen. Jedoch ist das jeweilige Modell stark abhängig von der Wahl der eingehenden Größen (damit vom Untersuchungsgebiet). Weitere Effekte wie zum Beispiel Leewellen oder Kanalisierungseffekte können nicht direkt berücksichtigt werden. Die Evaluierung und Verbesserung dieser Ansätze stellt sich ebenfalls als schwierig heraus (Sheridan, 2011). Ein solches statistisches Modell nach Ivens (1987) beispielsweise zur Vorhersage maximaler Windgeschwindigkeiten aus Gewitterlinien basiert auf zwei multiplen Regressionsgleichungen, die die potenzielle Feuchttemperatur, die Tagesmaxima der bodennahen Temperatur und die Windgeschwindigkeit in unterschiedlichen Höhen verknüpft. Im Ansatz nach Stewart (1991) dagegen wird die Böengeschwindigkeit über den vertikal integrierten Flüssigwasseranteil und die EchoTop Höhe basierend auf Radardaten empirisch abgeschätzt. In die Berechnung der Windböen in der Arbeit von Kuchera und Parker (2006) gehen die zwei Größen, DCAPE und maximale Windgeschwindigkeit über der instabilen Schicht ein. Eine weitere Herangehensweise nach Bukharov et al. (2008) ist eine Hauptkomponentenzerlegung der Windgeschwindigkeit, bei der eine der vier Hauptkomponenten den konvektiven Anteil darstellt. Eine auf der Windscherung zwischen 850 hPa und 950 hPa basierende konvektive Windkomponente liefert die Arbeit von Bechtold und Bidlot (2009). Dieser Ansatz wird im ECMWF verwendet. Er unterscheidet sich dahingehend von den bereits vorgestellten, dass jede Böe sowohl einen turbulenten als auch einen konvektiven Anteil beinhaltet, der zum mittleren Wind in 10 m dazu addiert wird.

Im Gegensatz dazu existieren verschiedene konvektive Böenparametrisierungen, die auf einem konzeptionellen Ansatz beruhen, wie die bereits vorgestellten konvektiven Böenmodelle. Diese Parametrisierungen heben sich von rein empirischen Ansätzen ab, da sie auf den zugrunde liegenden physikalischen Entstehungs- und Intensivierungsmechanismen beruhen und versuchen, die Effekte der dahinter stehenden Prozesse abzuschätzen. Mit dem wachsenden Verständnis der in Gewitterereignissen ablaufenden Prozesse können physikalische konzeptionelle Ansätze somit weiterentwickelt und verbessert werden. Daher liefern diese Ansätze bei kontinuierlicher Weiterentwicklung die robusteren Ergebnisse (Sheridan, 2011).

Das Auswahlkriterium für die verwendeten Modelle (siehe Tabelle 4.1) war die Durchführbarkeit mit der Datengrundlage in der vorgegebenen Zeit und ein semi-empirischer oder physikalischer konzeptioneller Aufbau, durch den die zugrunde liegenden physikalischen Prozesse beschrieben werden können.

5. Analyse modellierter konvektiver Starkwindböen in Reanalysedaten

5.1 Statistische Kenngrößen

Im ersten Teil des Kapitels werden konvektive Starkwindböen, die mit zwei regionalisierten Reanalyseläufen (Antrieb: ERA-40 und ERA-Interim; siehe Kap. 3.1) modelliert wurden, hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung genauer untersucht. Anschließend erfolgt im zweiten Teil eine Verifikation der modellierten Böen durch Beobachtungsdaten.

IMK-CCLM ERA-40

Zeitlich betrachtet treten konvektive Starkwindböen vorwiegend im Sommerhalbjahr auf. In den USA werden vor allem im Juni und Juli ab der Mittagszeit bis in die Nacht hinein konvektive Spitzenböen beobachtet (Wakimoto, 2001). Laut Dotzek und Friedrich (2009) gilt dies auch für Deutschland, was sich anhand der untersuchten modellierten konvektiven Böen über Deutschland bestätigen lässt. Im Laufe des Sommerhalbjahres verschiebt sich im Histogramm in Abbildung 5.1 (links) der Median der Monatsmaxima der konvektiven Böengeschwindigkeit hin zu höheren Werten, bis er ab August wieder zu niedrigeren Werten übergeht. Die Spitzengeschwindigkeiten treten für den betrachteten Zeitraum von 1971 bis 2000 vermehrt im Juni auf. Für das gesamte Untersuchungsgebiet, aufgeteilt in stündliche Mittel und Maxima der konvektiven Böen, sind in Abbildung 5.1 (rechts) niedrige Werte am Vormittag und ein Anstieg auf höhere Werte in der Mittagszeit erkennbar. Dies hängt mit dem Abbau der nächtlichen stabilen Grenzschicht zusammen, der mit der Erwärmung im Laufe des Vormittags durch die solare Einstrahlung einhergeht.

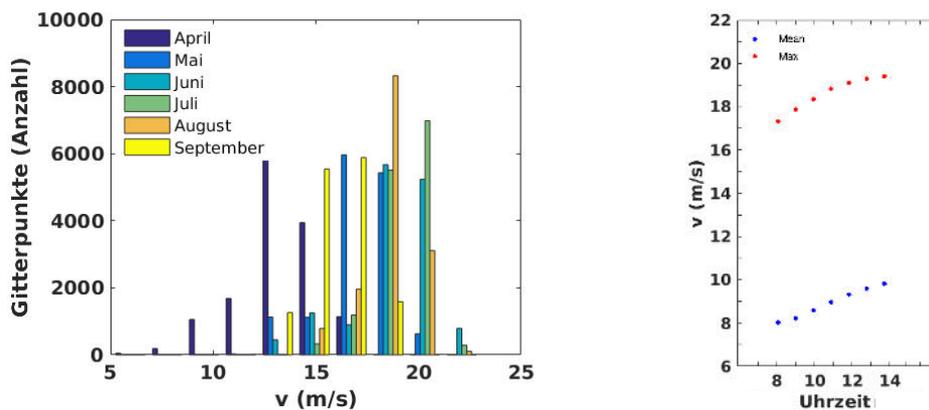


Abb. 5.1: Monatsmaxima für alle Gitterpunkte (links) und mittlere stündliche Maxima und Mittel der konvektiven Böengeschwindigkeit (rechts) für das gesamte Untersuchungsgebiet der IMK-CCLM ERA-40 Reanalysen (1971-2000).

Um eine Vorstellung der maximalen Intensität der modellierten konvektiven Böen zu bekommen, sind in Abbildung 5.2 (links) an jedem Gitterpunkt die stärksten berechneten Böen im Zeitraum von 1971 bis 2000 dargestellt. Das Mittel der Böen liegt bei $19,7 \pm 1,3 \text{ m s}^{-1}$. Der höchste Wert des gesamten Untersuchungsgebiets tritt im Nordwesten von Polen mit 23 m s^{-1} auf, während der niedrigste Wert über der Nordsee mit $14,2 \text{ m s}^{-1}$ berechnet wurde. Diese Werte sind deutlich niedriger als die in der Realität beobachteten Spitzenböen. Beispielsweise wurden bei einem Derecho Ereignis 2002 in Berlin maximale Werte von 34 m s^{-1} detektiert (Gatzen, 2004). Auswertungen der Klimadaten des DWD zeigen, dass konvektive Böen von über 50 m s^{-1} über Deutschland möglich sind (pers. Kommunikation, Mohr, 2015). Einige Gebiete in Abbildung 5.2 (links) mit höheren Werten lassen sich auf einzelne dominante Jahre mit schweren Gewitterereignissen zurückführen. Beispiele sind die höheren Geschwindigkeiten in der Mitte Deutschlands (1998), im Osten Deutschlands (1996), über dem Schwarzwald und Frankreich (1994) und im Nordwesten Deutschlands (1992).

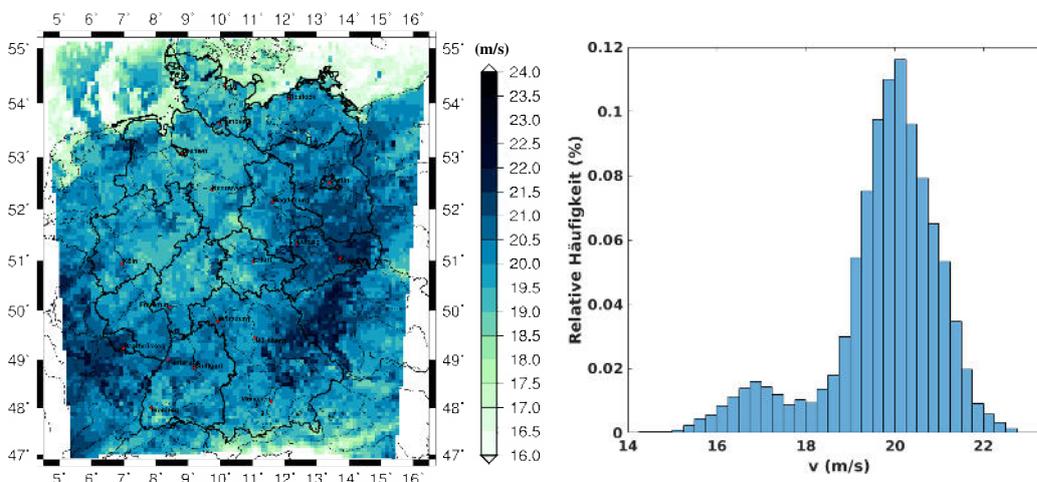


Abb. 5.2: Maximum der konvektiven Böengeschwindigkeit (IMK-CCLM ERA-40) pro Gitterpunkt (links) mit relativer Häufigkeitsverteilung (rechts).

Bei der differenzierteren Betrachtung der hohen Werte der modellierten konvektiven Böen durch das 99, 98, 95, 90 und 50% Perzentil (siehe Tabelle 5.1) fällt ein starker Abfall der maximalen konvektiven Böengeschwindigkeit auf niedrigere Werte auf. Des Weiteren ist deutlich ein Unterschied zwischen Norden und Süden mit 1 bis 3 m s^{-1} höheren Werten im Süden Deutschlands erkennbar (siehe Anhang Abb. A.2b, c). Die höchsten Werte kommen dabei vor allem im Alpenvorland südlich von München vor, während die niedrigsten Werte im Bereich komplexerer Orographie sowie über dem Meer auftreten. Eine mögliche Erklärung hierfür ist die Advektion kälterer Luftmassen in den unteren Höhen vom Meer her, die zu einer Stabilisierung der Schichtung führt. Dadurch wird die Konvektion im Norden unter Umständen weniger unterstützt als im Süden. Dies ist vermutlich für den Nord-Süd Gradienten verantwortlich.

Neben den Perzentilen werden auch verschiedene Schwellenwerte, deren Auswahl in Kapitel 4 begründet und festgelegt wurde, zur Untersuchung der konvektiven Böen herangezogen. Anhand der Anzahl von Tagen mit Überschreitungen dieser Grenzwerte pro Jahr und Gitterpunkt (summiert über alle Jahre) lassen sich Gebiete identifizieren, die häufiger von konvektiven Starkwindböen betroffen sind als andere (Abb. 5.3 links). Geschwindigkeiten über 18 m s^{-1} treten vor allem im Oberrheingraben an bis zu 50 Tagen (Basel bis Offenburg) auf, in der Umgebung von Stuttgart und Ulm an 35 bis 50 Tagen und in vereinzelten Gebieten in Süd- und Nordwestbayern an 35 bis 40 Tagen sowie im Gebiet um Dresden, Erfurt und Köln an 30 bis 35 Tagen. Vereinzelt sind aber auch Gebiete im Nordosten Deutschlands an 2 bis 11 Tagen von konvektiven Starkwindböen über 20 m s^{-1} betroffen, sowie das Saarland an 5 bis 7, Gebiete um Würzburg an 5 bis 6, Stuttgart an 3 bis 6 und südöstlich von München an 3 bis 8 Tagen (siehe Anhang Abb. A.3 links). Diese Gebiete hängen allerdings stark von einzelnen Jahren mit schweren Gewitterereignissen ab. In einigen Jahren können besonders häufig konvektive Böen über 18 m s^{-1} beobachtet werden.

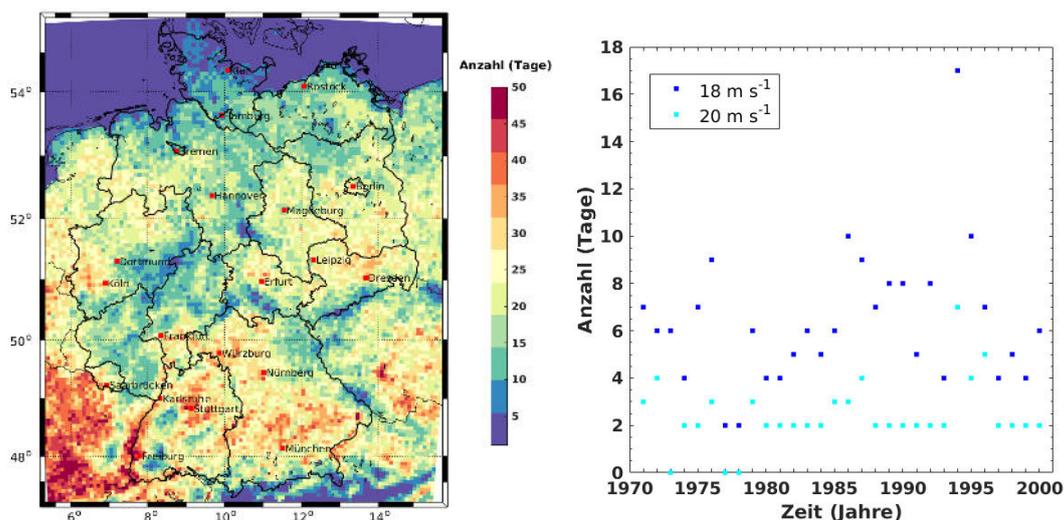


Abb. 5.3: Räumliche Variabilität der Anzahl der Tage mit Böengeschwindigkeiten über 18 m s^{-1} (links) und jährliche Variabilität für den Gitterpunkt mit der häufigsten Anzahl an Tagen mit Böen über 18 m s^{-1} und 20 m s^{-1} (rechts) für den gesamten Zeitraum von 1971 bis 2000 (IMK-CCLM ERA-40).

Tabelle 5.1: Statistische Größen verschiedener Perzentile der konvektiven Böengeschwindigkeit für das gesamte Untersuchungsgebiet in m s^{-1} (IMK-CCLM ERA-40).

Perzentil:	Minimum	Mittelwert	Maximum
99%	11,3	15,7	17,7
98%	10,5	14,9	16,9
95%	9,2	13,3	15,7
90%	8,2	11,7	14,4
50%	4,7	6,6	9,4

In Abbildung 5.3 (rechts) ist für jedes Jahr der Gitterpunkt mit der häufigsten Anzahl an Tagen mit konvektiven Böen über 18 m s^{-1} und 20 m s^{-1} dargestellt. Dabei zeigt sich, dass es in den Jahren 1986, 1994 (maximal 17 Tage) und 1995 besonders häufig zu Böengeschwindigkeiten über 18 m s^{-1} kam.

IMK-CCLM ERA-Interim

In Übereinstimmung zum oben diskutierten Datensatz (IMK-CCLM ERA-40) treten auch bei IMK-CCLM ERA-Interim die maximalen konvektiven Starkwindböen im Sommerhalbjahr besonders zwischen Juni und Juli auf. Auch die monatlichen Maxima der konvektiven Starkwindböen zeigen einen ähnlichen Verlauf. Spitzengeschwindigkeiten für den betrachteten Zeitraum von 1995 bis 2010 treten hier aber nicht hauptsächlich im Juni, sondern im Juli auf (Abb. 5.4 links). Der Tagesgang der mittleren und maximalen Windgeschwindigkeit für das gesamte Untersuchungsgebiet zeigt den nahezu gleichen Verlauf wie bei den IMK-CCLM ERA-40 Reanalysen mit einem Anstieg zu höheren Werten ab der Mittagszeit (Abb. 5.4 rechts). Hier liegen die maximalen konvektiven Böen für das gesamte Untersuchungsgebiet an jedem Gitterpunkt (Abb. 5.5 rechts) im Mittel bei Werten um $20,1 \pm 1,2 \text{ m s}^{-1}$.

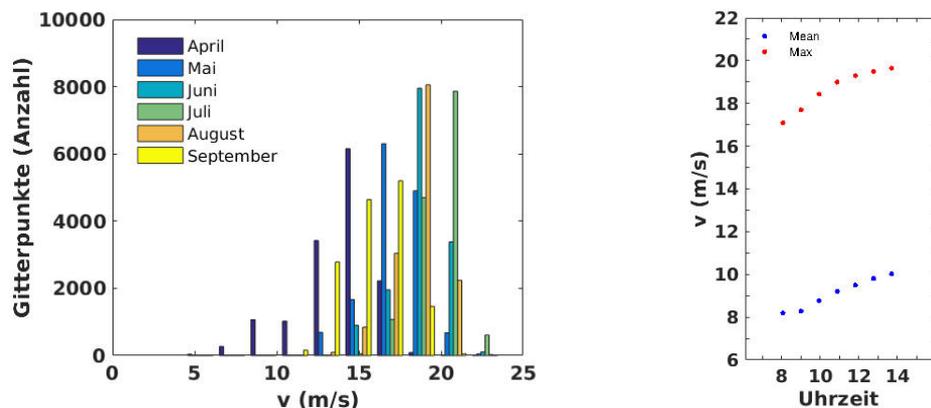


Abb. 5.4: Monatsmaxima für alle Gitterpunkte (links) und mittlere stündliche Maxima und Mittel der konvektiven Böen (rechts) für das gesamte Untersuchungsgebiet der IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysen (1995-2010).

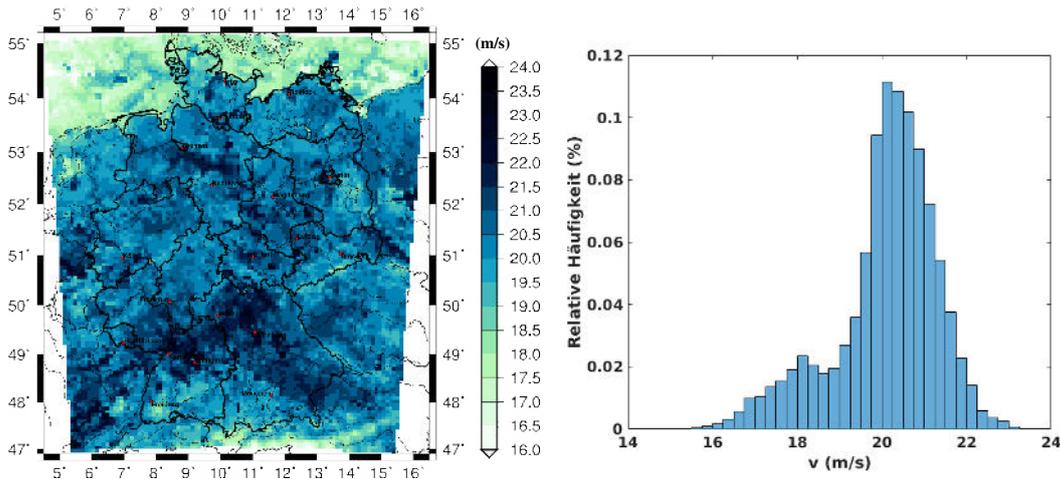


Abb. 5.5: Maximum der konvektiven Böen pro Gitterpunkt der IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysen im Zeitraum von 1995 bis 2010 (links) mit der relativen Häufigkeitsverteilung (rechts).

Der höchste Wert tritt mit $23,6 \text{ m s}^{-1}$ in der Mitte Deutschlands und der niedrigste mit $14,9 \text{ m s}^{-1}$ über den Alpen auf. Im Vergleich zu den IMK-CCLM ERA-40 Reanalysen liegen bei IMK-CCLM ERA-Interim etwas höhere konvektive Böen vor. Hohe Werte der maximalen Böengeschwindigkeit an jedem Gitterpunkt zeigen sich im Norden Baden-Württembergs und Nordosten Bayerns, in Niedersachsen und in weiteren vereinzelt kleineren Gebieten (Abb. 5.5 links).

Die 99, 98, 95, 90 und 50% Perzentile (Tab. 5.2) zeigen einen etwas geringeren Abfall der Werte vom Maximum der konvektiven Böen auf niedrigere Werte als in den IMK-CCLM ERA-40 Reanalysen zu sehen war. Bei einer räumlichen Betrachtung des Median der Böen aus IMK-CCLM ERA-Interim ist eine einheitliche Verteilung der Geschwindigkeiten über Deutschland erkennbar mit leicht erhöhten Werten über Ostdeutschland und dem Alpenvorland. Lokale Maxima befinden sich im Oberrheingraben bis Frankfurt, östlich von Freiburg und südlich von Stuttgart im Lee des Schwarzwaldes sowie im Lee der Schwäbischen Alb bis Ulm und am nördlichen Alpenrand. Die niedrigsten Geschwindigkeiten treten über den Mittelgebirgen und über dem Schwarzwald auf (Abb. 5.6a). Wie bereits in den IMK-CCLM ERA-40 Reanalysen zu beobachten war, sind in den 90 und 95% Perzentilen ebenfalls 1 bis 3 m s^{-1} höhere Werte der konvektiven Böen im Süden im

Tabelle 5.2: Statistische Größen verschiedener Perzentile der konvektiven Böengeschwindigkeit für das gesamte Untersuchungsgebiet in m s^{-1} (IMK-CCLM ERA-Interim).

Perzentil:	Minimum	Mittelwert	Maximum
99%	12,2	16,6	18,8
98%	11,5	15,6	17,7
95%	9,9	14	16,5
90%	8,9	12,3	15,1
50%	4,9	6,9	9,8

Vergleich zum Norden Deutschlands erkennbar. Die lokalen Maxima des Medians der Böen treten in den Perzentilen ebenfalls deutlich hervor (Abb. 5.6b, c). Für das 99% Perzentil ist bis auf das Gebiet nördlich von Magdeburg mit niedrigeren Werten eine relativ gleichmäßige Verteilung der Geschwindigkeiten mit vereinzelt Maxima über ganz Deutschland zu beobachten, speziell das größere Gebiet südlich der Isar tritt besonders hervor (Abb. 5.6d).

Gebiete, die häufiger von konvektiven Böen über 18 m s^{-1} betroffen sind (Abb. 5.7 links), liegen nordöstlich von Dortmund an bis zu 23, im Oberrheingraben an 20 bis 25, um Stuttgart und Ulm an 20 sowie in Gebieten in Südbayern, speziell südöstlich der Isar im Alpenvorland, an 20 bis 30 Tagen. Dagegen treten Böen von über 20 m s^{-1} zwischen Leipzig und Hannover an 3 bis 4, über

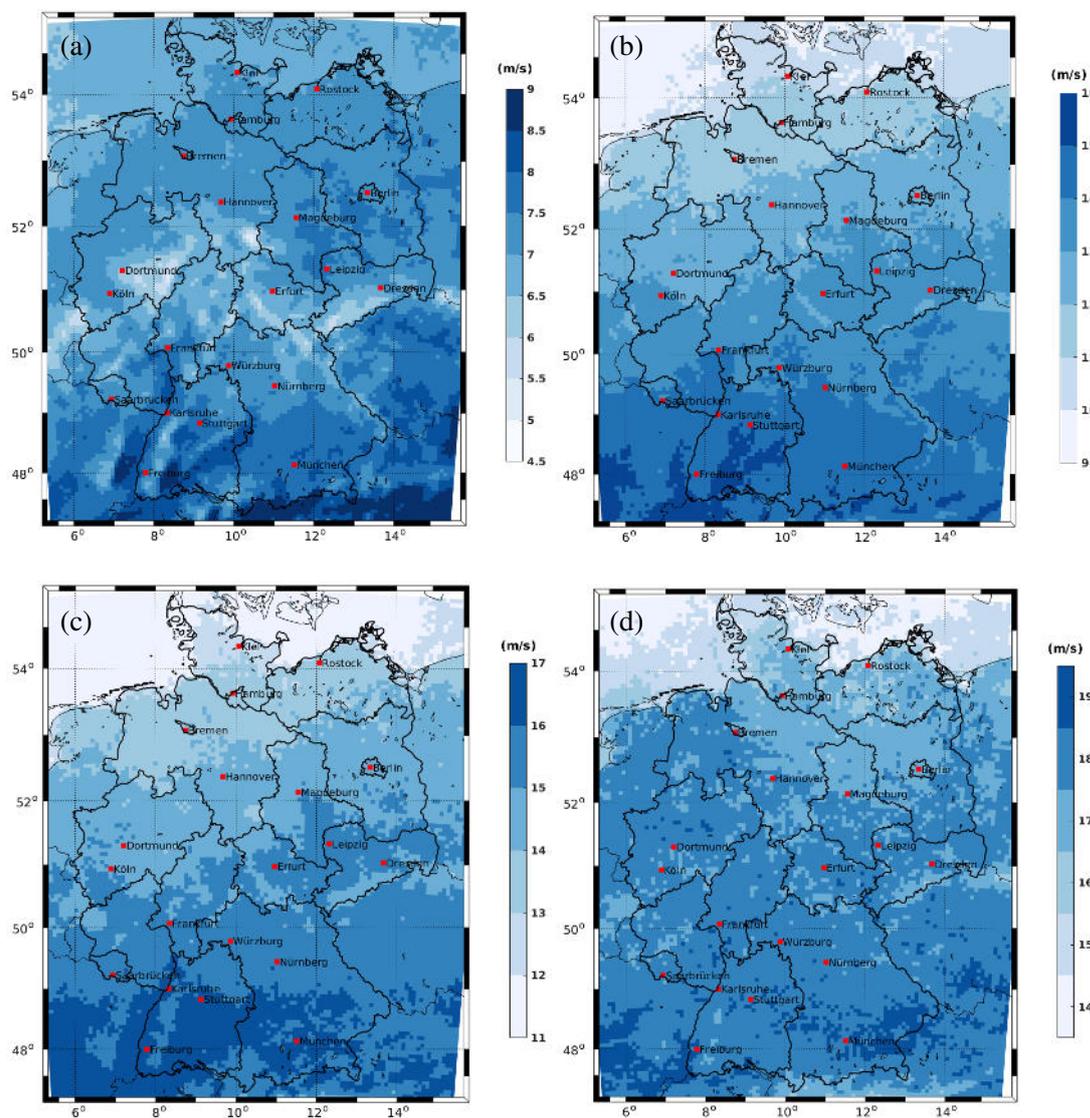


Abb. 5.6: (a) 50%, (b) 90% und (c) 95% (d) 99% Perzentil der modellierten konvektiven Böen im SHJ von 1995 bis 2020 (IMK-CCLM ERA-Interim).

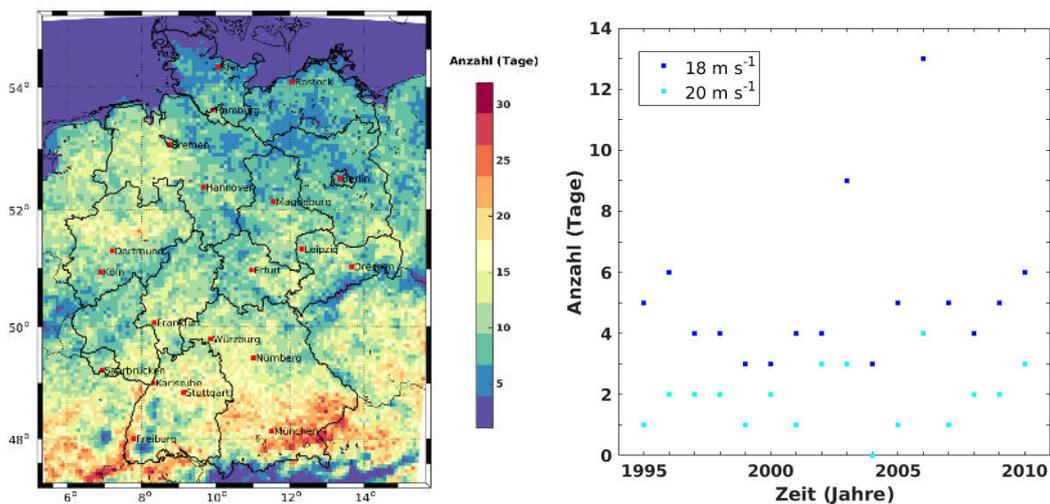


Abb. 5.7: Räumliche Variabilität der Anzahl der Tage mit Böengeschwindigkeiten über 18 m s^{-1} (links) und jährliche Variabilität für den Gitterpunkt mit der häufigsten Anzahl an Tagen mit Böen über 18 m s^{-1} und 20 m s^{-1} (rechts) für den gesamten Zeitraum von 1971 bis 2000 (IMK-CCLM ERA-Interim).

Ostbayern an 4 bis 5 und im Westen Deutschlands und insgesamt vereinzelt Gebieten an 1 bis 4 Tagen im Zeitraum von 1995 bis 2000 auf (siehe Anhang Abb. A.3 rechts). Auch hier sind diese Maxima von einzelnen schweren Gewitterereignissen dominiert. Abbildung 5.7 (rechts) zeigt für jedes Jahr den Gitterpunkt mit den häufigsten Tagen mit konvektiven Böen über 18 m s^{-1} und 20 m s^{-1} . In den Jahren 2003 und 2006 (maximal an 13 Tagen) kam es demnach besonders häufig zu Böengeschwindigkeiten über 18 m s^{-1} und 20 m s^{-1} .

Vergleich zwischen IMK-CCLM ERA-40 und IMK-CCLM ERA-Interim

Da beide Datensätze einen gemeinsamen Zeitraum abdecken, wurde überprüft, ob eine Zusammenführung der Datensätze sinnvoll ist. Dies wäre vorteilhaft, da für klimatologische Betrachtungen in der Regel ein Zeitraum von 30 Jahren berücksichtigt wird und beide Datensätze zu kurz wären. Der Korrelationskoeffizient nach Spearman an jedem Gitterpunkt zwischen 1995 und 2000 (Abb. 5.8 links) bewegt sich im Mittel im Bereich von 0,6 bis 0,8. Im Süden ist der Korrelationskoeffizient etwas höher als im Norden Deutschlands, wo niedrigere Werte bis 0,4 über dem Meer ermittelt werden.

Der *RMSE* als weiteres Gütemaß für den Zusammenhang zweier Datensätze, fällt Mittel in Süddeutschland und speziell über komplexem Gelände höher aus als im Nordwesten Deutschlands (Abb. 5.8 rechts). Die niedrigsten Werte sind über dem Meer zu beobachten. In Nordostdeutschland sind die Werte ähnlich hoch wie in Süddeutschland. Dies könnte an einzelnen Ereignissen liegen, die in den Datensätzen unterschiedlich stark ausgeprägt sind. Die höchsten Werte des *RMSE* werden nordwestlich des Schwarzwaldes und auf der Schwäbischen Alb, am Erzgebirge und vor allem über dem Harz mit Werten von über $3,5 \text{ m s}^{-1}$ erreicht. Die Werte des *RMSE* für verschiedene Perzentile (50%, 90%, 95%, 98%, 99%) bewegen sich zwischen 0,2

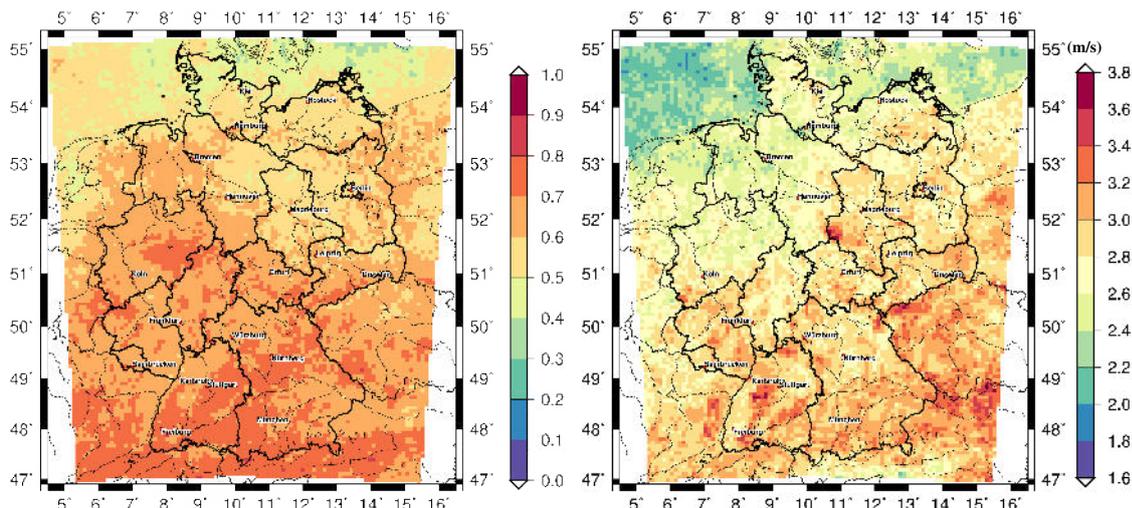


Abb. 5.8: Korrelationskoeffizient nach Spearman (links) und RMSE (rechts) zwischen IMK-CCLM ERA-40 und IMK-CCLM ERA-Interim (1995-2000).

und 4 m s^{-1} (nicht gezeigt). Die höchsten Werte treten vor allem in Süddeutschland, zum Beispiel in Rheinland-Pfalz, über dem Harz, im Gebiet des Schwarzwaldes und der Schwäbischen Alb sowie im Alpenvorland auf. Außerdem haben die konvektiven Böen aus IMK-CCLM ERA-Interim leicht höhere Werte als die aus IMK-CCLM ERA-40 Reanalysen. Die unterschiedliche Auflösung der Orografie in den ERA-40 und ERA-Interim Reanalysen und die für ERA-Interim verbesserte Datenassimilation wären mögliche Faktoren für räumliche und zeitliche Unterschiede in den Datensätzen (vgl. Uppala, 2005; Dee et al., 2011).

Die Variabilität der mittleren konvektiven Böen soll mit Hilfe des Variationskoeffizienten für beide Datensätze näher untersucht werden (Abb. A.2 und 5.6). Dieses relative Streumaß ist unabhängig von dem Wertebereich des untersuchten Parameters. Die Werte des Variationskoeffizienten verlaufen in beiden Datensätzen zwischen 0,30 und 0,65 (Abb. 5.9) mit höheren Werten in Süddeutschland als in Norddeutschland. Speziell über Gebirgen und damit orografisch geprägten Gebieten ist eine stärkere Variabilität zu beobachten (vgl. Orografie in Abb. 3.2). Die räumlichen Strukturen des Variationskoeffizienten der beiden Datensätze sind dabei unterschiedlich stark ausgeprägt. Dies ist auf die unterschiedlichen Antriebe der ERA-40 und ERA-Interim Reanalysen zurückzuführen. In Kapitel 6 wird näher auf eine mögliche Abhängigkeit der konvektiven Böen von der Höhenlage eingegangen. Diese Abhängigkeit der Böen könnte über die Vertikalausdehnung zwischen dem Bodenniveau und der Entstehungshöhe des Abwinds zustande kommen, die direkt in die Berechnung der Böen eingeht (siehe Kap. 4.3).

Insgesamt zeigt sich, dass aufgrund der zu geringen Korrelation und der teilweise erhöhten Werte des *RMSE* sowie der leicht unterschiedlichen räumlichen Muster des Variationskoeffizienten eine zeitliche Verbindung der Datensätze nicht möglich ist. Deshalb werden in der weiteren Arbeit nur die IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysen berücksichtigt.

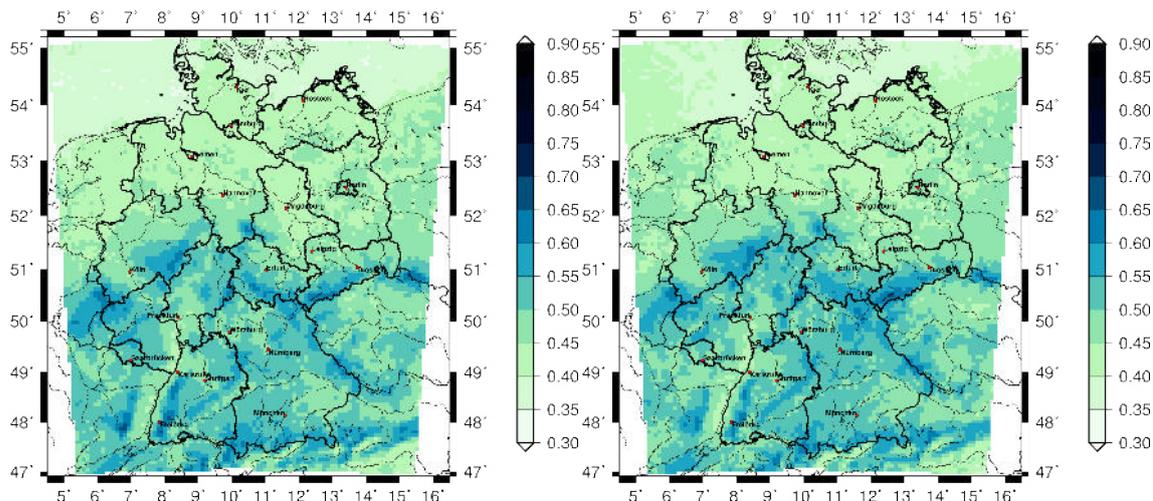


Abb. 5.9: Variationskoeffizient für die IMK-CCLM ERA-40 (links) und IMK-CCLM ERA-Interim (rechts) im Zeitraum von 1995 bis 2000.

5.2 Vergleich der Modell- und Beobachtungsdaten

Im Rahmen der klimatologischen Betrachtung der modellierten konvektiven Böen stellt sich die Frage, wie repräsentativ die konvektiven Böen in den untersuchten Reanalysen im Vergleich zu beobachteten Böen sind. Für die Validierung werden die Beobachtungen den jeweiligen nächstgelegenen Gitterzellen zugeordnet. Sind zwei Stationen derselben Gitterzelle zugeordnet, erfolgt eine Mittelung der Böengeschwindigkeiten beider Stationen. Aus numerischen Gründen, die mit der Auflösung der betrachteten Größe zusammenhängen, werden die Beobachtungen mit einem Mittel aus 3×3 Gitterpunkten verglichen (Abb. 5.10).

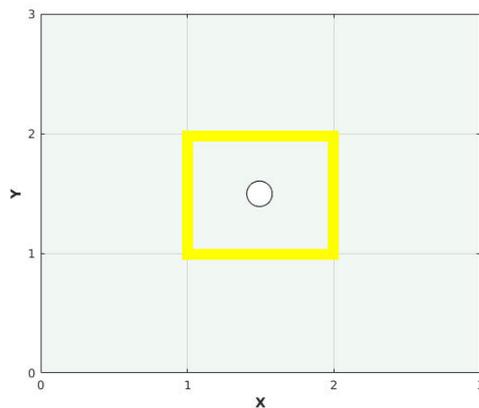


Abb. 5.10: Mittelungsbereich um die mit einem Kreis eingezeichnete Station in der gelb markierten Gitterbox, in der sie liegt.

Da in dieser Arbeit speziell extreme Ereignisse von Bedeutung sind, erfolgt der Vergleich für die Spitzenböen der IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysen und für die Tagesmaxima der Windböen der DWD Messstationen. Dazu wurden exemplarisch eine nördliche und eine südliche Station, Berlin und München, ausgewählt. Im optimalen Fall würde sich im Streudiagramm eine Verteilung der Werte entlang der Winkelhalbierenden ergeben. Sowohl für die südliche als auch für die nördliche Station bilden die Wertepaare jedoch eine große Punktwolke. Besonders hohe konvektive Böen unterschätzt das Modell erheblich (Abb. 5.11).

Auf ganz Deutschland bezogen, treten an allen Stationen in den Beobachtungen maximale Böengeschwindigkeiten zwischen $13,4$ und $52,2 \text{ m s}^{-1}$ auf (Mittel $28,0 \pm 5 \text{ m s}^{-1}$). Die maximalen modellierten konvektiven Böen erreichten jedoch nur Werte bis 23 m s^{-1} und der Median der Böen liegt bei Werten zwischen $4,5$ und 9 m s^{-1} . Dadurch zeigt sich, dass in den Beobachtungen deutlich höhere Geschwindigkeiten erreicht werden und somit die modellierten konvektiven Starkwindböen über ganz Deutschland unterschätzt werden.

Bei einem Vergleich der räumlichen Verteilung der Böen einzelner Starkwindereignisse aus der Europäischen Unwetterdatenbank „European Severe Weather Database“ (ESWD) mit den modellierten konvektiven Böen über 18 m s^{-1} , sind jedoch häufig ähnliche Strukturen erkennbar. Exemplarisch wird hier das Berliner Derecho-Ereignis aus der Arbeit von Gatzen (2004) aufgeführt. Die konvektiven Böen aus IMK-CCLM ERA-Interim am 10.07.2002 können die grobe räumliche Verteilung der beobachteten Böengeschwindigkeiten im Nordosten Deutschlands aus der Studie des Autors verhältnismäßig gut wieder geben (Abb. 5.12 links). Die maximalen modellierten konvektiven Tagesböen liegen zeitlich etwa hinter der Verlagerung der Kaltfront um 17:00 UTC (Abb. 5.12 rechts). Die maximal beobachteten Böen vor 17:00 UTC deuten sich durch einen in Nord-Süd Richtung verlaufenden Bereich mit erhöhten Werten in den modellierten konvektiven Böen der Reanalysedaten an (Abb. 5.12 links).

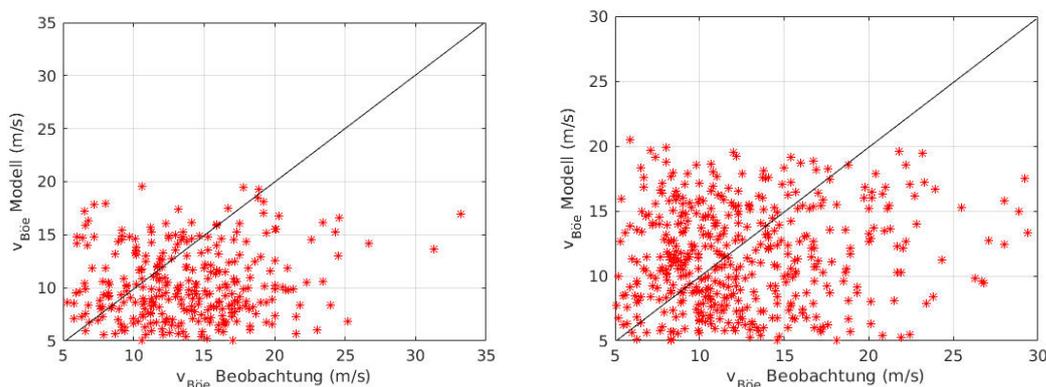


Abb. 5.11: Streudiagramm zwischen modellierten konvektiven Böen (IMK-CCLM ERA-Interim) und den zugehörigen blitzgefilterten beobachteten Böen über Berlin (links) und München (rechts).

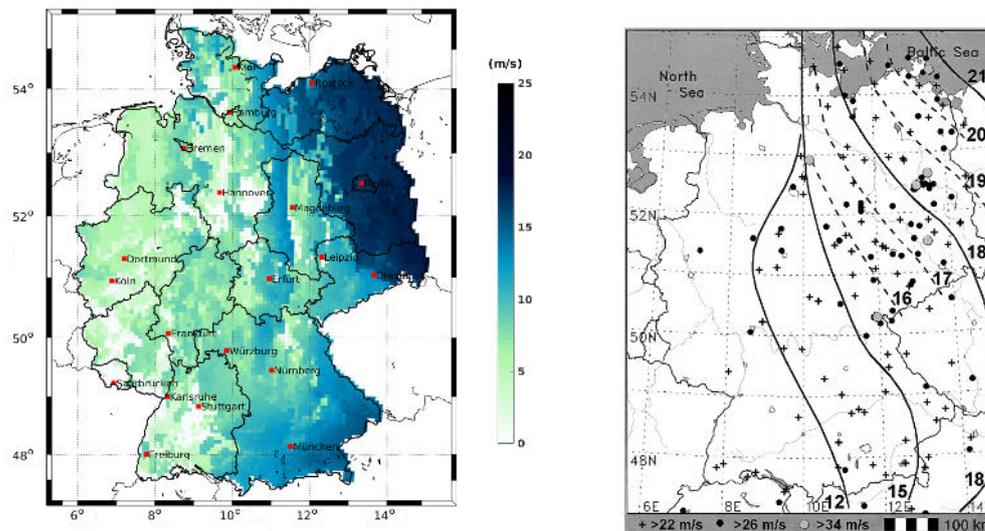


Abb. 5.12: Räumliche Verteilung der modellierten konvektiven Böen (links) und markierte Beobachtungen mit linienhafter (3 h) Verlagerung der Kaltfront in UTC (rechts Gatzert, 2004) des Berliner Derecho am 10.07.2002 .

Extrem hohe Windgeschwindigkeiten treten im Sommer primär in Folge von konvektiven Gewittersystemen auf. Daher ist anzunehmen, dass diese Böen in IMK-CCLM aus der konvektiven Böenparametrisierung des Modells gebildet werden müssten. Wie in Kapitel 4.3 beschrieben, werden die Spitzenböen in IMK-CCLM aus der konvektiven oder der dynamischen Böenparametrisierung bestimmt, je nachdem, welche größere Werte berechnet. Daher wird für die Reanalysen geprüft, welche Unterschiede sich für die Spitzenböen ergeben, wenn die dynamischen Böen mitberücksichtigt werden. In Abbildung 5.13 (links) ist die maximale Tagesböe aus dem Maximum der konvektiven und der dynamischen Böenparametrisierung pro Gitterpunkt dargestellt, wobei Werte zwischen $19,2$ und $50,3 \text{ m s}^{-1}$ berechnet werden (Mittel $24,86 \pm 3,2 \text{ m s}^{-1}$; Abb. 5.13 rechts). Die Böen aus dem Maximum der dynamischen und der konvektiven Parametrisierung weisen eine deutlich bessere Übereinstimmung zu den beobachteten Böen auf, sowohl räumlich als auch von der Intensität her. Die höchsten Geschwindigkeiten werden sowohl in den Beobachtungen (nicht gezeigt) als auch in den dynamischen Böen über der Region des Erzgebirges beobachtet (Abb. 5.13 links). Einzelne Muster erhöhter Geschwindigkeiten sind bestimmt durch einzelne schwere Ereignisse. Eine Betrachtung der Perzentilwerte zeigt, dass die Unterschiede zwischen den dynamischen und den konvektiven Böen schwächer ausfallen (nicht gezeigt).

Anschließend stellt sich die Frage, ob die Böen in CCLM auch bei großräumigen schweren Ereignissen wie beispielsweise einem Derecho über die dynamische Parametrisierung berechnet werden. Deshalb werden exemplarisch die im Anhang in Tabelle B.2 aufgeführten Einzelfälle untersucht. In den Zeitreihen der Tagesmaxima der konvektiven Böen (Abb. 5.14) liegen zwei Tage mit schweren Derecho-Ereignissen über Süddeutschland und über Berlin (Gatzert, 2004). In Abbildung 5.14 steht v_B für die ungefilterten und die nach Gewittertagen gefilterten Beobach-

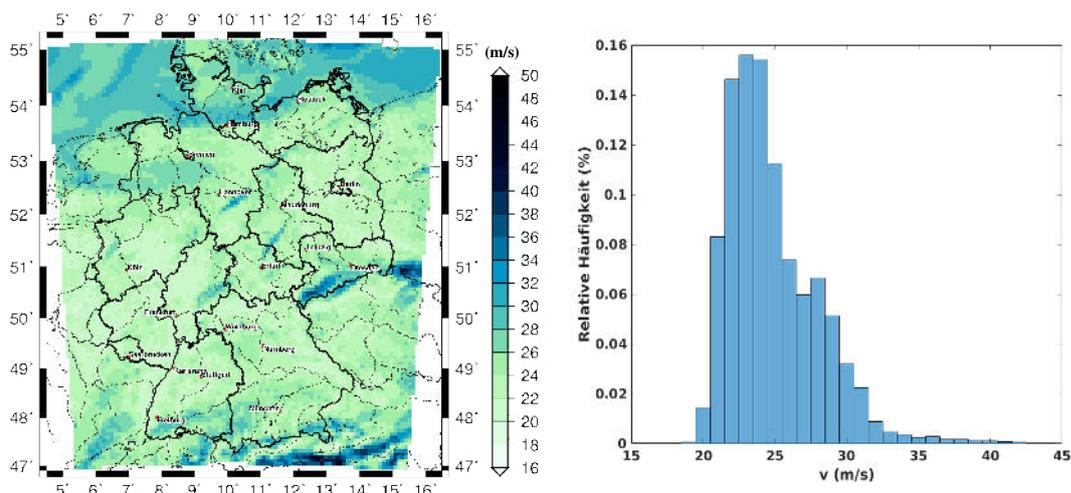


Abb. 5.13: Maximum der modellierten Böen basierend auf dem Maximum der konvektiven und dynamischen Böen (IMK-CCLM ERA-Interim, links) und relative Häufigkeitsverteilung (rechts) im Zeitraum von 1995 und 2010.

tungen, v_{con} für die konvektiven (ERA-40 und ERA-Interim), v_{dyn} für die dynamischen und v_{max} für die maximalen Böen aus IMK-CCLM ERA-Interim (bzw. IMK-CCLM ERA-40). Bei dem Derecho am 02.06.1999 über Süddeutschland (Abb. 5.14 oben) werden die Böen über die dynamische Böenparametrisierung berechnet, während sie bei dem Derecho Ereignis am 10.07.2002 über Berlin (Abb. 5.14 unten) über die konvektive Böenparametrisierung bestimmt werden. In beiden Fällen liegt eine deutliche Unterschätzung der Geschwindigkeiten vor, über München um etwa 10 m s^{-1} und über Berlin um etwa 18 m s^{-1} . Die Beobachtungen zeigen Werte über Süddeutschland von 30 m s^{-1} und über Berlin von 34 m s^{-1} . Beide beobachteten Windgeschwindigkeiten dieser Ereignisse sind damit höher als die höchsten modellierten konvektiven Böen. Insgesamt wird hier deutlich, dass konvektive Starkwindböen im Modell sowohl durch die konvektive als auch durch die dynamische Parametrisierung bezüglich ihrer Intensität deutlich unterschätzt werden. Es ist zu erkennen, dass die Werte der konvektiven Böen sowohl über als auch unterhalb der beobachteten Böen liegen, wodurch sich eine geringe Korrelation zu den Beobachtungen andeutet, auf die im Folgenden näher eingegangen wird.

Um genauer auf die Zusammenhänge zwischen den modellierten und beobachteten Böen zu schließen, werden über ein Taylordiagramm, Korrelation, $RMSD$ und Standardabweichung der jeweiligen Maxima abgebildet (Abb. 5.15). Für die Reanalysen wird das 3×3 Mittel um die betrachtete Station verwendet (Abb. 5.10). Der $RMSD$ der modellierten konvektiven Böen liegt im Taylordiagramm bei einem Wert von etwa 6 m s^{-1} , mit einer größeren Standardabweichung gegenüber den Beobachtungsdaten von über 5 m s^{-1} . Die Korrelation zwischen den modellierten konvektiven Böen und den Beobachtungen ergibt einen sehr niedrigen Korrelationskoeffizienten knapp über 0,2.

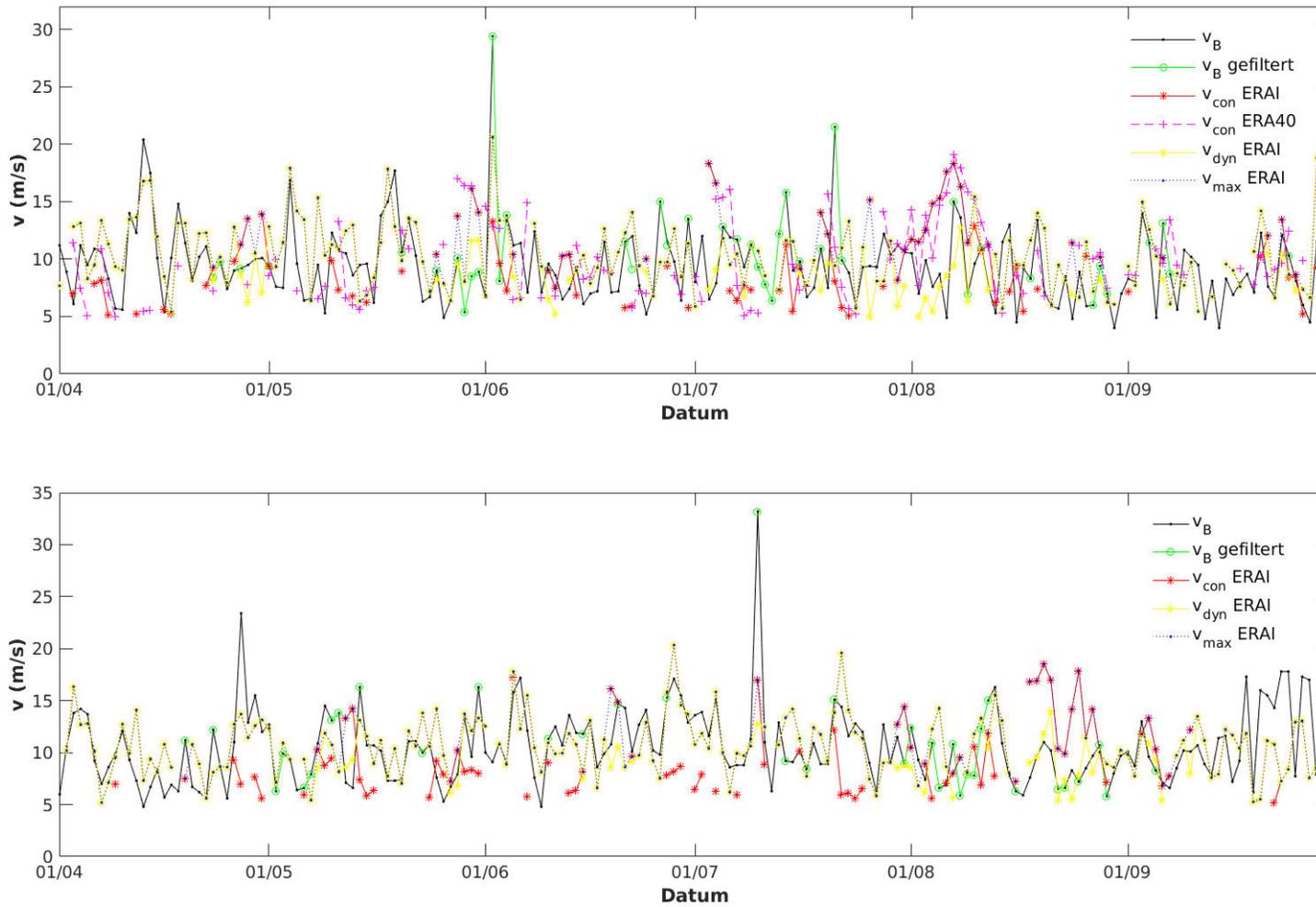


Abb. 5.14: Halbjährige Zeitreihen (SHJ) der Tagesmaxima der modellierten konvektiven v_{con} (ERA-Interim und ERA-40), dynamischen v_{dyn} (ERA-Interim), beobachteten und beobachteten gefilterten v_B Böen, während eines Derechos am 02.06.1999 über Süddeutschland bei München (oben) und dem Berliner Derecho am 10.07.2002 (unten).

Damit eine Abhängigkeit der niedrigen Werte des Korrelationskoeffizienten von einzelnen Stationen auszuschließen ist, werden die Untersuchungen separat für jede Station durchgeführt. Dabei ergibt sich das Problem, dass durch die Filterung der Beobachtungsdaten nach Gewittertagen pro Station nur eine geringe Stichprobe übrig blieb. Deshalb wurde eine Mindestanzahl von 80 Werten festgelegt, damit eine Station berücksichtigt wird. Dieser Wert wurde aus der mittleren Anzahl der Werte, die an allen Stationen vorhanden waren, festgelegt, um die größtmögliche Menge an Stationen zu berücksichtigen. In Abbildung 5.15 (rechts) ist die Verteilung der Korrelationskoeffizienten für die einzelnen Stationen dargestellt. Darin ist zu erkennen, dass die Korrelation an den meisten Stationen sogar noch geringer ausfällt, in vielen Fällen mit Werten unter 0,2.

Des Weiteren wurden auch Taylordiagramme für den Median und die verschiedenen Perzentile (90%, 95%, 98%, 99%) sowohl für die gefilterten als auch für die ungefilterten Beobachtungen berechnet. Dazu wird ein Schwellenwert von 5 m s^{-1} festgesetzt, um die Untersuchung auf die höheren Werte der Böen zu konzentrieren. Allerdings ist auch in diesen Fällen die Korrelation der konvektiven Böen zu den Beobachtungen in allen Fällen gering mit Werten zwischen -0,3 bis maximal 0,3 (nicht gezeigt). Dies bestätigt das Ergebnis, das sich bereits durch das Streudiagramm für zwei exemplarische Stationen ergeben hat (Abb. 5.11) für die gesamten in den Vergleich einbezogenen Stationen über Deutschland (Abb. 5.15).

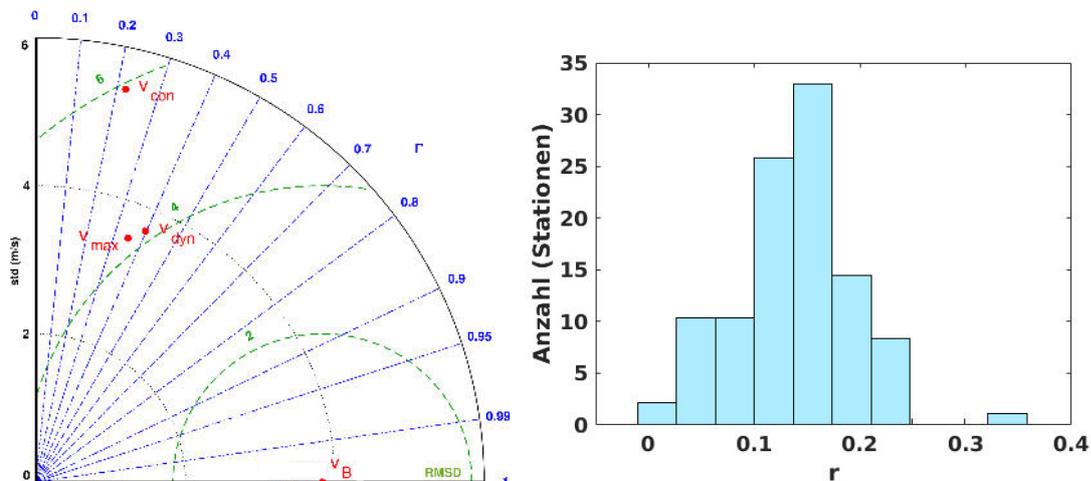


Abb. 5.15: Taylordiagramm mit den Beobachtungen als Referenz (v_B) und den verschiedenen verwendeten Datensätzen: konvektive (v_{con}), dynamische (v_{dyn}) und resultierende (v_{max}) Böengeschwindigkeiten (IMK-CCLM ERA-Interim) sowie die zugehörige Verteilung der Korrelationen der konvektiven Böen mit den Beobachtungen an den einzelnen Stationen (rechts).

Ein möglicher Grund für den sehr geringen statistischen Zusammenhang zwischen den modellierten und den beobachteten Böen könnte sein, dass die turbulenten und die konvektiven Böen aus Messungen schwerer voneinander getrennt werden können als angenommen wurde. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass die modellierten Böen prinzipiell zu niedrige Werte erreichen und daher auch bei konvektiven Gewitterereignissen Böen aus der dynamischen Böenparametrisierung bestimmt werden. So wird beispielsweise in der Studie von Heise (2006) deutlich, dass konvektive Böen in Wetter- beziehungsweise Klimamodellen unterschätzt werden.

Ein weiterer Grund ist eine Problematik, die sich aus den Beobachtungen ergibt. Da die Messstationen häufig nicht frei stehen oder verlegt werden und die Messgeräte eine gewisse Fehlerquelle darstellen, kann es zu einem Mangel an Homogenität in den Messreihen kommen (Hofherr und Kunz, 2010). Da es sich bei den Beobachtungen um Punktmessungen handelt, ist nicht davon auszugehen, dass die maximal auftretende Spitzenböe des umliegenden Gebiets in allen Fällen erfasst wird. Außerdem stellt die Vorgehensweise eines Vergleichs zwischen einer Punktmessung aus Beobachtungen und einem Gebietsmittel von $21 \times 21 \text{ km}^2$ der Reanalysen ein zusätzliches Problem dar. Die einzelne Messung steht damit repräsentativ für ein verhältnismäßig großes Gebiet.

Bei der Betrachtung der ebenfalls im Taylordiagramm in Abbildung 5.15 (links) dargestellten dynamischen Böen zeigt sich ein geringerer *RMSD* von etwa 4 m s^{-1} mit einer ähnlichen Standardabweichung wie die der beobachteten Böen mit Werten knapp unter 4 m s^{-1} . Die Korrelation zu den Beobachtungen ist auch für die dynamischen Böen schwach, jedoch erreicht der Korrelationskoeffizient einen höheren Wert als für die konvektiven Böen von 0,4. Das Maximum aus den konvektiven und den dynamischen Böen, v_{max} , weist ähnliche statistische Merkmale zu den dynamischen als zu den konvektiven Böen auf, da diese im Taylordiagramm deutlich näher beieinander liegen. Dies bestätigt die Annahme, dass die dynamische Böenparametrisierung häufiger angewendet wird, die ebenfalls einen stärkeren Zusammenhang in Bezug auf die beobachteten Böen aufweist.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die modellierten konvektiven Böen der Reanalysedaten im statistischen Mittel unterschätzt werden und sie eine sehr geringe Korrelation und damit nur einen sehr schwachen Zusammenhang zu den beobachteten Böen aufweisen. Speziell bei Starkwindereignissen wird die räumliche Struktur der Verteilung der beobachteten Böengeschwindigkeiten jedoch prinzipiell wiedergegeben. Es werden aber aufgrund der deutlich geringeren Intensität keine mit Beobachtungen vergleichbaren Werte erreicht.

6. Analyse konvektiver Starkwindböen aus verschiedenen Böenparametrisierungen

In diesem Kapitel wird untersucht, inwieweit semi-empirische und physikalische Böenparametrisierungen (siehe Kap. 4.3) in der Lage sind, realistischere Ergebnisse der konvektiven Böengeschwindigkeiten gegenüber den direkt vom Modell bestimmten zu erzielen. Die berechneten Starkwindfelder werden hinsichtlich ihrer räumlichen Verteilung über Deutschland und ihrer Intensität miteinander verglichen und diskutiert.

6.1 Verschiedene Einflussgrößen in den Böenparametrisierungen

Zur Berechnung der Böenparametrisierungen werden verschiedene meteorologische Größen benötigt, die als Modellausgabeparameter nicht in den Reanalysedaten für die Arbeit vorlagen. Da diese Größen, deren Berechnung teilweise sehr umfangreich ist, einen großen Einfluss auf die Starkwindklimatologie haben, ist eine genauere Betrachtung sinnvoll, um anschließend die Ergebnisse besser interpretieren zu können. Zu den benötigten Größen zählen die Schmelzschichthöhe, die spezifische Feuchte und die Temperatur in dieser Schicht, das Hebungskondensationsniveau (HKN) als Approximation des Übergangsniveaus, die dichtegemittelten Werte der spezifischen Feuchte und der Windgeschwindigkeit vom Bodenniveau bis zur Schmelzschichthöhe, das Niederschlagsmischungsverhältnis, die mittlere spezifische Feuchte in dem untersten Kilometer und verschiedene vertikale Temperaturdifferenzen. Weil aufgrund der Menge an Parametern nicht auf jede Größe eingegangen werden kann, wurde eine Auswahl getroffen, durch die die unterschiedlichen Einflüsse auf die Entstehungsmechanismen des Abwinds beschrieben werden. Da die 3D-Daten des Reanalysedatensatzes nur auf Modellleveln vorliegen, die nicht die üblichen Drucklevel beinhalten, wurden die Modellvariablen zunächst auf ein einheitliches vertikales Gitter interpoliert (25 m-Schritte), um anschließend daraus die benötigten Größen zu berechnen. Die meteorologischen Felder werden im Folgenden für das Sommerhalbjahr (SHJ) im Zeitraum von 1995 bis 2010 dargestellt.

Der zentrale Parameter aller in Kapitel 4.3 vorgestellten Böenparametrisierungen ist die über die Schmelzschichthöhe (engl. melting level) angenäherte Entstehungshöhe des Abwinds. Erste Vorabuntersuchungen, exemplarisch an einer Radiosondenstation des DWD (Stuttgart-Schnarrenberg) durchgeführt, zeigen, dass die Schmelzschichthöhe nicht durch die Nullgradhöhe angenähert werden kann, da diese beiden Höhen um bis zu 2,5 km voneinander abweichen (siehe Abb. 6.1 links). Nakamura et al. (1996) konnte zeigen, dass der Einfluss der Schmelzschichthöhe auf die Abwindgeschwindigkeit und somit auch auf die konvektiven Böen sehr groß ist (Fehler bis zu 50% möglich). Dies rechtfertigt den hohen zeitlichen Rechenaufwand der Variable.

Die Schmelzschichthöhe ist definiert als die Höhe, in der die Feuchttemperatur des Luftpaketes der Nullgradisotherme am nächsten kommt (oder sie schneidet), wobei die Feuchttemperatur (engl. wet bulb temperature) die tiefste durch Verdunstungskühlung erreichbare Temperatur ist, die wiederum abhängig ist von der Luftfeuchtigkeit des betrachteten Luftpaketes. Ein Vergleich zwischen der aus Modelldaten und Radiosondenmessungen (Stuttgart) bestimmten Schmelzschichthöhe zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung (Abb. 6.1 rechts). Der Korrelationskoeffizient liegt bei einem Wert von 0,87 (Zeitraum 1995 bis 2010). Die Schmelzschichthöhe (über Geländehöhe) zeigt für Stuttgart in den IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysen eine tägliche Variabilität zwischen dem 0 und 2000 m (Median von etwa 200 m). Sie liegt dabei über Stuttgart für das Sommerhalbjahr im Zeitraum von 1995 bis 2010 bei einer Höhe von im Mittel $2418 \text{ m} \pm 761 \text{ m}$ und einem maximalen Wert von 4350 m. Dies konnte mit dem Radiosondendatensatz bestätigt werden. Insgesamt stimmen die Ergebnisse mit den in der Literatur aufgeführten mittleren Werten recht gut überein (z.B. Hand, 2000). Analog zu Hand (2000) wird ein unterer Schwellenwert von 500 m und ein oberer von 5000 m eingeführt.

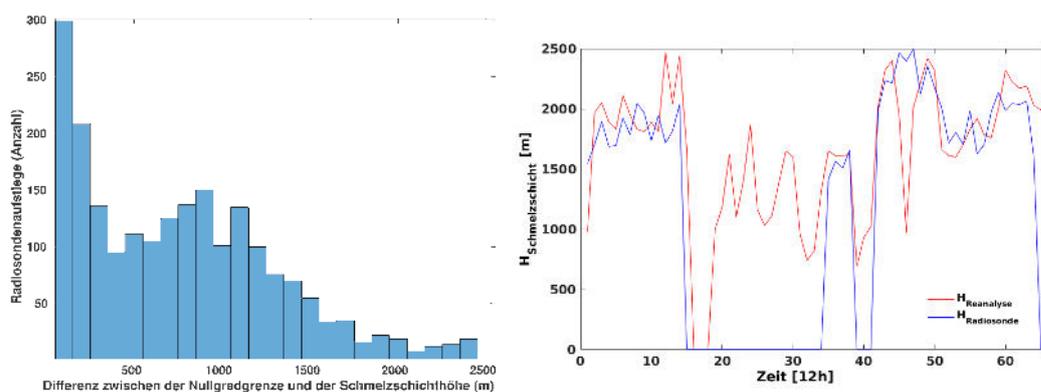


Abb. 6.1: Absolute Häufigkeitsverteilung der Differenz zwischen der Nullgradhöhe und der Schmelzschichthöhe von Radiosondendaten an der Station Stuttgart im SHJ zwischen 1995 und 2010 (links) und exemplarischer Ausschnitt der Zeitreihe der Schmelzschichthöhe (über Gelände) basierend auf den Radiosondendaten (12 h) und Mittel um den äquivalenten Gitterpunkt der IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysedaten für April 1995 (rechts).

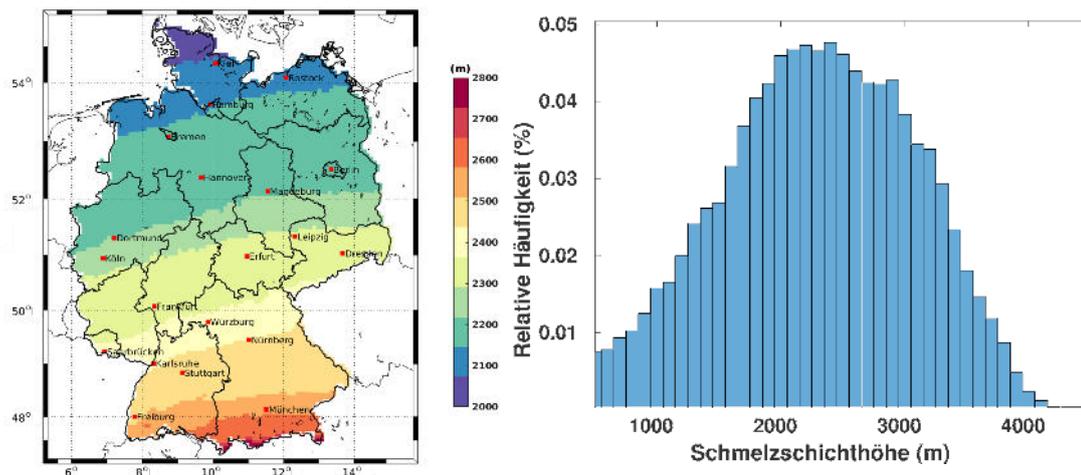


Abb. 6.2: Klimatologie der Schmelzschichthöhe (über Gelände) aus IMK-CCLM ERA-Interim (links) mit relativer Häufigkeitsverteilung (rechts) im SHJ von 1995 bis 2010.

Nach der Analyse von Heise (2006) für drei Ereignisse, darunter auch das Berliner Derecho, ist das größte Problem bei der Berechnung der konvektiven Böen die Bestimmung der Entstehungshöhe des Abwinds über die Schmelzschichthöhe. So wurde für das Berliner Derecho eine zu niedrige Entstehungshöhe in einem Gebiet mit starkem konvektiven Niederschlag berechnet, was zu einer zu niedrigen konvektiven Böengeschwindigkeit führte. Dies untermauert die Ergebnisse aus Kapitel 5, da die dort untersuchten modellierten konvektiven Böen auf die gleiche Weise wie bei Heise berechnet wurden. Die Klimatologie der Schmelzschichthöhe in dieser Arbeit zeigt einen Unterschied in Nord-Süd Richtung von bis zu 800 m mit höheren Werten in Süddeutschland (Abb. 6.2 links). Dieser Unterschied könnte sich ebenfalls in den im Folgenden berechneten konvektiven Böen zeigen, da sich die Schmelzschichthöhe für die meisten Parametrisierungen auf jeden Term auswirkt. Anhand des Histogramms von Abbildung 6.2 (rechts) wird deutlich, dass etwa 65% der berechneten Schmelzschichthöhen im Bereich zwischen 2000 und 3000 m liegen. Das absolute Maximum der Schmelzschichthöhe tritt mit 4850 m in der Nähe von Wolfsburg auf. Das Minimum wurde wie in der Arbeit von Hand (2000) auf 500 m gesetzt. In der Arbeit von Hand (2000) entsteht der Abwind für einzelne Starkwindereignisse an 55% aller Gitterpunkte in einer Höhe zwischen 4000 und 5000 m. McCann (1994) berechnete für die USA für nasse Downbursts Höhen zwischen 3330 und 4850 m. Insgesamt liegen also die in dieser Arbeit berechneten Werte der Schmelzschichthöhe im Mittel etwas niedriger als die in der Literatur angegebenen Werte. Die maximale Schmelzschichthöhe von 5 km wird nicht erreicht.

Die Böenparametrisierung von Wolfson (1990) erfordert das sogenannte Übergangsniveau, ab dem Sättigung vorherrscht, also ab dem der trockenadiabatische Temperaturgradient auf den feuchtadiabatischen wechselt. Dies geschieht auf der Höhe des HKN, des NFK beziehungsweise KKN. Das Übergangsniveau wurde testweise sowohl durch die konvektive Wolkenuntergrenze approximiert als auch über das HKN bestimmt. Die konvektive Wolkenuntergrenze stellte sich aufgrund ihrer räumlichen bruchstückhaften Verteilung als ungeeigneterer Approximation heraus,

sodass das Übergangsniveau über das HKN approximiert wurde. Die berechneten Werte für dieses Höhe liegen in der Regel bei 1 bis 2 km und damit unterhalb der Schmelzschichthöhe. Das Übergangsniveau wirkt sich wie die Schmelzschichthöhe auf jeden der Terme der Parametrisierung von Wolfson (1990) aus.

Die spezifische Feuchte auf der Entstehungshöhe des Abwinds ist bei der Berechnung der beiden Parameter *WINDEX* und *GUSTEX* (Gl. (4.9), (4.10), (4.11)) relevant. Wie in Kapitel 2.2.1 beschrieben, kann eine trockene Schicht auf der Höhe der Schmelzschicht die Phasenübergänge unterstützen und damit zur Beschleunigung des Abwinds beitragen. Die Klimatologie dieser Größe zeigt eine relativ einheitliche Verteilung über Deutschland mit Werten um 4 g kg^{-1} , aber leicht höheren Werten über dem Alpenvorland und den Alpen (Abb. 6.3 links).

Als eine weitere Größe geht der Temperaturgradient zwischen dem Boden und der Schmelzschichthöhe (Abb. 6.3 rechts), in alle Ansätze ein, außer bei Heise (2006) und Nakamura et al. (1996). Ihre Werte liegen zwischen 6 und 7 K km^{-1} und damit in etwa im Bereich der ICAO¹ Standardatmosphäre (Kraus, 2004). Je höher der Temperaturgradient, desto stärker wirkt die negative Auftriebskraft. Höhere Werte des Temperaturgradienten treten im Oberrheingraben bis Frankfurt, im Lee des Schwarzwaldes und der Schwäbischen Alb sowie im Alpenvorland auf. Die niedrigsten Werte treten über den Gebirgen und im Norden Deutschlands vor allem im Einflussgebiet der Ost- und Nordsee auf. Dies liegt daran, dass am Meer eine höhere Stabilität durch die Advektion kühler Luftmassen in unteren Höhen vorherrscht. Durch die Verteilung der Werte des Temperaturgradienten ist ebenfalls anzunehmen, dass die konvektiven Böen im Süden stärker ausgeprägt sind als im Vergleich zum Norden.

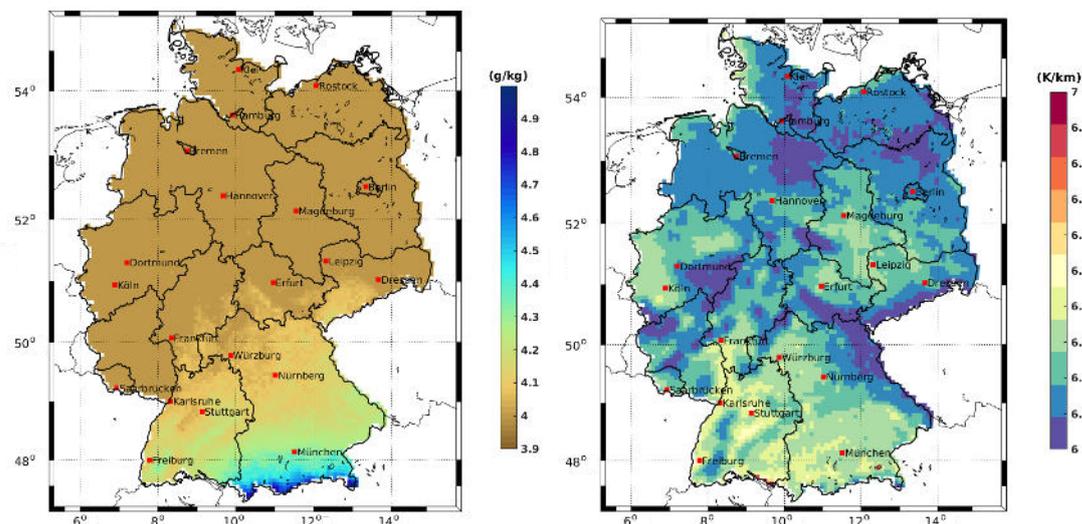


Abb. 6.3: Klimatologie der spezifischen Feuchte auf der Schmelzschichthöhe (links) und Temperaturgradient zwischen dem Boden und der Schmelzschichthöhe für das SHJ von 1995 bis 2010 (rechts; IMK-CCLM ERA-Interim).

¹International Civil Aviation Organization

Mit Hilfe der Regenrate (mm h^{-1}) kann das Niederschlagsmischungsverhältnis (g kg^{-1} bzw. kg kg^{-1}) berechnet werden (Gl. (4.13)), das sowohl in den Ansatz von Nakamura et al. (1996) als auch in die Parametrisierung von Wolfson (1990) eingeht. Der Median der Werte der Regenrate liegt in den IMK-CCLM ERA-Interim in dieser Arbeit bei $0,02$ bis $0,12 \text{ mm h}^{-1}$, für das 99% Perzentil treten Werte um 5 mm h^{-1} und für die absoluten Maxima Werte zwischen 20 und knapp 90 mm h^{-1} verteilt über Deutschland auf. Dabei handelt es sich im Sommerhalbjahr vor allem um konvektiven Niederschlag. In der Arbeit von Nakamura et al. (1996) werden zur Evaluierung der Terme für die Regenrate Werte über 11 mm h^{-1} aufgeführt, die in dieser Arbeit in einzelnen Fällen ebenfalls erreicht werden. Räumlich betrachtet heben sich in der Klimatologie des Niederschlags (Abb. 6.4 links) die Alpen mit den höchsten Niederschlagssummen und der Bereich der Mittelgebirge mit den niedrigsten Werten hervor. Lokale Maxima liegen über dem Schwarzwald, im Raum Stuttgart, Nürnberg, zwischen Köln und Dortmund, in Sachsen und im Alpenvorland. Je intensiver der Niederschlag und je größer die Hydrometeore sind, desto stärker ist der Reibungswiderstand der Hydrometeore, der zur Beschleunigung des Abwinds beiträgt.

Die Klimatologie der dichtegemittelten Windgeschwindigkeit zwischen 1 und 5 km stimmt hinsichtlich der räumlichen Verteilung gut mit der Windgeschwindigkeit in der Schmelzschichthöhe überein (nicht gezeigt). Diese Windgeschwindigkeiten und äquivalent dazu der Wind in 500 hPa gehen bis auf den Ansatz nach Wolfson (1990) und McCann (1994) in alle Ansätze ein. Der Median der Werte liegt zwischen 8 und 10 m s^{-1} mit höheren Werten über Nordwestdeutschland, was mit der westlichen Grundströmung im Einklang steht (Abb. 6.4 rechts). Je höher die Windgeschwindigkeiten

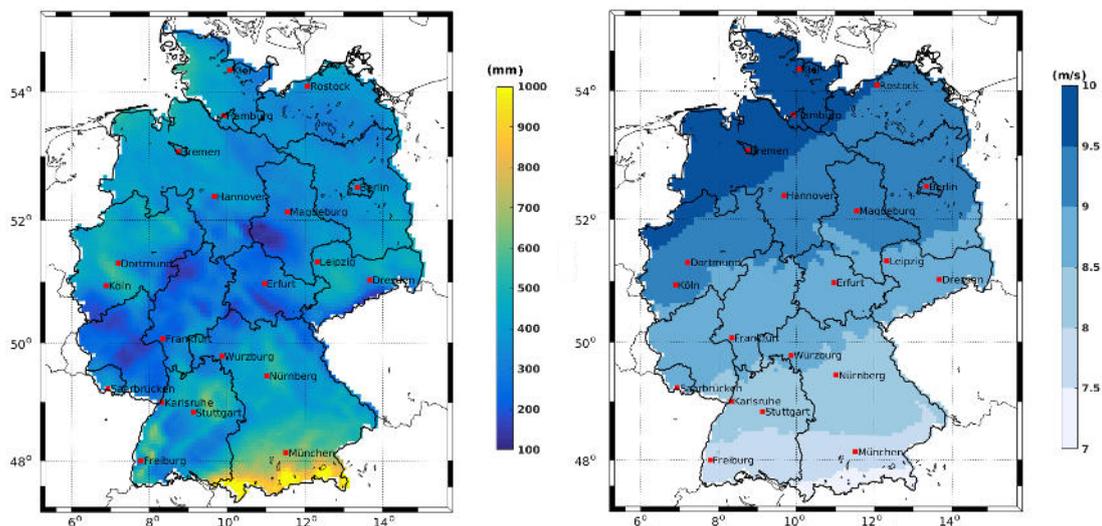


Abb. 6.4: Klimatologie des Niederschlags (links) und der dichtegemittelten Windgeschwindigkeit zwischen 1 und 5 km für das SHJ von 1995 bis 2010 (rechts; IMK-CCLM ERA-Interim).

in der Höhe sind, desto größer ist der horizontale Impuls, der über den Abwind zu Boden transportiert werden kann. Dieser Effekt kann bei hochreichender Konvektion und einem Starkwindband in der Höhe, wie beispielsweise im Fall des Berliner Derechos (Gatzen, 2004), einen großen Effekt haben. Allerdings zeigen Schulz und Heise (2003) und Heise (2006), dass in Fällen von flacher Konvektion die Böen am Boden stark unterschätzt werden können.

6.2 Analyse der Windfelder der konvektiven Böenmodelle

An dieser Stelle wird nun überprüft, welche räumlichen Verteilungen und Intensitäten konvektiver Böen sich durch die Anwendung weiterer konvektiver Böenparametrisierungen auf IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysen für Deutschland ergeben. Dazu werden wie bei der Untersuchung der modellierten konvektiven Böen in Kapitel 5 der Median (Abb. 6.5) analysiert und verschiedene Perzentile bestimmt. Da das Modell nach Hand (2000) unrealistische Werte aufweist, wird es hier nicht weiter betrachtet.

Die räumlichen Strukturen der konvektiven Böen zeigen für den Median einiger Parametrisierungen niedrigere konvektive Böengeschwindigkeiten im Norden, speziell über den Küstengebieten, als im Süden Deutschlands. Für einzelne Parametrisierungen fällt dieser Unterschied im Nordosten geringfügig schwächer aus als im Nordwesten. Die niedrigsten Werte treten in einigen Böenmodellen über komplexer Orografie vor allem über den Mittelgebirgen auf, wie zum Beispiel dem Thüringisch-Fränkischen Wald, dem Erzgebirge, der Rhön, dem Harz, dem Rheinischen Schiefergebirge sowie einigen weiteren kleineren Gebirgszügen, für einzelne Modelle auch über dem Schwarzwald und der Schwäbischen Alb. Östlich im Lee der genannten Gebirgszüge zeigen sich in einigen Parametrisierungen lokale Maxima der konvektiven Böen. Dies trifft vor allem auf ein Gebiet südlich von Stuttgart und östlich von Freiburg im Lee des Schwarzwaldes zu, ebenso auf ein Gebiet im Lee der Schwäbischen Alb bis Ulm. Ein weiteres lokales Maximum, das in allen Modellen unterschiedlich ausgeprägt ist, liegt nördlich der Alpen in Bayern und setzt sich vom Allgäu für einige Böenparametrisierungen im Alpenvorland fort. In einzelnen Modellen tritt ein zusätzliches lokales Maximum über dem Oberrheingraben bis in den Frankfurter Raum auf (Abb. 6.5).

Die höheren Böengeschwindigkeiten in Süddeutschland treten besonders für den Median in den Parametrisierungen von McCann (1994) und Geerts (2001) und in abgeschwächter Form für das Modell von Dotzek und Friedrich (2009) auf. Der Unterschied beträgt in den genannten Parametrisierungen 1 bis 3 m s^{-1} . In den anderen Böenmodellen ist dieser Unterschied für den Median der Böen schwächer ausgeprägt oder nicht zu erkennen. Für die hohen Perzentile der Böen sind die höheren Werte im Süden Deutschlands jedoch in fast allen konvektiven Parametrisierungen (nicht gezeigt) sowie in den modellierten konvektiven Böen aus IMK-CCLM (Kap. 5) zu beobachten. Der Ansatz von Geerts (2001) stellt wie der von Dotzek und Friedrich (2009) eine Erweiterung des Ansatzes von McCann (1994) dar. Dadurch gehen in die drei Parametrisierungen zum Teil die gleichen meteorologische Parameter ein. Dazu zählen die Schmelzschichthöhe, der Temperaturgradient und die spezifische Feuchte auf dem Niveau der Schmelzschicht (bzw. in dem untersten Kilometer). Alle drei Parameter nehmen in Süddeutschland im Mittel höhere Werte an und könn-

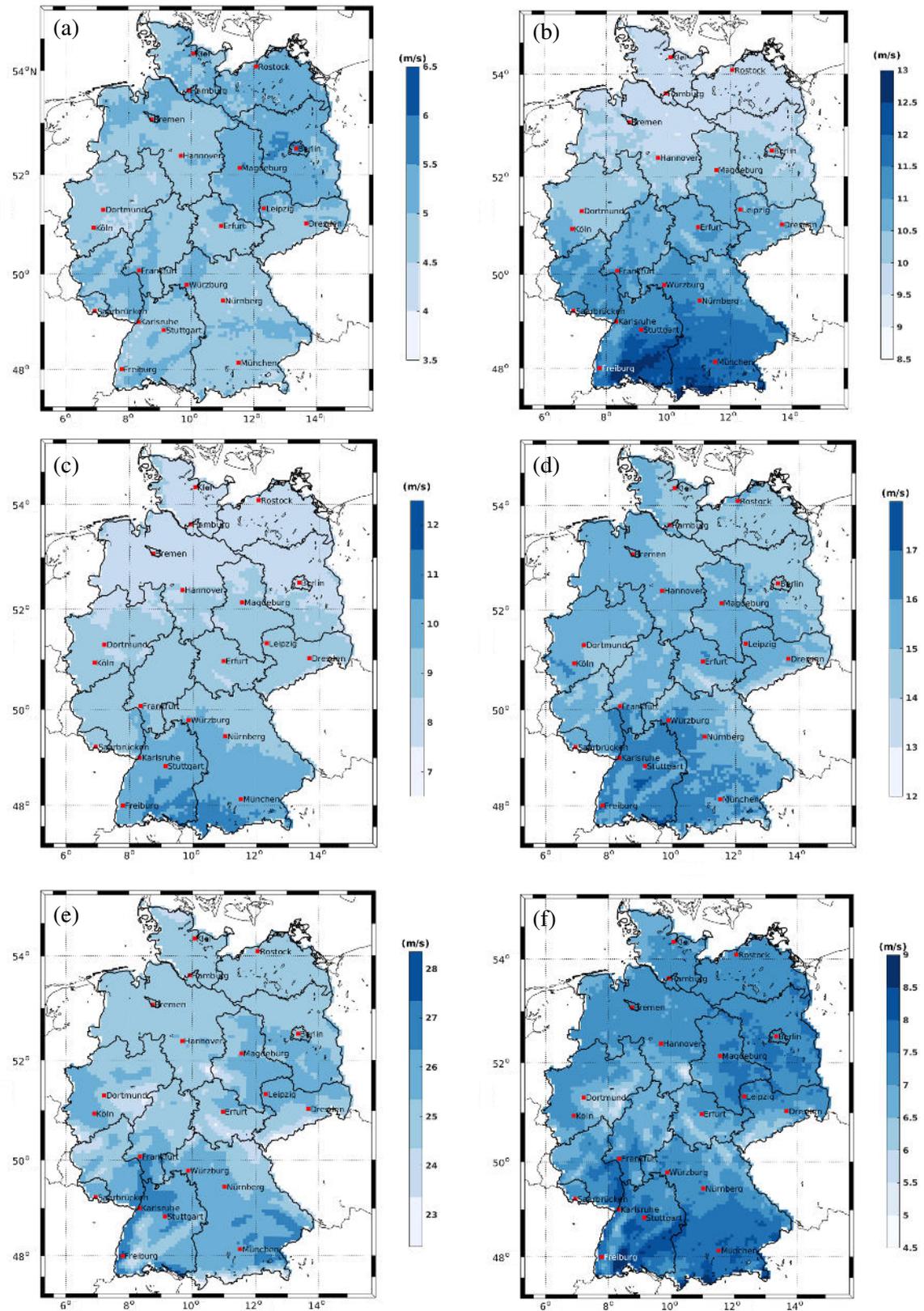


Abb. 6.5: Klimatologie der konvektiven Böenmodelle nach (a) Wolfson (1990), (b) McCann (1994), (c) Geerts (2001), (d) Dotzek und Friedrich (2009), (e) Nakamura et al. (1996), und (f) IMK-CCLM ERA-Interim.

ten damit einen Grund für diese Nord-Süd Variation der Böen liefern. Lediglich das Böenmodell nach Wolfson (1990) zeigt dies nicht. Hier liegt insgesamt eine homogenere Verteilung des Medians der konvektiven Böen vor. Dieses Modell unterscheidet sich von den anderen Modellen dadurch, dass das Übergangsniveau in die Berechnung eingeht. Dieses Niveau wurde in dieser Arbeit durch das HKN angenähert. Der Median des HKN zeigt jedoch im Gegensatz zur Schmelzschichthöhe keinen ausgeprägten Unterschied zwischen dem Norden und dem Süden Deutschlands ebenso wie das Niederschlagsmischungsverhältnis. Dies könnte für die Diskrepanz zu den anderen Modellen verantwortlich sein. Die schwächeren konvektiven Böen im Norden könnten aus den vom Meer advehierten kälteren Luftmassen in den unteren Höhen resultieren, die zu einer stabileren Schichtung der Atmosphäre führen und damit die Konvektion im Norden weniger unterstützen (siehe Kap. 2.1).

Des Weiteren ist in der Böenparametrisierung nach Nakamura et al. (1996) und in IMK-CCLM ERA-Interim ein stärkerer Einfluss der Orografie mit niedrigeren Werten über dem Schwarzwald, der Schwäbischen Alb und den Mittelgebirgen zu erkennen. Da die Parametrisierung aus CCLM auf der Theorie von Nakamura et al. (1996) aufbaut, kann ein gewisser Zusammenhang zwischen den beiden Modellen angenommen werden. In den Böenparametrisierungen von Dotzek und Friedrich (2009) fällt in stark abgeschwächter Form ebenfalls ein Effekt durch die Orografie auf, mit niedrigeren konvektiven Böen vor allem über dem Harz, dem Thüringisch-Fränkischen Wald und dem Erzgebirge. In die Berechnung der Modelle fließt die Schmelzschichthöhe und der Temperaturgradient ein und der vertikale Transport von horizontalem Impuls wird berücksichtigt. Für die Ansätze, die auf der Arbeit von Nakamura et al. (1996) basieren, sind die niedrigen Böengeschwindigkeiten über den Mittelgebirgen auf die dort ebenfalls niedrigen Werte des Temperaturgradienten und des Niederschlagsmischungsverhältnisses zurückzuführen. Durch die flachere Schicht zwischen dem Boden und der Schmelzschichthöhe über den Gebirgen kann der Abwind nur über einem kürzeren Höhenabschnitt beschleunigt werden. Durch den niedrigeren Temperaturgradienten tritt dort ein geringerer negativer Auftrieb auf und durch die zusätzliche geringere Intensität des Niederschlags wirkt sich der Reibungsterm der Hydrometeore weniger stark aus, sodass niedrigere konvektive Böen berechnet werden.

Im Lee auf der Ostseite einiger Gebirgszüge treten in allen Böenparametrisierungen lokale Maxima auf. In erster Linie sind die Gebiete südlich von Stuttgart und östlich von Freiburg im Lee des Schwarzwaldes, ein Gebiet im Lee der Schwäbischen Alb bis Ulm, ebenso wie eine Region nördlich der Alpen in Bayern bis ins Alpenvorland betroffen. Bei Betrachtung der höheren Perzentile (nicht gezeigt) kommen genau diese Bereiche in den meisten Modellen noch stärker heraus. Dieser Effekt tritt bei Nakamura et al. (1996) weniger stark auf. Das lokale Maximum bei Stuttgart wird durch den Ansatz von Nakamura et al. (1996) berechnet und ebenfalls ein Bereich im Alpenvorland, der jedoch weiter im Osten Deutschlands liegt als bei den anderen Ansätzen. Das Maximum der Böen im Lee der Schwäbischen Alb hebt sich nicht hervor. Die könnte an der räumlich einheitlicheren Verteilung des Median des Auftriebsterms (nicht gezeigt) über der Schwäbischen Alb und der Umgebung liegen, sodass sich kein lokales Maximum der Böen abbildet. Die leeseitigen Maxima der Böen könnten mit der Um- und Überströmung der Gebirge zusammenhängen, was zur Auslösung und Verstärkung von Konvektion führen kann (Houze, 1993).

Ein weiteres Gebiet mit höheren Geschwindigkeiten ist in dem Modell von Dotzek und Friedrich (2009), bei Nakamura et al. (1996) und in angedeuteter Form auch in den IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysen zu erkennen. Es erstreckt sich vom Oberrheingraben bis in die Region um Frankfurt mit allerdings im Mittel nur um 1 bis 2 m s^{-1} höheren Werten als in der Umgebung. Dieser Bereich tritt besonders in der räumlichen Verteilung des Temperaturgradienten hervor und ebenfalls in der Klimatologie des Niederschlags. Diese beiden Größen führen über dem besagten Gebiet zu einem stärkeren negativen Auftrieb und einem verstärkten Effekt durch die Reibung der Hydrometeore und damit zu höheren konvektiven Böengeschwindigkeiten. Im Oberrheingraben könnte ein weiterer Grund für etwas stärkere Böen ein Kanalisierungseffekt sein. Wie in der Literatur von Malberg (2013) beschrieben wird, können am Boden Winde in Richtung des Rheintals kanalisiert werden.

Bei Betrachtung der Intensitäten der konvektiven Böengeschwindigkeiten unterscheiden sich die Ergebnisse stark voneinander. Das Modell von Wolfson (1990) weist die niedrigsten Werte auf, danach folgen die modellierten konvektiven Böen der IMK-CCLM Era-Interim Reanalysen, gefolgt von dem Böenmodell von Geerts (2001) und der Böenparametrisierung von McCann (1994). Deutlich höhere Werte der konvektiven Böengeschwindigkeit ergeben sich aus dem Modell von Dotzek und Friedrich (2009). Die höchsten Böengeschwindigkeiten weist das Böenmodell von Nakamura et al. (1996) auf (Abb. 6.6). Ausreißer wurden von der Untersuchung ausgeschlossen, da diese unrealistisch hohe Werte aufwiesen. Der Grund dafür konnte nicht ermittelt werden.

Die relative Häufigkeitsverteilung der konvektiven Böenparametrisierung nach Wolfson (1990) liegt für die meisten konvektiven Böen unter 5 m s^{-1} und erreicht maximale Werte bis knapp 24 m s^{-1} (Abb. 6.6a). Diese niedrigen Werte sind auf zwei Ursachen zurückzuführen. Ein Grund besteht darin, dass einige Größen, die in die Berechnung eingehen, in dieser Arbeit approximiert wurden. Das Übergangsniveau wurde beispielsweise durch das HKN angenähert. Diese Näherung könnte ungeeignet sein. Die Werte des HKN liegen deutlich niedriger als die der Schmelzschicht (siehe Kap. 6.1). Das Übergangsniveau wirkt sich auf jeden Term der Böenparametrisierung aus. Eine weitere Näherung wurde für den Term der Reibung durch Hydrometeore getroffen, indem das Niederschlagsmischungsverhältnis über die Regenrate und teilweise über den vertikal integrierten Niederschlag berechnet wurde. Ein weiterer Grund ist, dass sowohl das HKN als auch die Regenrate wie bereits in Kapitel 6.1 diskutiert im Mittel etwas zu niedrige Werte aufweisen (Abb. 6.4 links), was sich auf die Intensität der berechneten Böen auswirkt. In der Arbeit von Wolfson (1990) wurden für einzelne Ereignisse Geschwindigkeiten von 10 bis 40 m s^{-1} berechnet. Da solche hohen Geschwindigkeiten über die Parametrisierung von Wolfson in dieser Arbeit nicht berechnet wurden, weist dieses Modell in dieser Arbeit die größten Unsicherheiten bezüglich der Intensität der konvektiven Böengeschwindigkeiten auf.

Die relative Häufigkeitsverteilung der Böenparametrisierung von McCann (1994) zeigt am häufigsten Geschwindigkeiten um 10 m s^{-1} mit maximalen Werten bis etwa 30 m s^{-1} (Abb. 6.6b). In die Berechnung der Böen geht die gleiche Temperaturdifferenz ein wie bei Wolfson (1990), jedoch werden hier die in Abbildung 6.3 (links) dargestellte spezifische Feuchte auf dem Niveau der Schmelzschicht und im untersten Kilometer sowie die Schmelzschichthöhe verwendet. Für diese meteorologischen Parameter werden in der Literatur ähnliche Wertebereiche dokumentiert

(Kapitel 6.1). McCann (1994) gibt für einzelne Fälle in den USA Werte des WINDEX zwischen 21 und 36 m s^{-1} an und schreibt, dass die Temperaturdifferenz zwischen dem Abwind und der Umgebung den größten Einfluss auf die Berechnung hat. Die in dieser Arbeit für Deutschland berechneten maximalen Werte liegen damit in einem realistischen Bereich.

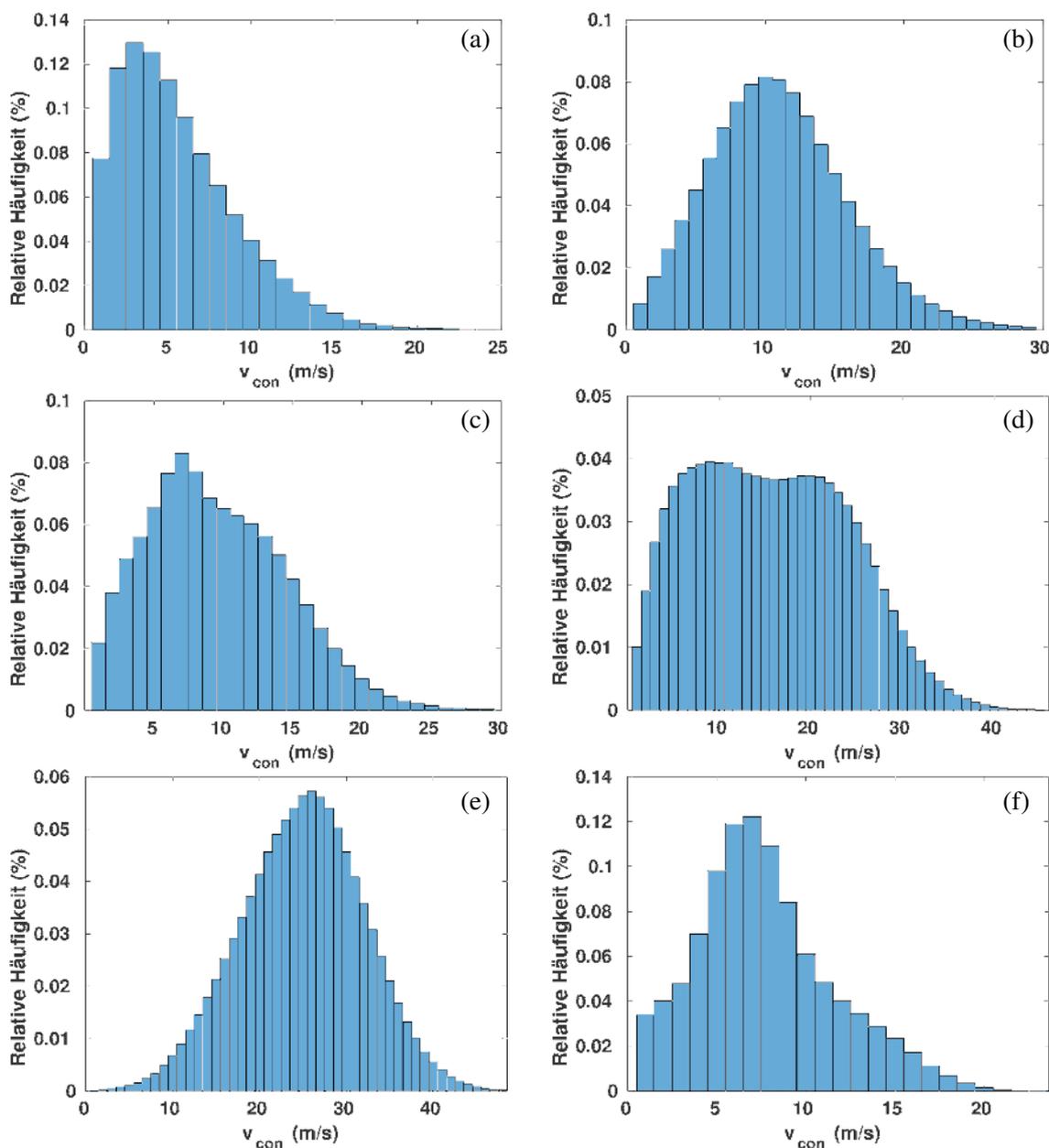


Abb. 6.6: Relative Häufigkeitsverteilungen der konvektiven Böenmodelle (1995 bis 2010) nach (a) Wolfson (1990), (b) McCann (1994), (c) Geerts (2001), (d) Dotzek und Friedrich (2009), (e) Nakamura et al. (1996) und (f) IMK-CCLM ERA-Interim.

Das konvektive Böenmodell nach Geerts (2001) ist zu einem gewissen Teil abhängig von der Böenparametrisierung nach McCann (1994), da es eine Modifizierung dieses Ansatzes zum Parameter GUSTEX ist, in dem zusätzlich der vertikale Transport von horizontalem Impuls aus der Entstehungshöhe des Abwinds mit berücksichtigt wird. Die relative Häufigkeitsverteilung der berechneten Werte des GUSTEX zeigt nach den häufigsten Böen zwischen 5 und 10 m s⁻¹ einen plateauartigen Abfall und maximale Werte bis knapp über 30 m s⁻¹ (Abb. 6.6c). Die spezielle Verteilung kommt hier über die Zusammensetzung eines über den Parameter α bestimmten Anteils der WINDEX Werte und einem dazu addierten Anteil aus der Hälfte der Windgeschwindigkeit im 500 hPa Niveau zustande. Der Wertebereich von GUSTEX liegt in der Arbeit von Geerts (2001) für Australien bei vergleichbaren Werten wie für die WINDEX Werte bei McCann (1994) angegeben. Geerts konnte mit GUSTEX jedoch eine höhere Korrelation zu beobachteten Böen aus Gewitterereignissen erzielen. In dieser Arbeit liegen die GUSTEX Werte teilweise unter denen der WINDEX Werte. Dies hängt mit dem empirischen Parameter α und der Halbierung der Windgeschwindigkeit in 500 hPa zusammen. Höchstwahrscheinlich wäre es notwendig, den Parameter α speziell für Deutschland zu bestimmen, um optimierte Ergebnisse zu erhalten.

Die relative Häufigkeitsverteilung der Böen aus der Parametrisierung nach Dotzek und Friedrich (2009) fällt breiter aus mit zwei Maxima um 10 und 20 m s⁻¹ und maximalen Werten von bis zu 45 m s⁻¹ (Abb. 6.6d). Diese Verteilung ist auf eine Überlagerung der Verteilung der WINDEX Werte und der dichtegemittelten Windgeschwindigkeit zwischen 1 und 5 km (Abb. 6.4 rechts) zurückzuführen, die sich durch deren Addition in der Berechnung ergibt. Diese Modifikation zu GUSTEX von Dotzek und Friedrich (2009) hat den Vorteil, dass keine eventuelle regionale Abhängigkeit zu dem empirischen Parameter α besteht und trotzdem der vertikale Transport vom Horizontalimpuls aus größeren Höhen über den Abwind berücksichtigt ist. Nach dieser Methode kann GUSTEX nur größer oder gleich groß wie WINDEX werden, wodurch in dieser Arbeit höhere maximale Werte für GUSTEX resultieren als durch die Berechnung nach Geerts (2001). In der Arbeit von Dotzek und Friedrich (2009) wurden für Deutschland für einzelne Starkwindereignisse Werte zwischen 33 und 44 m s⁻¹ berechnet, die sich teilweise wie bei einem Hagelereignis in München mit 42 m s⁻¹ durch Beobachtungen bestätigen ließen. Die in dieser Arbeit berechneten Starkwindböen liegen demnach in einem ähnlichen Wertebereich.

Eine einheitlichere relative Häufigkeitsverteilung liefert der Ansatz der Böenparametrisierung nach Nakamura et al. (1996) mit häufigeren Werten um 25 m s⁻¹ und maximalen Werten bis zu knapp 50 m s⁻¹ (Abb. 6.6e). Die im Vergleich zu den anderen Ansätzen höheren Werte resultieren aus der Berücksichtigung des Reibungsterms durch Hydrometeore, des Term des Horizontalimpulses auf der Entstehungshöhe des Abwinds sowie dem Verzicht der Gewichtungparameter der einzelnen Terme. Bei Nakamura et al. (1996) ergeben sich bei verschiedenen Tests Werte zwischen 5 und 38 m s⁻¹ für konvektive Böen unterschiedlicher konvektiver Regime, die speziell für konvektive Starkwindereignisse gute Übereinstimmungen zu Beobachtungen lieferten.

Die konvektive Böenparametrisierung in CCLM, nach der Methode von Schulz und Heise (2003) beziehungsweise Heise (2006), ist eine Formulierung des Ansatzes nach Nakamura et al. (1996). So liegen die modellierten konvektiven Böen am häufigsten bei Werten zwischen 5 und 10 m s⁻¹

mit deutlich geringeren maximalen Werten von knapp über 20 m s^{-1} (Abb. 6.6f). Wie Nakamura et al. (1996) zeigte, hat besonders für die schweren konvektiven Böen die Windgeschwindigkeit auf der Entstehungshöhe des Abwinds einen nicht zu vernachlässigenden Effekt auf die Intensität der Böen. Dieser Term wird in der Parametrisierung des CCLM aus Gründen der Überschätzung in einzelnen Fällen jedoch nicht berücksichtigt.

Zusammenfassend liefern die konvektiven Böenparametrisierungen nach Dotzek und Friedrich (2009) und nach Nakamura et al. (1996) speziell für schwere konvektive Ereignisse bezüglich der Intensität die höchsten konvektiven Böengeschwindigkeiten.

Um die bereits in der räumlichen Verteilung des Medians der unterschiedlichen Böenmodelle zu beobachtenden höheren Werte der konvektiven Böengeschwindigkeit im Süden Deutschlands (Abb. 6.5) und einen ebenfalls möglichen Unterschied zwischen West- und Ostdeutschland eingehender zu untersuchen, wird das Untersuchungsgebiet in drei Bereiche unterteilt. Da in der Arbeit von Puskeiler (2013) Hagel häufiger in West- als in Ostdeutschland auftritt und Hagel einen gewissen Einfluss auf die Intensität der konvektiven Starkwindböen hat (siehe Kap. 2.2.1), wäre ein leichter Unterschied der Böengeschwindigkeiten in West-Ost Richtung möglich. Der erste Bereich liegt im Nordwesten Deutschlands mit einer geografischen Breite über $50,5^\circ\text{N}$ und einer geografischen Länge kleiner als $10,5^\circ\text{O}$. Der zweite Bereich bezieht sich auf ein Gebiet mit derselben geografischen Breite und einer geografischen Länge über $10,5^\circ\text{O}$. Der dritte Bereich schließt alle Werte südlich von $50,5^\circ\text{N}$ ein. Für die Werte innerhalb dieser Gebiete sind in Abbildung 6.7 verschiedene Verteilungsparameter in Form eines Boxplots mit Median, oberem und unterem Quantil sowie Maximum und Minimum dargestellt.

Die Werte der Böengeschwindigkeiten aller Parametrisierungen variieren unterhalb ihres Medians in den verschiedenen Gebieten nahezu kaum. Für die Böenparametrisierungen nach McCann (1994) und Geerts (2001) ändert sich der Median leicht zwischen dem südlichen und dem nördlichen Gebiet wie bereits in der räumlichen Darstellung in Abbildung 6.5 zu sehen war. Eine etwas größere Änderung zwischen den beiden Gebieten ergibt sich für die Maxima. Dabei treten im Süden nach der Methode von McCann (1994) gegenüber dem Nordwesten Deutschlands $4,2 \text{ m s}^{-1}$ höhere Werte und gegenüber dem Nordosten Deutschlands $4,6 \text{ m s}^{-1}$ höhere Werte auf. In den anderen Böenmodellen ist ebenfalls ein schwacher Anstieg der Werte der konvektiven Böengeschwindigkeiten von Nord- nach Süddeutschland zwischen 1 und 3 m s^{-1} zu beobachten. Die Unterschiede der Böen über dem Nordwesten und Nordosten Deutschlands sind für alle Parametrisierungen sehr gering und belaufen sich auf Werte unter 1 m s^{-1} .

Des Weiteren stellt sich die Frage, ob die konvektiven Böen der unterschiedlichen Modelle einem Einfluss durch verschiedene Höhenlagen unterliegen (Abbildung 6.8). Zur Untersuchung dieses möglichen Effekts wurde das Untersuchungsgebiet in drei verschiedene Höhengiveaus eingeteilt. Das erste umfasst alle Gitterpunkte in einer Höhenlage unterhalb von 300 m (5415), das zweite die Gitterpunkte zwischen 300 m und 600 m (2703) und das dritte die Gitterpunkte zwischen 600 und 900 m (591). Höher gelegene Gebiete wurden von der Betrachtung ausgeschlossen, da dort schwächere konvektive Böengeschwindigkeiten auftreten und der Stichprobenumfang zu gering ist. Die Verteilung der Werte innerhalb dieser drei Höhenlagen ist in Abbildung 6.7 in Form von

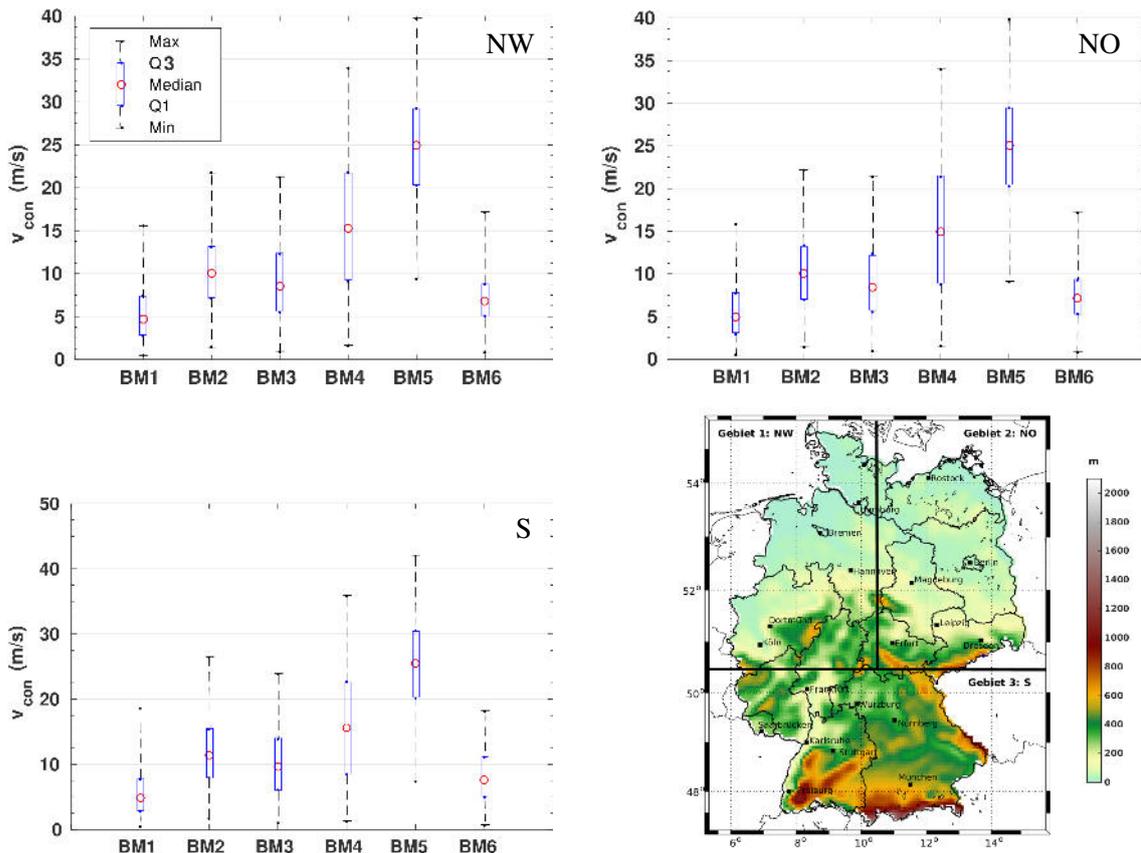


Abb. 6.7: Boxplots für Nordwest-, Nordost- und Süddeutschland mit Median (roter Kreis), unterem und oberem Quantil Q1, Q3 (blau), Maximum und Minimum (schwarz) der konvektiven Böenmodelle BM1 nach Wolfson (1990), BM2 nach McCann (1994), BM3 nach Geerts (2001) BM4 nach Dotzek und Friedrich (2009), BM5 nach Nakamura et al. (1996) und BM6 aus IMK-CCLM ERA-Interim und Orografie mit eingezeichneten Gebieten.

Boxplots dargestellt. Die Geschwindigkeiten der konvektiven Böen sind in den unterschiedlichen Höhenlagen sehr ähnlich mit Änderungen unter 1 m s^{-1} . Nur für die Maxima treten leicht erhöhte Werte mit 1 bis 3 m s^{-1} höheren Werten über 300 m auf. In den Parametrisierungen nach Wolfson (1990) belaufen sich die Änderungen der Böengeschwindigkeit zwischen der ersten und letzten Höhenlage auf bis zu $5,7 \text{ m s}^{-1}$ und bei McCann (1994) auf bis zu $4,8 \text{ m s}^{-1}$. Der leichte Anstieg der Böengeschwindigkeit der Modelle mit der Höhenlage lässt sich jedoch auf die allgemein höhere Geschwindigkeit im Süden Deutschlands durch den bereits genannten Einfluss des Meeres im Norden zurückführen. Insgesamt kann also kein größerer Unterschied der Intensitäten der Böen zwischen dem Westen und Osten Deutschlands und ebenfalls kein Einfluss durch die Geländehöhe des Gebietes auf die Böen festgestellt werden. Lediglich zwischen Norden und Süden treten die bereits genannten Änderungen der Böengeschwindigkeiten auf.

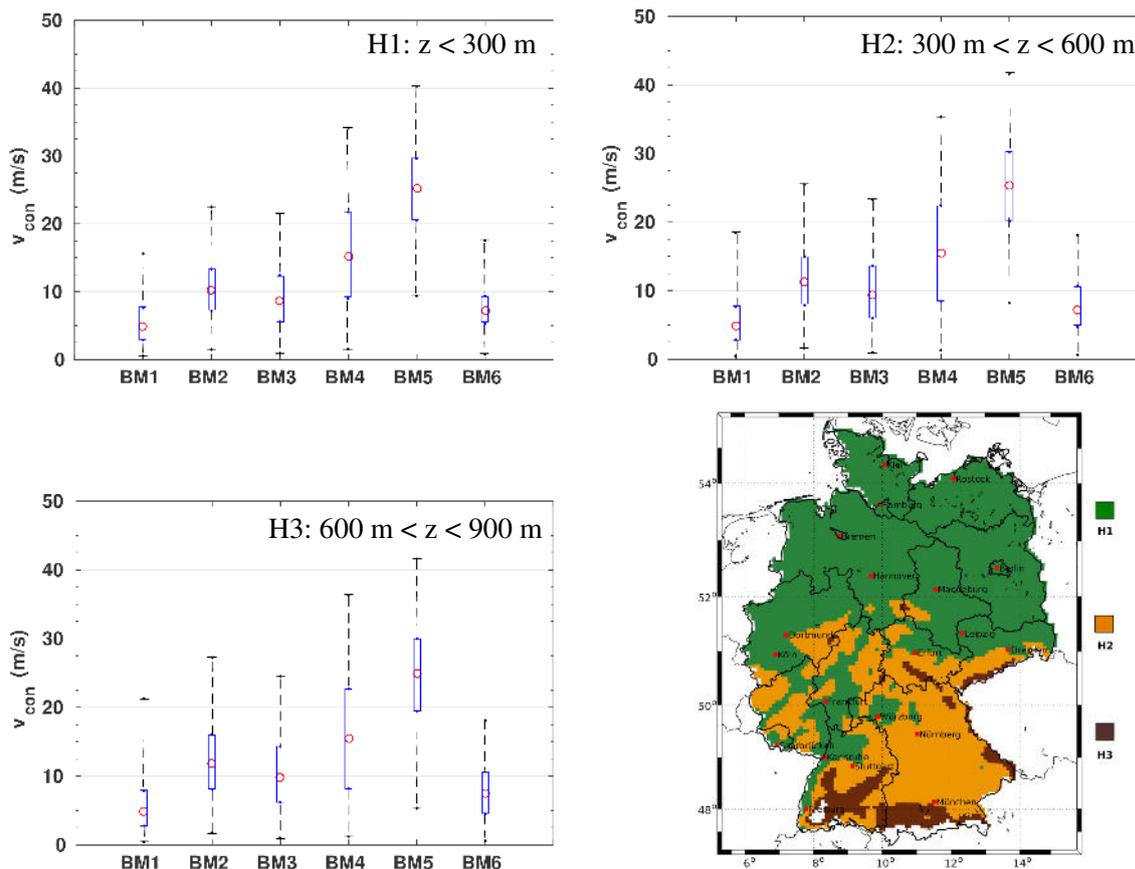


Abb. 6.8: Boxplots für Höhen unter 300 m, zwischen 300 und 600 m und zwischen 600 und 900 m mit Median (roter Kreis), unterem und oberem Quantil Q1, Q3 (blau), Maximum und Minimum (schwarz) der konvektiven Böenmodelle BM1 nach Wolfson (1990), BM2 nach McCann (1994), BM3 nach Geerts (2001) BM4 nach Dotzek und Friedrich (2009), BM5 nach Nakamura et al. (1996) und BM6 der IMK-CCLM ERA-Interim Reanalysen.

Vergleich zu Hagelstatistiken

Da Hagel ein Wetterphänomen ist, das aus den gleichen konvektiven Gewittersystemen hervorgeht wie konvektive Böen, werden die konvektiven Starkwindböen dieser Arbeit mit Hagelstatistiken aus der Arbeit von Puskeiler (2013) hinsichtlich ähnlicher Strukturen verglichen. Die meisten Gewitter verlaufen ohne die Bildung von Hagel, sodass es auch konvektive Starkwindböen geben kann ohne dass Hagel auftritt. Großer Hagel hat jedoch durch den Reibungsterm der Hydrometeore einen Effekt, der vor allem bei der Auslösung aber auch bei der Beschleunigung des Abwinds und der Böen einen großen Einfluss haben kann (siehe Kap. 2.2.1).

In den Böenmodellen von McCann (1994) und Geerts (2001) zeigen sich in der Klimatologie der Böen in Süddeutschland höhere Intensitäten als in Norddeutschland (Abb. 6.5). Dies ist auch für stärkere konvektive Böen in den Parametrisierungen von Dotzek und Friedrich (2009), Nakamura et al. (1996) und in den modellierten konvektiven Böen aus IMK-CCLM zu beobachten. Auch die Anzahl der Tage mit Böengeschwindigkeiten über 18 m s^{-1} aus IMK-CCLM ist in Süddeutschland höher als in Norddeutschland (Abb. 5.3 links und 5.7 links). Bei einem Vergleich zur Hagel-

statistik von Puskeiler (2013) sind ebenfalls Gebiete in Süddeutschland zu erkennen an denen im Zeitraum von 2005 bis 2011 eine erhöhte Anzahl an Tagen mit Hagel auftritt (Abb. 6.9). Diese Gebiete beschränken sich jedoch nicht ausschließlich auf Süddeutschland. Weiterhin führte Puskeiler (2013) einen Vergleich zwischen den Zugbahnen konvektiver Gewitterereignisse und der Anzahl an Hageltagen durch. Dabei kam heraus, dass im Norden und Westen Deutschlands viele Zugbahnen mit wenig Hagelereignissen und im Süden längere Zugbahnen mit mehr Hagelereignissen auftreten. Dies führt der Autor auf langlebigere Gewittersysteme zurück. Wie in Kapitel 2.1 beschrieben, hängt die Lebensdauer und Intensität der konvektiven Böen mit der Langlebigkeit und Intensität der Gewittersysteme zusammen, aus denen sie entstehen. Daher ist es möglich, dass konvektive Starkwindböen über 18 m s^{-1} und Hagel häufiger in Süddeutschland auftreten. Für den Süden Deutschlands wurde in der Arbeit von Dotzek und Friedrich (2009) auch das Gebiet nördlich der Alpen als häufiger Entstehungsort für Gewittersysteme im Rahmen von drei Fällen von konvektiven Starkwindböen während der Messkampagne VERTIKATOR beschrieben. Die Gewitter bildeten sich nördlich der Alpen und zogen anschließend schnell in Richtung Nordosten in das Untersuchungsgebiet südlich von München. Dies wurde von den Autoren zurückgeführt auf eine bei den Alpen häufiger auftretende erhöhte Mischungsschicht über der konvektiven Grenzschicht. In solchen Fällen kann nach Dotzek und Friedrich (2009) die gesamte Schicht unter der Schmelzschicht nahezu trockenadiabatisch werden und somit der negative Auftrieb im Abwind maximiert werden. Damit sprechen einige Ergebnisse aus den Arbeiten von Puskeiler (2013) zu Hagel und von Dotzek und Friedrich (2009) zu konvektiven Starkwindböen für die in dieser Arbeit auftretenden höheren konvektiven Böengeschwindigkeiten in Süddeutschland.

Weiterhin sind in allen untersuchten konvektiven Böenmodellen einzelne Bereiche zu erkennen, in denen erhöhte Geschwindigkeiten auftreten (Abb. 6.5). Diese Gebiete weisen außerdem für die modellierten konvektiven Böen aus IMK-CCLM eine erhöhte Anzahl von Tagen mit Böen über 18 m s^{-1} (Abb. 5.3 links und 5.7 links) auf. Sie liegen südlich der Isar bis ins Alpenvorland, südlich von Stuttgart im Lee des Schwarzwalds und der Schwäbischen Alb. In der Parametrisierung von Dotzek und Friedrich (2009) und Nakamura et al. (1996) tritt zusätzlich eine Zone im Oberrheingraben bis zum Frankfurter Raum auf (Abb. 6.5d,e), in der es ebenfalls zu leicht erhöhten Geschwindigkeiten der Böen und häufigen Tagen mit Böen über 18 m s^{-1} aus IMK-CCLM kommt. Da Hagel, wie in Kapitel 2.2.1 beschrieben, zu einem stärkeren Reibungseffekt der Hydrometeore führen kann, der wiederum einen kräftigeren Abwind und damit starke konvektive Böen hervorruft, werden die genannten Gebiete mit erhöhten Geschwindigkeiten mit den Gebieten erhöhter Anzahl von Hageltagen und dem Auftreten von großem Hagel verglichen. In Abbildung 6.9 sind drei Gebiete der Hagelstatistik im Zeitraum von 2005 und 2011 zu erkennen die Ähnlichkeiten bezüglich ihrer Lage zu den Gebieten mit erhöhten konvektiven Böen aufweisen. Diese Regionen liegen nach Puskeiler (2013) südlich von München im Alpenvorland, südlich von Stuttgart, auf der Hochfläche der östlichen Schwäbischen Alb und im Raum Frankfurt am Main. Je größer der Hagel ist, desto größer kann der Reibungseffekt der Hydrometeore ausfallen. Daher ist für die Gebiete mit starken Böen besonders das Auftreten von großem Hagel von Bedeutung.

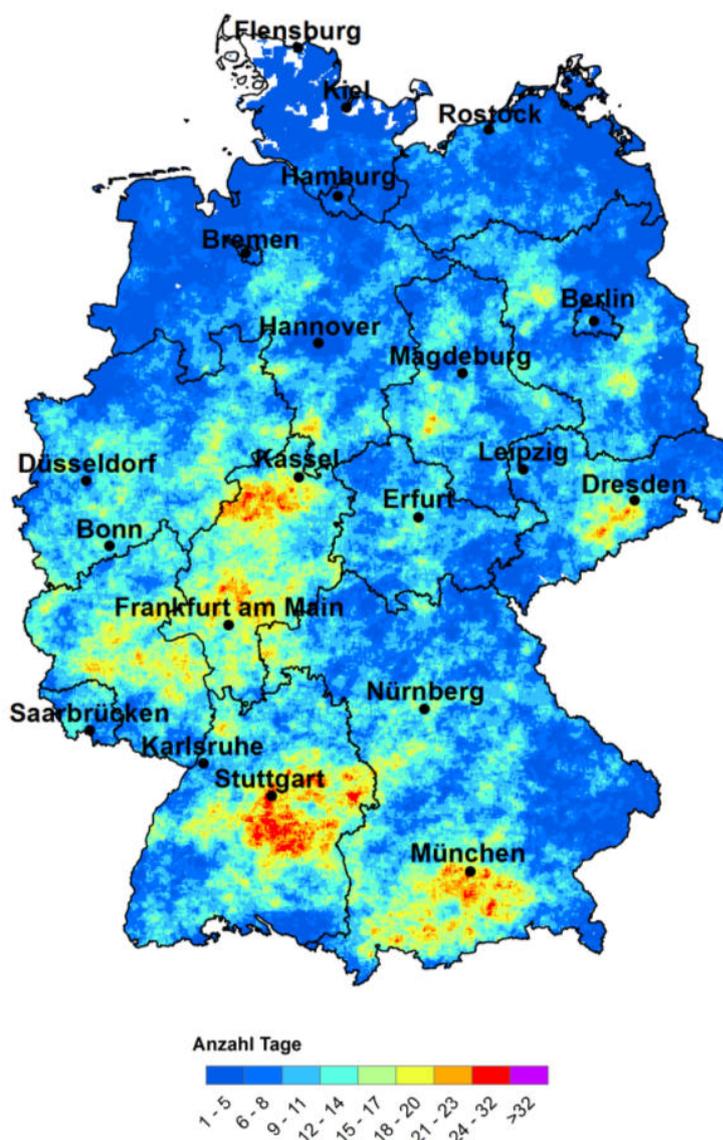


Abb. 6.9: 3D-Radar basierte Hagelstatistik (2005-2011; Puskeiler, 2013).

In der Arbeit von Puskeiler (2013) kommt es unter anderem südlich von Stuttgart auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb, südlich und südwestlich von München häufiger zu großem Hagel. Diese Strukturen decken sich von der groben räumlichen Verteilung mit denen der konvektiven Starkwindböen. Zu einigen Regionen, in denen es nach Puskeiler (2013) auch häufiger zu Hagel und größerem Hagel kommt, kann kein Zusammenhang zu den konvektiven Starkwindböen aus dieser Arbeit abgeleitet werden. Dazu zählen das Maximum der räumlichen Verteilung der Anzahl von Hageltagen südwestlich von Kassel, die Region am Erzgebirge südlich und südwestlich von Dresden sowie vereinzelte Gebiete in Rheinland-Pfalz und Hessen (Abb. 6.9). Hier treten konvektive Starkwindböen seltener auf. Dies könnte zum Beispiel auf einen schwächeren negativen Auftrieb oder einen geringeren vertikalen Transport von horizontalem Impuls aus der Höhe zurückzuführen sein.

Die Regionen, die häufiger von konvektiven Böen über 18 m s^{-1} aus IMK-CCLM betroffenen sind, nehmen teilweise ein größeres Gebiet ein als die Gebiete mit häufigem Auftreten von Hagel wie zum Beispiel das Gebiet leeseitig der Schwäbischen Alb und südöstlich der Isar (Abb. 5.7). Ein Grund dafür wäre, dass konvektive Böen in Süddeutschland auch häufiger ohne die Begleitung von Hagel auftreten. Dies wäre zum Beispiel bei intensiven Niederschlägen und den weiteren in Kapitel 2.2.1 aufgeführten Entstehungs- und Intensivierungsmechanismen möglich. Puskeiler (2013) zeigte, dass bei Gewitterereignissen mit Hagel am häufigsten eine begünstigende Südwestströmung vorherrscht. Dieser Zusammenhang lässt sich möglicherweise ebenfalls zu Gewittersystemen mit konvektiven Böen aufbauen, da die Strukturen mit einer erhöhten Anzahl an Tagen mit konvektiven Böen über 18 m s^{-1} teilweise eine südwestliche Ausprägung aufweisen (Abb. 5.7 links). Zu den genannten Häufungspunkten von Hagel stellt Puskeiler (2013) außerdem eine Hypothese bezüglich der Orografie auf. Je nach Anströmrichtung bilden sich im Lee der jeweiligen Gebirgszüge Konvergenzbereiche, die einen Einfluss auf die Auslösung und Verstärkung von Konvektion haben können (Houze, 1993). Dies könnte ebenfalls im Zusammenhang mit den konvektiven Böen im Lee des Schwarzwalds und der Schwäbischen Alb stehen.

Niedrigere Werte der konvektiven Böengeschwindigkeit treten für alle Böenmodelle und vor allem für die Parametrisierung nach Nakamura et al. (1996) und in den modellierten Böen aus IMK-CCLM ERA-Interim neben den norddeutschen Raum und den Küstengebieten über den Mittelgebirgen auf (Abb. 6.5). Über diesen beiden Bereichen sind ebenfalls seltener Böen über 18 m s^{-1} aus IMK-CCLM und Hagel zu beobachten.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass ein Zusammenhang zwischen hohen Geschwindigkeiten konvektiver Böen, die in dieser Arbeit häufiger in Süddeutschland auftreten, und dem Auftreten und der Größe von Hagel besteht. Außerdem wurden einzelne Gebiete, über denen häufiger erhöhte konvektive Böen auftreten, identifiziert, bei denen es in der Hagelstatistik ebenfalls häufiger zu Hagel kam. Dazu zählen mit einem leichten Versatz die Gebiete südlich von München bis zum Alpenrand, im Lee der Schwäbischen Alb und des Schwarzwaldes sowie für einige der konvektiven Böenmodelle über vereinzelt Regionen um den Schwarzwald und einer Zone entlang des Oberrheingrabens bis in dem Frankfurter Raum. Die Klimatologie der konvektiven Böen aus dieser Arbeit weist von der groben räumlichen Verteilung damit Ähnlichkeiten zu den räumlichen Strukturen der Hagelstatistik von Puskeiler (2013) auf.

7. Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war, konvektive Starkwindböen auf der Grundlage von hochaufgelösten Reanalysedaten hinsichtlich ihrer räumlichen Verteilung in Deutschland genauer zu untersuchen. Dazu wurden zunächst Tagesmaxima der modellierten konvektiven Böen statistisch analysiert, die auf der internen konvektiven Böenparametrisierung des regionalen Klimamodells CCLM ($0,0625^\circ$) basieren und mit den Reanalysen ERA-40 (1971-2000) und ERA-Interim (1995-2010) des ECMWF als Antrieb berechnet wurden. Dabei war ebenfalls von Bedeutung zu überprüfen, inwieweit diese modellierten konvektiven Böen die an Klimastationen des DWD beobachteten konvektiven Böen wiedergeben. Anschließend wurden weitere semi-empirisch und physikalisch basierte Böenmodelle auf den IMK-CCLM-ERA-Interim Lauf angewendet. Ziel dabei war, die Ergebnisse der unterschiedlichen Böenmodelle untereinander auf systematische Unterschiede der Verteilung und hinsichtlich ihrer Intensitäten zu vergleichen. Dabei war von Interesse, welchen Einfluss die verschiedenen meteorologischen Parameter, die in die Böenmodelle eingehen, auf die Ergebnisse haben und ob Ähnlichkeiten zu bereits in Deutschland beobachteten Verteilungen schwerer konvektiver Ereignisse bestehen. Da konvektive Böen vorwiegend im Sommerhalbjahr beobachtet werden, fokussiert sich die folgende Untersuchung auf diesen Zeitraum.

Basierend auf den beiden Reanalysedatensätzen zeigte sich, dass die modellierten konvektiven Böen vor allem in den beiden warmen Sommermonaten (Juni und Juli) am häufigsten auftreten. Das Tagesmaximum der Böen wurde frühestens ab der Nachmittagszeit erreicht. Dabei wurde deutlich, dass maximale Böen von bis zu 23 m s^{-1} durchaus im gesamten Untersuchungsgebiet auftreten können. Sowohl eine Betrachtung verschiedener Perzentile als auch Schwellenwertüberschreitungen der konvektiven Böen zeigten einen Nord-Süd-Gradienten, wobei um bis zu 3 m s^{-1} höhere Werte in Süddeutschland beobachtet wurden. Die Ursache hierfür wurde auf die Advektion kälterer Luftmassen vom Meer in den unteren Höhen und die damit zusammenhängende Stabilisierung der Schichtung zurückgeführt, wodurch die Konvektion im Norden Deutschlands schwächer unterstützt wird als im Süden. Die niedrigsten Werte der Böen traten über komplexerer Orografie und über dem Meer auf. Anhand von Schwellenwertüberschreitungen wurden vor allem Bereiche im Oberrheingraben bis Frankfurt, am Bodensee, um Stuttgart und vereinzelte Gebiete im Alpenvorland (speziell südöstlich der Isar) identifiziert, die am häufigsten von konvektiven Starkwindböen betroffen waren. Ein Vergleich mit schweren Einzelereignissen (z.B. Derechos) verdeutlichte, dass die modellierten konvektiven Starkwindböen die grobe räumliche Ausbreitung der beobachteten Böengeschwindigkeiten relativ gut reproduzieren konnten.

Die zeitliche Überlappung der Böen aus IMK-CCLM ERA-40 und ERA-Interim (1995-2000) ließ erkennen, dass die konvektiven Böen vor allem über komplexer Orografie eine etwas unterschiedlich ausgeprägte, erhöhte Variabilität aufweisen und in IMK-CCLM ERA-Interim etwas höhere Böengeschwindigkeiten berechnet werden. Dies wurde auf die unterschiedliche Auflösung der Orografie in den antreibenden Reanalysen und die für ERA-Interim verbesserte Datenassimilation zurückgeführt (Uppala, 2005; Dee et al., 2011).

Mit Hilfe von täglichen Spitzenböen an Klimastationen des DWD wurden anschließend die modellierten konvektiven Böen validiert. Es zeigte sich, dass die modellierten Böen im statistischen Mittel unterschätzt werden und besonders die Maxima (z.B. Derechos) stark unterschätzt werden, da in Deutschland in den Beobachtungen Werte von bis zu 50 m s^{-1} gemessen wurden. Außerdem ergab sich nur ein sehr schwacher statistischer Zusammenhang der modellierten zu den beobachteten konvektiven Böen. Der geringe Zusammenhang ließ sich ebenfalls anhand von exemplarischen Zeitreihen aufzeigen, in denen für konvektive Böen sowohl Über- als auch Unterschätzungen auftraten. Gründe dafür bestehen zum Beispiel darin, dass durch Filterung der Beobachtung nach Gewittertagen ein geringerer Stichprobenumfang für den Vergleich zur Verfügung stand, wodurch die Repräsentativität der Stichprobe herabgesetzt sein könnte. Des Weiteren sind die Beobachtungen ebenfalls mit Unsicherheiten durch die Messinstrumente und die Lage der Stationen behaftet, wodurch es zu Inhomogenitäten in den Messreihen kommen kann (Hofherr und Kunz, 2010). Aufgrund der geringen Stationsdichte ist nicht in allen Fällen davon auszugehen, dass die maximale Spitzenböe des umliegenden Gebiets erfasst wurde. Ein weiterer Grund für den schwachen statistischen Zusammenhang stellt das aus numerischer Sicht notwendige, verhältnismäßig große Gebiet der modellierten Böen dar, dessen mittlerer Wert mit einer Punktmessung der Beobachtungen verglichen wurde.

Darauf aufbauend wurde im zweiten Teil der Auswertung überprüft, welche räumlichen Verteilungen und Intensitäten konvektiver Böen sich durch die Anwendung anderer konvektiver Böenmodelle auf IMK-CCLM ERA-Interim für Deutschland ergeben. Eine Betrachtung der in die Berechnung der Böenparametrisierungen eingehenden meteorologischen Größen zeigte für alle Parameter verhältnismäßig realistische Wertebereiche. Die Entstehungshöhe des Abwinds, die über die Schmelzschichthöhe berechnet wurde, wies im Mittel Werte von 2000 bis 3000 m mit einem Nord-Süd-Gradienten auf und lag damit bei etwas niedrigeren Werten als in der Arbeit von Hand (2000). Ebenso fiel der modellierte Niederschlag im Mittel etwas geringer aus. Unsicherheiten bezüglich der Intensität und räumlichen Verteilung der Böen für dem Ansatz von Wolfson (1990) bestanden in einer verwendeten Näherung des Übergangsniveaus.

Die räumliche Verteilung der Klimatologie der auf verschiedenen Böenmodellen basierenden konvektiven Böen (Wolfson, 1990; Heise, 2006; McCann, 1994; Geerts, 2001; Dotzek und Friedrich, 2009; Nakamura et al., 1996) zeigte niedrigere Werte im Norden, speziell über Küstengebieten, als im Süden Deutschlands (v.a. bei McCann, 1994; Geerts, 2001; Dotzek und Friedrich, 2009). Dies ließ sich für alle Parametrisierungen ebenfalls in den hohen Perzentilen der Böen beobachten. Lokale Maxima des Medians der Böen waren für alle Böenmodelle vor allem östlich im Lee des Schwarzwaldes und der Schwäbischen Alb sowie über einzelnen Bereichen im Alpenvorland zu beobachten. Für einzelne Parametrisierungen war ein zusätzliches lokales Maximum des Me-

dians der Böen über dem Oberrheingraben bis Frankfurt zu beobachten (v.a. CCLM; Nakamura et al., 1996; Dotzek und Friedrich, 2009). Niedrige Böengeschwindigkeiten wurden in einigen Böenmodellen über komplexer Orografie, vor allem über den Mittelgebirgen und den Alpen berechnet (v.a. CCLM; Nakamura et al., 1996; Dotzek und Friedrich, 2009). Das Böenmodell von Wolfson (1990) ergab insgesamt eine homogenere Verteilung der konvektiven Böengeschwindigkeit, was in erster Linie auf die einheitliche Verteilung des Übergangsniveaus über Deutschland zurückgeführt wurde. Die Parametrisierungen von McCann (1994), Geerts (2001) und Dotzek und Friedrich (2009) bauen aufeinander auf genauso wie die Böenmodelle von Nakamura et al. (1996) und die interne Parametrisierung aus CCLM. Daher ist ein gewisser Zusammenhang der Modelle zu erwarten, weil sie auf den gleichen physikalischen Prozessen aufbauen.

Hinsichtlich der Intensitäten der konvektiven Böen aus den verschiedenen Parametrisierungen ist allerdings ein deutliche Diskrepanz zu beobachten. So liegen sich maximalen Werte der Böen zwischen 24 m s^{-1} und knapp unter 50 m s^{-1} . Basierend auf dem Ansatz von Wolfson (1990) ergaben sich die niedrigsten konvektiven Böengeschwindigkeiten. Daran schlossen sich die modellierten konvektiven Böen aus IMK-CCLM an, gefolgt von der Methode von Geerts (2001) und der Parametrisierung nach McCann (1994). Die zweithöchsten Ergebnisse wurden durch die konvektive Böenparametrisierung von Dotzek und Friedrich (2009) berechnet und die höchsten Werte ergaben sich aus dem Ansatz von Nakamura et al. (1996). Der ausschlaggebende Grund hierfür wurde darauf zurückgeführt, ob in der jeweiligen Parametrisierung der vertikale Transport des horizontalen Impulses aus der Höhe berücksichtigt wird und in welcher Form dies geschieht. Insgesamt wurden die Intensität der Böen jedoch durch alle Böenmodelle im Vergleich zu den beobachteten Böen unterschiedlich stark unterschätzt.

Um auf mögliche Unterschiede der Intensitäten zwischen verschiedenen Regionen Deutschlands oder eine Abhängigkeit hinsichtlich der Orografie einzugehen, erfolgte eine Unterteilung des Untersuchungsgebiets sowohl in Süd, Nordwest und Nordost als auch in verschiedene Höhenlagen. Dabei zeigte sich, dass bis auf den bereits angesprochenen Unterschied zwischen Norden und Süden die Variation der Intensität der konvektiven Böen zwischen Nordwest und Nordost gering ausfällt und ebenfalls für alle Böenmodelle im Mittel keine eindeutige Abhängigkeit mit der Höhenlage abzuleiten war.

Da konvektive Gewittersysteme mit weiteren Wetterphänomenen wie Hagel verbunden sein können, der durch Reibung einen Einfluss auf die Entstehung und Intensivierung der Böen hat, wurde auch darauf eingegangen, inwiefern die Ergebnisse der räumlichen Strukturen der Verteilung der konvektiven Böen mit Mustern aus einer Hagelstatistik (Puskeiler, 2013) vergleichbar sind. Dabei zeigte sich, dass der Unterschied der Böen zwischen Nord- und Süddeutschland durch die Hagelstatistik bestärkt wurde. Außerdem kam es in Gebieten, die häufiger von konvektiven Starkwindböen betroffen waren, zum Teil auch häufiger zu Hagel. Da konvektive Böen in Deutschland auch ohne Hagel bei starken Niederschlägen auftreten können und aufgrund der modellierten Daten und deren Auflösung, fallen die häufiger betroffenen Gebiete ausgedehnter und weniger klar definiert aus als im Vergleich zu Hagel. Ausgenommen die Region südwestlich von Dresden und ein Gebiet südwestlich von Kassel, weisen die groben räumlichen Verteilungen der Böen jedoch verhältnismäßig gute Übereinstimmungen zu Strukturen der Hagelstatistik auf.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Ergebnisse der Klimatologie verschiedener konvektiver Böenparametrisierungen gemeinsame Strukturen in der räumlichen Verteilung der Böen und Ähnlichkeiten zu einer Hagelstatistik aufwiesen. Beobachtete Starkwindböen konnten räumlich grob in den modellierten konvektiven Böen wiedergeben werden, sodass die Böenmodelle generell geeignet sind, um räumliche Verteilungen konvektiver Böen über Deutschland wiederzugeben. Die Intensitäten der berechneten Böengeschwindigkeiten unterschieden sich jedoch deutlich voneinander und unterschätzten die beobachteten Böen. Es wäre daher sinnvoll, die Abhängigkeiten der untersuchten Böenparametrisierungen zu den in die Berechnung einfließenden meteorologischen Parametern durch eine Sensitivitätsstudie eingehender zu untersuchen. Des Weiteren könnten konkrete Einzelfallstudien Aufschluss darüber geben, welche der Parametrisierungen am besten in der Lage ist, einzelne konvektive Starkwindereignisse aus Beobachtungen wiederzugeben. Interessant wäre außerdem die Anwendung extremwertstatistischer Verfahren zur Berechnung von Wiederkehrperioden hoher konvektiver Starkwindböen über Deutschland. Außerdem wären ähnliche Untersuchungen mit noch höher aufgelösten Reanalysedaten von Interesse, um eine bessere räumliche Repräsentativität der konvektiven Böen zu erhalten.

A. Abbildungen

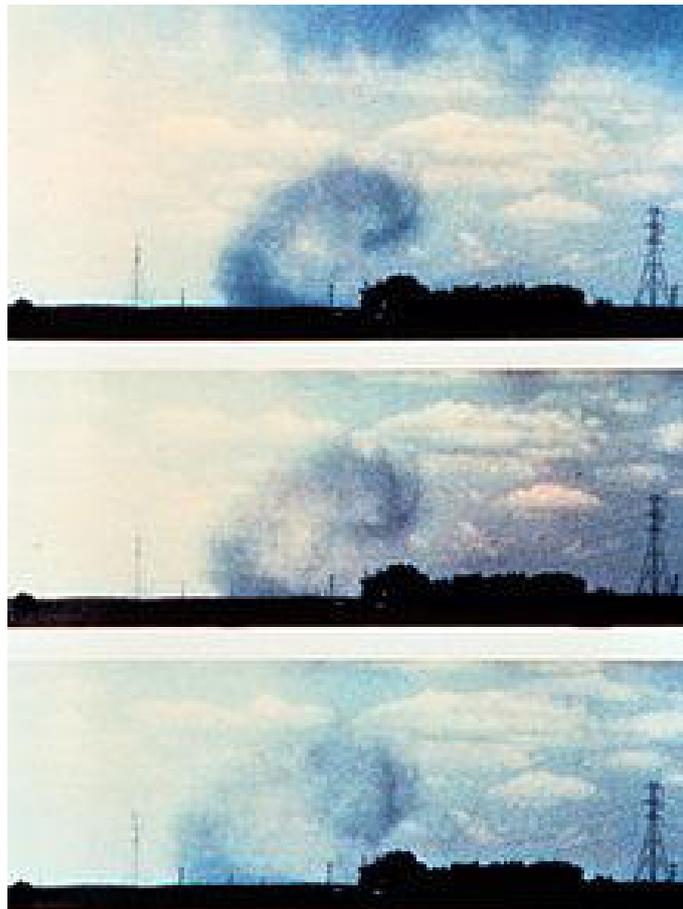


Abb. A.1: Fotografie einer Staubverwirbelung an der Spitze eines Microburst am 15.7.1982
(B. Waranauskas; Fujita, 1985).

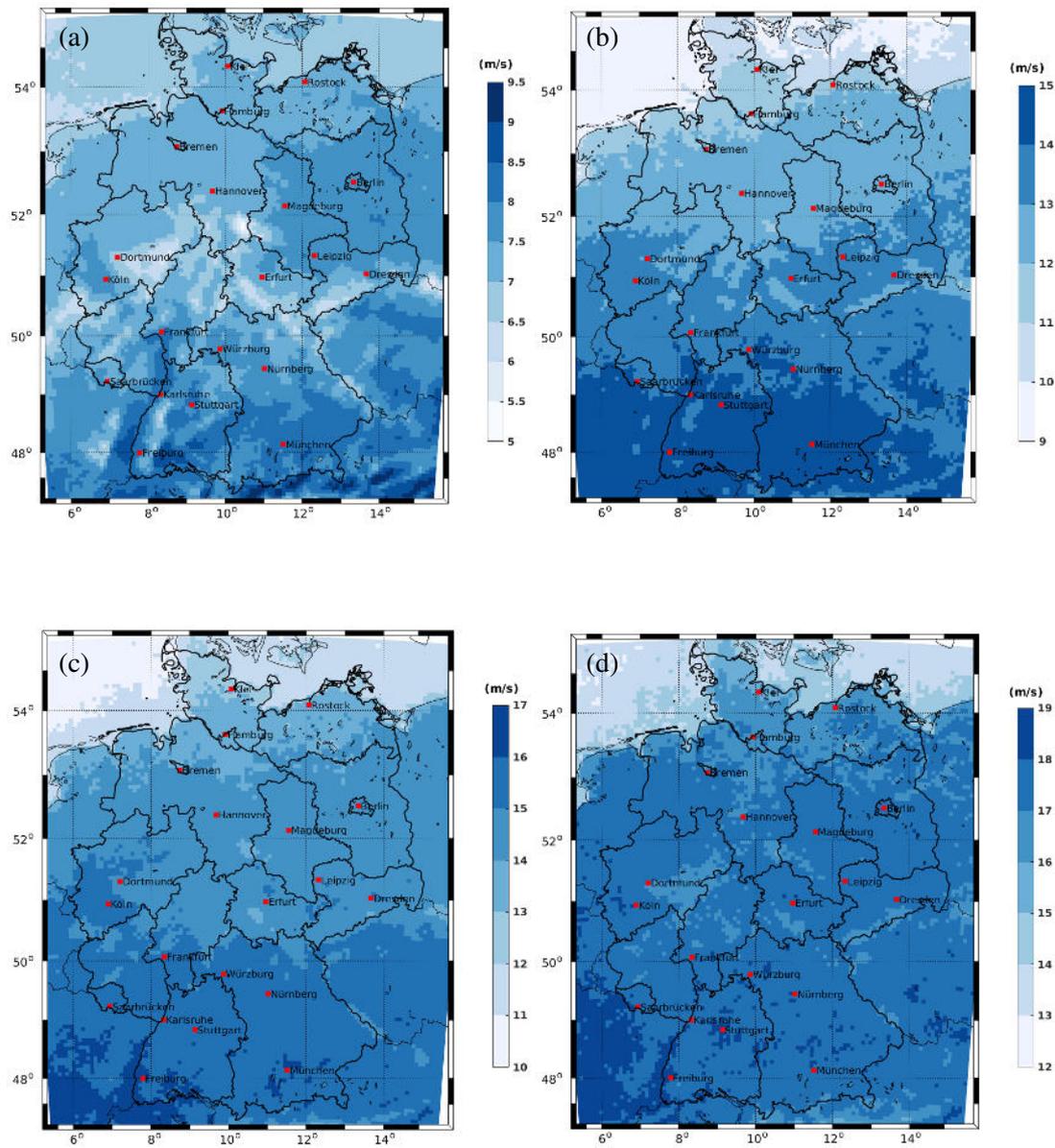


Abb. A.2: (a) 50%, (b) 90% und (c) 95% (d) 99% Perzentil der modellierten konvektiven Böen im SHJ von 1971 bis 2000 (IMK-CCLM ERA40).

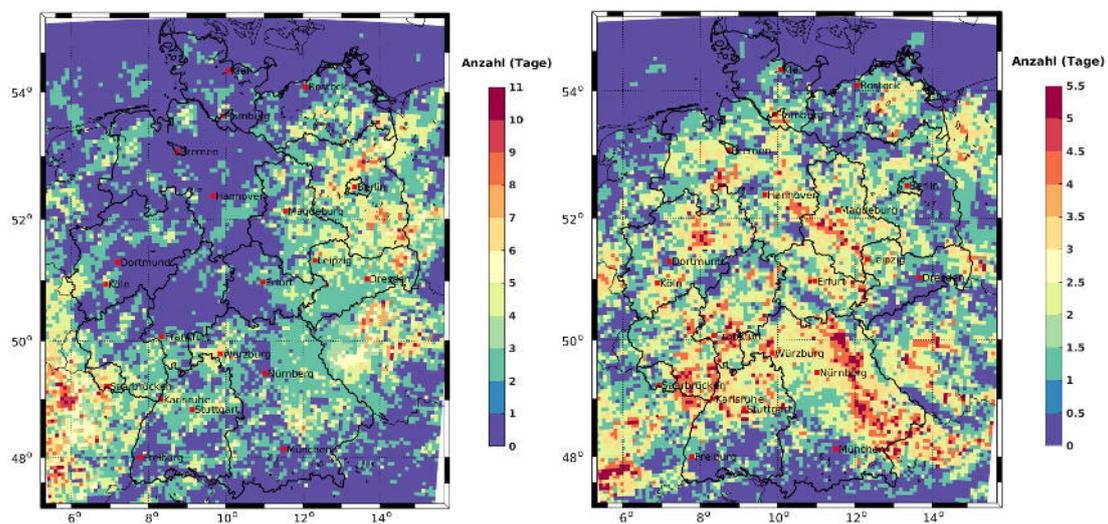


Abb. A.3: Räumliche Variabilität der Anzahl der Tage mit Überschreitungen von 20 m s^{-1} der konvektiven Böen aus IMK-CCLM ERA-40 (1971-2000; links) und IMK-CCLM ERA-Interim (1995-2010; rechts).

B. Tabellen

Tabelle B.1: Verwendete Klimastationen des DWD.

Nr.	Stationsname	Nummer	Höhe (m)	Breite (°N)	Länge (°O)	Ausfall (%)
1	Angermünde	164	54	53,03	13,99	0,43
2	Artern	198	164	51,37	11,29	0,90
3	Augsburg	232	461	48,43	10,94	0,10
4	Bamberg	282	240	49,87	10,92	0,07
5	Barth	298	3	54,34	12,71	1,40
6	Berlin-Schönefeld	427	46	52,38	13,53	1,50
7	Berlin-Tegel	430	36	52,56	13,31	0,21
8	Berlin-Tempelhof	433	48	52,47	13,40	0,31
9	Berus	460	363	49,26	6,69	1,35
10	Boizenburg	591	45	53,39	10,69	0,62
11	Boltenhagen	596	15	54,00	11,19	1,09
12	Braunlage	656	607	51,72	10,60	2,04
13	Braunschweig	662	81	52,29	10,45	0,64
14	Bremen	691	4	53,04	8,80	0,29
15	Bremerhaven	701	7	53,53	8,58	0,07
16	Chemnitz	853	418	50,79	12,87	0,86
17	Lautertal-Oberlauter	867	345	50,31	10,97	1,38
18	Cottbus	880	69	51,78	14,32	1,40
19	Cuxhaven	891	5	53,87	8,71	0,17
20	Deuselbach	953	481	49,76	7,05	4,30
21	Diepholz	963	39	52,59	8,34	0,48
22	Doberlug-Kirchhain	1001	97	51,6	13,57	1,38
23	Dresden-Klotzsche	1048	227	51,13	13,75	0,71
24	Düsseldorf	1078	37	51,30	6,77	0,36
25	München-Flughafen	1262	446	48,35	11,81	0,77
26	Erfurt-Weimar	1270	316	50,98	10,96	1,97
27	Essen-Bredeney	1303	150	51,40	6,97	0,24
28	Frankfurt/Main	1420	112	50,04	8,60	0,17
29	Freiburg	1443	236	48,02	7,83	0,36
30	Freudenstadt	1468	797	48,45	8,41	1,62

Nr.	Stationsname	Nummer	Höhe (m)	Breite (°N)	Länge (°O)	Ausfall (%)
31	Gardelegen	1544	47	52,51	11,39	0,24
32	Garmisch-Partenkirchen	1550	719	47,48	11,06	1,73
33	Geisenheim	1580	110	49,99	7,95	0,52
34	Genthin	1605	35	52,39	12,16	2,95
35	Gera-Leumnitz	1612	311	50,88	12,13	0,74
36	Gießen/Wettenberg	1639	203	50,60	8,64	0,40
37	Görlitz	1684	238	51,16	14,95	0,67
38	Göttingen	1691	167	51,50	9,95	0,21
39	Goldberg	1694	58	53,61	12,10	2,57
40	Münster/Osnabrück	1766	48	52,13	7,70	0,33
41	Grünow	1869	56	53,32	13,93	2,45
42	Halle-Kröllwitz	1957	93	51,51	11,95	1,35
43	Hamburg-Fuhlsbüttel	1975	11	53,63	9,99	0,17
44	Hannover	2014	55	52,46	9,68	0,48
45	Harzgerode	2044	404	51,65	11,14	0,78
46	Hersfeld, Bad	2171	272	50,85	9,74	0,71
47	Hof	2261	565	50,31	11,88	0,21
48	Hohn	2303	10	54,31	9,54	2,35
49	Kahler Asten	2483	839	51,18	8,49	0,48
50	Kassel	2532	231	51,30	9,44	0,60
51	Kempten	2559	705	47,72	10,33	3,21
52	Kissingen, Bad	2597	282	50,22	10,08	0,90
53	Kleiner Feldberg/Taunus	2601	826	50,22	8,45	3,30
54	Köln-Bonn	2667	92	50,86	7,16	0,14
55	Konstanz	2712	443	47,68	9,19	0,07
56	Kyritz	2794	40	52,94	12,41	0,71
57	Lahr	2812	155	48,36	7,8	4,44
58	Leck	2907	7	54,79	8,95	4,49
59	Leinefelde	2925	356	51,39	10,31	0,81
60	Leipzig/Halle	2932	131	51,43	12,24	0,14
61	Lindenberg	3015	98	52,21	14,12	1,45
62	Lingen	3023	22	52,52	7,31	0,17
63	Lippspringe, Bad	3028	157	51,79	8,84	0,31
64	Lübeck-Blankensee	3086	16	53,80	10,70	0,24
65	Lüchow	3093	17	52,97	11,14	0,19
66	Magdeburg	3126	76	52,10	11,58	0,10
67	Manschnow	3158	12	52,55	14,55	1,92
68	Marienberg	3166	639	50,65	13,15	3,42
69	Marienberg, Bad	3167	547	50,66	7,96	0,07
70	Marnitz	3196	81	53,32	11,93	1,26
71	Meiningen	3231	450	50,56	10,38	1,54
72	Michelstadt-Vielbrunn	3287	453	49,72	9,10	1,57
73	Mühldorf	3366	406	48,28	12,50	0,71

Nr.	Stationsname	Nummer	Höhe (m)	Breite (°N)	Länge (°O)	Ausfall (%)
74	Müncheberg	3376	63	52,52	14,12	5,44
75	München-Stadt	3379	515	48,16	11,54	0,50
76	Neuhaus am Rennweg	3513	845	50,50	11,13	1,45
77	Neuruppin	3552	38	52,90	12,81	1,62
78	Nürnberg	3668	314	49,50	11,05	0,12
79	Oberstdorf	3730	806	47,40	10,28	0,14
80	Öhringen	3761	276	49,21	9,52	0,50
81	Oschatz	3811	150	51,30	13,09	1,14
82	Osterfeld	3821	246	51,09	11,93	3,16
83	Plauen	3946	386	50,48	12,13	1,38
84	Potsdam	3987	81	52,38	13,06	0,64
85	Putbus	4024	40	54,36	13,50	3,68
86	Regensburg	4104	365	49,04	12,10	0,07
87	Rostock-Warnemünde	4271	4	54,18	12,08	1,07
88	Saarbrücken-Ensheim	4336	320	49,21	7,11	0
89	Salzuffen, Bad	4371	135	52,10	8,75	0,31
90	Schleiz	4464	501	50,57	11,80	3,11
91	Schleswig	4466	43	54,53	9,55	0,33
92	Schwerin	4625	59	53,64	11,39	0,81
93	Seehausen	4642	21	52,89	11,73	0
94	Soltau	4745	76	52,96	9,79	0,26
95	Stötten	4887	734	48,67	9,86	0,40
96	Straubing	4911	350	48,83	12,56	0,17
97	Stuttgart (Schnarrenberg)	4928	314	48,83	9,20	0,19
98	Stuttgart-Echterdingen	4931	371	48,69	9,22	0,24
99	Tholey	5029	386	49,47	7,04	1,16
100	Trier-Petrisberg	5100	265	49,75	6,66	0,07
101	Ueckermünde	5142	1	53,74	14,07	1,54
102	Ulm	5155	567	48,38	9,95	0,14
103	Ummendorf	5158	162	52,16	11,18	2,02
104	Weiden	5397	440	49,67	12,18	2,09
105	Weinbiet	5426	553	49,38	8,12	0,31
106	Weißenburg-Emetzheim	5440	422	49,02	10,96	0,07
107	Wernigerode	5490	234	51,85	10,77	2,02
108	Wiesenburg	5546	187	52,12	12,46	1,02
109	Wittenberg	5629	105	51,89	12,64	0,29
110	Würzburg	5705	268	49,77	9,96	1,16
111	Zinnwald-Georgenfeld	5779	877	50,73	13,75	2,50
112	Mannheim	5906	96	49,51	8,55	0,38

Tabelle B.2: Tage mit Anzahl an Stationen, bei denen der Schwellenwert von 18 m s^{-1} überschritten wurde für großflächige Starkwindereignisse (Mohr, 2015, persönliche Kommunikation).

Datum	Anzahl	Ereignis (inkl. Quelle)
29.06.1997	26	Gewitterlinie (370 km)
02.06.1999	53	Derecho Süddeutschland (Gatzen, 2011)
10.07.2002	67	Derecho Berlin (Gatzen, 2004)
29.07.2005	43	Derecho Südwest- Nordwestdeutschland (530 km) (Gatzen, 2011)
12.07.2010	31	Derecho Nordwestdeutschland (820 km) (Gatzen, 2011)
14.07.2010	32	Derecho Nordwestdeutschland (480 km) (Gatzen, 2011)

Literaturverzeichnis

- Bach, S., 2015: Böen und ihre Entstehung. Deutscher Wetterdienst Vorhersage- und Beratungszentrale Offenbach, https://www.dwd.de/DE/wetter/thema_des_tages/2015/11/21.html (Zugegriffen: 13.01.2016).
- Bechtold, P. und J.-R. Bidlot, 2009: Parametrization of convective gusts. Tech. Ber., ECMWF Newsletter Nr. 119, 15–18.
- Berg, P., S. Wagner, H. Kunstmann, und G. Schädler, 2013: High resolution regional climate model simulations for Germany: Part I – Validation. *Clim. Dyn.*, **40**, 401–414.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Brasseur, O., 2001: Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 5–25.
- Bukharov, M. V., V. M. Losev, und B. E. Peskov, 2008: Automated estimation of the maximum speed of surface wind gusts by taking into account information obtained from the geostationary satellite. *Russ. Met. Hyd.*, **33**, 753–759.
- Byers, H. R. und Jr R. R. Braham, 1948: Thunderstorm structure and circulation. *J. Meteor.*, **5**, 71–86.
- Corfidi, S., M. Coniglio, A. Cohen, und C. Mead, 2015: A proposed revision to the definition of „Derecho“. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* doi:10.1175/BAMS-D-14-00254.1, in press.
- Dee, D. P., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.
- Doms, G. und M. Baldauf, 2015: A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part I: Dynamics and Numerics. COSMO Dokumentation, Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, Deutschland.
- Doms, G., et al., 2011: A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part II: Physical Parameterization. COSMO Dokumentation, Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, Deutschland.

- Doswell III, A., C., 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, **2**, 3–16.
- Doswell III, C. A. und E. N. Rasmussen, 1994: The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea. Forecasting*, **9**, 625–629.
- Dotzek, N. und F. Friedrich, 2009: Downburst-producing thunderstorms in southern Germany: Radar analysis and predictability. *Atmos. Res.*, **93**, 457–473.
- DWD, 2015: Änderungen des NWV Systems des Deutschen Wetterdienstes (DWD). http://www.dwd.de/DE/fachnutzer/forschung_lehre/numerische_wettervorhersage/nwv_aenderungen/nwv_aenderungen_node.html (Zugegriffen am: 12.01.2016).
- ECMWF, 2015: Climate reanalysis. <http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis> (Zugegriffen: 12.01.2016).
- Emanuel, K. A., 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, New York, USA.
- Fawbush, E. J. und R. C. Miller, 1954: A basis for forecasting peak wind gusts in non-frontal thunderstorms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **35**, 14–19.
- Foster, D. S., 1958: Thunderstorm gusts compared with computed downdraft speeds. *Mon. Wea. Rev.*, **86**, 91–94.
- Fujita, T. T., 1985: The downburst, microburst and macroburst. SMRP Research Paper 210, University of Chicago
- Fujita, T. T. und F. Caracena, 1977: An analysis of three weather-related aircraft accidents. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **58**, 1164–1181.
- Fujita, T. T. und R. M. Wakimoto, 1981: Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1438–1456.
- Gatzen, C., 2004: A derecho in Europe: Berlin, 10 July 2002. *Wea. Forecasting*, **19**, 639–645.
- Gatzen, C., 2011: Derechos in Europe. 6th European Conference on Severe Storms (ECSS 2011), 3- 7 Oktober 2011, Palma de Mallorca, Spanien.
- Geerts, B., 2001: Estimating downburst-related maximum surface wind speeds by means of proximity soundings in New South Wales, Australia. *Wea. Forecasting*, **16**, 261–269.
- Groenemeijer, P., 2009: Convective storm development in contrasting thermodynamic and kinematic environments. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Karlsruhe, Deutschland.
- Hand, W. H., 2000: An investigation into the Nimrod convective gust algorithm. *Forecasting Research Technical Report 321*, UK MetOffice, Exeter, Großbritannien.

- Hartung, J., B. Elpelt, und K.-H. Klösener, 2009: *Statistik: Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik*. Walter de Gruyter, Oldenburg, Deutschland.
- Heise, E., 2006: Improved Diagnosis of Convective and Turbulent Gusts: Test Results of new Gust Parameterizations (Interim Report on Work Package 3.10.2.). COSMO Newsletter Nr. 6, Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, Deutschland, 103–114.
- Hinrichs, G., 1888: Tornadoes and derechos. *Amer. Meteor. J.*, **5**, 306–317, 341–349.
- Hofherr, T. und M. Kunz, 2010: Extreme wind climatology of winter storms in Germany. *Climate research (Open Access for articles 4 years old and older)*, **41**, 105.
- Holleman, I., 2001: Estimation of the maximum velocity of convective wind gusts. Internal report R-2001-02, Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), De Bilt, Niederlande.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier Academic Press, San Diego, USA.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego, USA.
- Ivens, R. A. A. M., 1987: Forecasting the maximum wind velocity in squalls. *Symp. Mesoscale Analysis and Forecasting*, ESA, Vancouver, Kanada, 685–686.
- Johns, R. H. und W. D. Hirt, 1987: Derechos: Widespread convectively induced windstorms. *Wea. Forecasting*, **2**, 32–49.
- Klemp, J. B. und R. Rotunno, 1983: A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 359–377.
- Knupp, K. R., 1987: Downdrafts within high plains cumulonimbi. Part I: General kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 987–1008.
- Kraus, H., 2004: *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer Berlin Heidelberg, Deutschland.
- Kuchera, E. L. und M. D. Parker, 2006: Severe convective wind environments. *Wea. Forecasting*, **21**, 595–612.
- Kunz, M., 2015: *Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung SS 2015*. Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruhe Institut für Technologie (KIT), Karlsruhe, Deutschland.
- Kunz, M. und B. Ruck, 2013: Erforschung kleinräumiger extreme konvektiver Starkwindereignisse und deren Wechselwirkungen mit Bebauungsstrukturen im urbanen Bereich. DFG Neuantrag auf Sachhilfen (erfolgreich).
- Ladd, J. W., 1989: An introductory look at the south Texas downburst. NOAA Tech. Memo. NWS SR-123, Scientific Services Division, NWS Southern Region, Fort Worth, Texas, USA.

- Liljequist, G. und K. Cehak, 2006: *Allgemeine Meteorologie*. Springer Berlin Heidelberg, Deutschland.
- Malberg, H., 2013: *Meteorologie und Klimatologie: Eine Einführung*. Springer Berlin Heidelberg, Deutschland.
- Markowski, P. und Y. Richardson, 2010: *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. John Wiley & Sons, Chichester, Großbritannien.
- McCann, D. W., 1994: WINDEX – A new index for forecasting microburst potential. *Wea. Forecasting*, **9**, 532–541.
- Merz, B. und R. Emmermann, 2006: Zum Umgang mit Naturgefahren in Deutschland: Vom Reagieren zum Risikomanagement. *GAIA - Ecological Perspectives for Science and Society*, **15**, 265–274.
- Mohr, S., 2013: *Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel*. Wiss. Berichte d. Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie, Band 58, Karlsruhe, Deutschland.
- Nakamura, K., R. Kershaw, und N. Gait, 1996: Prediction of near-surface gusts generated by deep convection. *Meteor. Appl.*, **3**, 157–167.
- Normand, C. W. B., 1938: On instability from water vapour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **64**, 47–70.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527–530.
- Pichler, H., 1997: *Dynamik der Atmosphäre*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Deutschland.
- Proctor, F. H., 1988: Numerical simulations of an isolated microburst. Part I: Dynamics and structure. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3137–3160.
- Proctor, F. H., 1989: Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity experiments. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2143–2165.
- Puskeiler, M., 2013: *Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland*. Wiss. Berichte d. Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie, Band 59, Karlsruhe, Deutschland.
- Roedel, W., 2000: *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer Berlin Heidelberg, Deutschland.

- Schipper, H., J. Hackenbruch, K. Sedlmeier, und G. Schädler, 2014: Das Klima auf den Gitterpunkt gebracht. Ein Handbuch über Klimasimulationsdaten. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Süddeutsches Klimabüro, Karlsruhe, Deutschland.
- Schulz, J.-P. und E. Heise, 2003: A new scheme for diagnosing near-surface convective gusts. COSMO Newsletter Nr. 3, Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, Deutschland, 221–225.
- Schättler, U. und U. Blahak, 2015: A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part IV: Preprocessing: Initial and boundary data for the COSMO-Model, COSMO Dokumentation, Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, Deutschland.
- Sheridan, P., 2011: Review of techniques and research for gust forecasting and parameterisation. Forecasting Research Technical Report 570, UK Met Office, Exeter, Großbritannien.
- Shutts, G. J. und M. E. B. Gray, 1994: Numerical modelling study of the geostrophic adjustment process following deep convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1145–1178.
- Skywarn Deutschland e.V., 2015: [Downburst] 07.07.2015 - Framersheim (AZ | RLP). <http://forum.skywarn.de/viewtopic.php?f=82&t=11556> (Zugegriffen: 12.01.2016).
- Srivastava, R., 1985: A Simple Model of Evaporatively Driven Downdrafts: Application to Microburst Downdraft. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1004–1023.
- Stewart, S. R., 1991: *The prediction of pulse-type thunderstorm gusts using vertically integrated liquid water content (VIL) and the cloud top penetrative downdraft mechanism*. NOAA Technical Memorandum NWS SR-136, National Weather Service Office, Oklahoma, USA.
- Sydow, C., 2015: Schwere Sturmschäden: Unwetter verwüstet Ort in Rheinland-Pfalz. In: Spiegel-Online am 08.07.2015, <http://www.spiegel.de/panorama/framersheim-unwetter-verwuestet-ort-in-rheinland-pfalz-a-1042577.html> (Zugegriffen: 13.01.2016).
- Taylor, E. K., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183–7192.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, et al., 2005: The ERA-40 Re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vallis, G., 2006: *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-scale Circulation*. Cambridge University Press, New York, USA.
- Wakimoto, R. M., 2001: *Severe Convective Storms*, Kap. Convectively driven high wind events, 255–298. Meteor. Monogr., Amer. Meteor. Soc., Los Angeles, Californien, USA.
- Wapler, G. M., K. und S. Trepte, 2012: Comparative verification of different nowcasting systems to support optimisation of thunderstorm warnings. *Adv. Sci. Res.*, **8**, 121–127.

Wilks, D., 2011: *Statistical Methods in the Atmospheric Science*. Academic Press, San Diego, USA.

Wolfson, M. M., 1990: Understanding and predicting microbursts. *16th Conference on Severe Local Storms, Kananaskis Park, Kanada, Amer. Meteor. Soc.*, 340–351.

Danksagung

Hiermit möchte ich mich bei allen bedanken, die direkt oder indirekt zu dieser Arbeit beigetragen haben. Mein besonderer Dank gilt PD Dr. Michael Kunz dafür, dass ich diese Masterarbeit in seiner Arbeitsgruppe erstellen konnte, für die vielen Besprechungen, die hilfreichen Anmerkungen und die Übernahme des Referates. Bei Prof. Dr. Kottmeier möchte ich mich für die Übernahme des Korreferates bedanken. Ein besonderer Dank gilt ebenfalls Dr. Susanna Mohr für die vielen Hilfestellungen, wann und wo immer sie nötig waren.

Bei der gesamten Arbeitsgruppe „Atmosphärische Risiken“ mit Michael Kunz, Susanna Mohr, Bernhard Mühr, Heinz Jürgen Punge, Manuel Schmidberger, Florian Ehmele, Elody Fluck und David Pieper möchte ich mich bedanken für die anregenden Diskussionen im Rahmen der Arbeitsgruppenbesprechungen.

Erklärung

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

Ich bin damit einverstanden, dass diese Arbeit in Bibliotheken eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 9. Februar 2016

Julia Kosch

