

Strategien zur Reduzierung des Sturmschadensrisikos für Wälder (Verbundprojekt RESTER)

innerhalb des Forschungsprogramms
Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg

Cornelia Frank⁽³⁾, Karin Grebhan⁽¹⁾, Christoph Kottmeier⁽²⁾, Michael Kunz⁽²⁾,
Ralph Lux⁽²⁾, Helmut Mayer⁽¹⁾, Susanna Mohr⁽²⁾, Monika Rauthe⁽²⁾, Bodo Ruck⁽³⁾,
Dirk Schindler⁽¹⁾, Jochen Schönborn⁽¹⁾

⁽¹⁾Meteorologisches Institut der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

⁽²⁾Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Karlsruher Institut für Technologie

⁽³⁾Laboratorium für Gebäude- und Umweltaerodynamik, Institut für
Hydromechanik
Karlsruher Institut für Technologie

2010

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	3
Teilprojekt „Winterstürme mit hohem Schadenpotenzial in einem veränderten Klima“	11
Teilprojekt „Verbesserung der Sturmstabilität von Waldbeständen“	53
Teilprojekt „Erarbeitung einer Risikokarte für Sturmschäden in Wäldern und forstlich relevante Sturmschadensmodelle als Grundlagen für Methoden zur Reduzierung von Sturmschäden in Wäldern in Baden-Württemberg“	101

Zusammenfassung

Aufgrund ihrer großen räumlichen Ausdehnung und extrem ausgeprägter bodennaher Windfelder haben Winterstürme in den vergangenen Jahrzehnten zu erheblichen Schäden in den Wäldern Baden-Württembergs geführt. Allein durch den Orkan „Lothar“ (26. Dezember 1999) fiel eine Schadholzmenge von $30 \cdot 10^6$ Efm an, was ca. dem 3-fachen Jahreseinschlag in Baden-Württemberg entspricht. Der dadurch entstandene finanzielle Verlust wurde auf 770 Millionen EURO geschätzt. Neben betriebswirtschaftlichen Schäden verursachen Winterstürme auch Folgeschäden im Bereich der Schutz- und Erholungsfunktionen von Wäldern, d. h. außer ökonomischen sind ökologische und gesellschaftliche Interessen betroffen.

Die Einflüsse auf die Entstehung von Sturmschäden in Wäldern können den fünf ineinandergreifenden Faktorengruppen Sturmaktivität, Topographie, Baum/Wald, anthropogene Einflüsse und Boden zugeordnet werden. Durch die Emissionen treibhausrelevanter Gase in die Atmosphäre werden sich nach heutigem Kenntnisstand das Klima und potentiell auch die Sturmaktivität in der Zukunft verändern. Das zu erwartende Sturmschadenrisiko der Waldbestände hängt damit entscheidend davon ab, wie die großräumigen Wettersysteme auf die erwartete Zunahme der Lufttemperatur reagieren. Diese Wechselwirkung und die Folgen für das regionale Sturmklima können aus Zukunftsprojektionen regionaler Klimamodelle mit Auflösungen von weniger als 20 km statistisch abgeschätzt werden. Unter Berücksichtigung verschiedener Modelle und Szenarien in einem Ensemble ist es möglich, auch die nicht vermeidbaren Unsicherheiten der Modellergebnisse abzuschätzen und zu quantifizieren.

Ansätze zur Analyse der Entstehung, des Auftretens und der Ausprägung von Sturmschäden in Wäldern lassen sich methodisch in drei Gruppen unterteilen. Neben Expertenwissen und Beobachtungen werden vor allem statistische und mechanistische Modelle zu ihrer Untersuchung verwendet. Expertenwissen basiert meistens auf qualitativen Analysen bereits eingetretener Sturmschadensfälle auf lokaler Skala. Statistische und mechanistische Sturmschadensmodelle ermöglichen die Berechnung der Wahrscheinlichkeit (und ggf. des Ausmaßes) von Sturmschäden auf der Basis baum-, bestandes- und standortcharakterisierender Variablen. Da mechanistische Modelle versuchen, Prozesse zu beschreiben, die der Entstehung von Sturmschäden zugrunde liegen, ermöglichen sie außerdem die Entwicklung von Hypothesen und können als ein Hilfsmittel bei der Entwicklung von forstlichen Managementszenarien eingesetzt werden.

Sturmschadensereignisse werden immer wieder auf retrospektive Weise ausführlich analysiert, um ihr Ausmaß zu dokumentieren und Folgearbeiten zielgerichtet planen zu können. Aufgrund der erheblichen, vielschichtigen Schadwirkung von Stürmen besteht ein begründetes Interesse an einer wissenschaftsbasierten Optimierung bestehender Konzepte zur Reduzierung der Sturmschadenswahrscheinlichkeit in den Wäldern Baden-Württembergs. Da extreme Winterstürme wie „Vivian/Wiebke“ und „Lothar“ jederzeit wieder auftreten können, besteht die Notwendigkeit, etablierte forstplanerische und waldbauliche Konzepte der strategischen Reduzierung von Sturmschäden im Sinne eines vorbeugenden Krisenmanagements zu optimieren. Dies setzt voraus, dass die Zusammenhänge zwischen der Ausprägung der Sturmschadenswahrscheinlichkeit von Wäldern und Standorteigenschaften, Bestandeseigenschaften und wirkender Windlast eingehend untersucht werden.

Um möglichst umfassende Untersuchungen zu Entstehung, Ausmaß und Ausprägung von Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs zu gewährleisten, arbeiteten für die Entwicklung potentieller Optimierungsmöglichkeiten im Rahmen des Forschungsvorhabens „Strategien zur Reduzierung des Sturmschadensrisikos für Wälder“ (RESTER) folgende Projektpartner zusammen:

- RESTER UniKA-1: Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Teilprojekt „Winterstürme mit hohem Schadenpotenzial in einem veränderten Klima“ (Dr. M. Kunz, Prof. Dr. C. Kottmeier),
- RESTER UniKA-2: Laboratorium für Gebäude- und Umweltaerodynamik, Institut für Hydromechanik, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Teilprojekt „Verbesserung der Sturmstabilität von Waldbeständen“ (Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. B. Ruck, Dr. C. Frank),
- RESTER UniFR: Meteorologisches Institut der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Koordination des RESTER Verbunds und Teilprojekt „Erarbeitung einer Risikokarte für Sturmschäden in Wäldern und forstlich relevante Sturmschadensmodelle als Grundlagen für Methoden zur Reduzierung von Sturmschäden in Wäldern in Baden-Württemberg“ (Prof. Dr. H. Mayer, Dr. D. Schindler).

Die RESTER Partner wurden in forstlichen Fachfragen durch die Abteilung Waldwachstum (PD Dr. U. Kohnle, Dr. A. Albrecht) der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg (FVA) kostenneutral unterstützt. Die Mitarbeit der FVA wurde insbesondere vor dem Hintergrund der Praxisrelevanz der erzielten Ergebnisse als dringend erforderlich angesehen.

Teilprojekt „Winterstürme mit hohem Schadenpotenzial in einem veränderten Klima“ (RESTER UniKA-1)

Die für die Zukunft zu erwartenden Änderungen des regionalen Sturmrisikos können aus Zukunftsprojektionen aktueller Klimamodelle unter Anwendung geeigneter statistischer Methoden abgeschätzt werden. Globale Klimamodelle liefern aufgrund ihrer geringen horizontalen Auflösung von über 200 km allerdings nur stark geglättete und mittlere Verteilungen der meteorologischen Variablen. Extremereignisse wie schwere Winterstürme können daher nur durch einen hierarchischen Modellansatz vom globalen zum regionalen Klimamodell mit einer Auflösung bis unterhalb von 20 km annähernd realistisch abgebildet werden. Die regionalen Klimamodelle erlauben es zudem, die kurzzeitigen Windböen zu erfassen, die in erster Linie für Waldschäden maßgeblich sind.

In diesem RESTER Teilprojekt wurden Ergebnisse der regionalen Klimamodelle REMO (Läufe in Auftrag des Umweltbundesamts) und CCLM (Konsortialläufe und eigene IMK-Läufe im Rahmen dieses Forschungsprogramms) statistisch ausgewertet. Die verschiedenen Modellläufe wurden mit verschiedenen Realisierungen des globalen Modells ECHAM5 für die verschiedenen Emissionsszenarien A1B (mittlere Emissionen), B1 (niedrige Emissionen) und A2 (hohe Emissionen) angetrieben. Die räumliche Auflösung der Modelldaten reicht dabei von 18 bis hin zu 7 km. Mit Methoden der Extremwertstatistik wurden für jeden Gitterpunkt im Modellgebiet Böengeschwindigkeiten als Funktion der Wahrscheinlichkeit bzw. Wiederkehrperiode bestimmt. Die für die Zukunft zu erwartenden Änderungen der Böengeschwindigkeiten berechneten sich dann aus der relativen Differenz zwischen einem Projektionszeitraum (2021-2050) und einem Kontrollzeitraum (1971-2000).

Da Klimamodelle nicht wie Wettervorhersagemodelle mit realen Beobachtungsdaten angetrieben werden, können einzelne, in der Vergangenheit tatsächlich aufgetretene Sturmsysteme nicht wiedergegeben werden. Die Modelle sollten aber in der Lage sein, die Statistik der synoptischen Wettersysteme, also ihre Häufigkeit und Intensität, hinreichend genau zu beschreiben. Daher wurde zunächst für den Kontrollzeitraum untersucht, inwieweit die Modellergebnisse mit Beobachtungen und der Sturmgefährdungskarte von CEDIM übereinstimmen. Es zeigte sich, dass alle Klimamodelle prinzipiell in der Lage sind, Extremwerte mit geringen Auftretenswahrscheinlichkeiten und die daraus resultierende Schiefe der Verteilungsfunktion wiederzugeben. Allerdings werden die Böengeschwindigkeiten in allen Modellen deutlich unterschätzt. Für eine Wiederkehrperiode beispielsweise von 10 Jahren sind diese um 10 % (REMO) bis 30 % (beide CCLM-Läufe) geringer im Vergleich zu den Beobachtungen. Die Gründe hierfür liegen vor allem in der noch immer unzureichenden räumlichen Auflösung der Modelle sowie in Schwächen der Böenparametrisierung. Die räumliche Verteilung der Böengeschwindigkeiten hingegen, insbesondere die erhöhten Werte über den Mittelgebirgen, den Alpen sowie über dem Meer, wird gut wiedergegeben. Als Klimaänderungssignal wurden daher nur relative Differenzen zwischen zwei Zeitperioden betrachtet, so dass sich die systematischen Fehler gegenseitig aufheben.

Insgesamt zeigen die relativen Änderungen der Böengeschwindigkeit zwischen Zukunft und Vergangenheit erhebliche Unterschiede für Nord- und Süddeutschland. Während fast alle Modelle über Norddeutschland eine Zunahme erwarten, ergeben sich sowohl für die Mitte als auch für den Süden keine einheitlichen Änderungssignale. Über Baden-Württemberg zeigen die meisten Modellläufe eine leichte Abnahme der Böengeschwindigkeiten im Bereich zwischen 0 und 5 %. Ein Zusammenhang zwischen Änderungssignal und topografischen Strukturen, insbesondere den Bergen von Schwarzwald und Schwäbischer Alb, kann nicht hergestellt werden. Die beobachteten Unterschiede in den Ergebnissen der einzelnen Modellläufe belegen, dass es bei der Bestimmung von Klimaänderungssignalen nicht sinnvoll ist, nur ein einzelnes Modell zu verwenden. Vielmehr sollte die Vielzahl möglicher Realisierungen des zukünftigen Klimas durch eine möglichst hohe Anzahl verschiedener Modellläufe berücksichtigt werden. Ein solches Ensemble ermöglicht es auch, sowohl die Robustheit der Änderungssignale als auch deren Wahrscheinlichkeit zu bestimmen. Aus allen verfügbaren hoch aufgelösten regionalen Klimamodellen mit einer Auflösung unter 20 km wurde daher ein Ensemble gebildet, das sowohl verschiedene Emissionsszenarien, verschiedene regionale Modelle als auch verschiedene Realisierungen des globalen Modells umfasst. Damit deckt dieses Ensemble eine große Bandbreite möglicher Realisierungen ab.

Es lassen sich zwei größere, zusammenhängende Gebiete identifizieren, bei denen die Mehrzahl der betrachteten Modellläufe verhältnismäßig gut übereinstimmen. Über Nordwestdeutschland ist demzufolge mit einer Zunahme der Böengeschwindigkeit zwischen 2 und 8 % (Ensemblemittel) bei einer Wiederkehrperiode von 10 Jahren zu rechnen. Die Wahrscheinlichkeit für eine Zunahme der Böengeschwindigkeit liegt hier über 85 %. Für Baden-Württemberg ist das Ergebnis ebenfalls verhältnismäßig robust, zeigt aber eine geringfügige Abnahme der Böengeschwindigkeit für schadenrelevante und damit selten auftretende Winterstürme. Nach dem Ensemblemittel beträgt hier die Änderung der 10-jährlichen Böengeschwindigkeit zwischen -4,0 und +2,5 % mit einem Median von -2 %. Lediglich rund 10 % der Gitterpunkte zeigen dagegen eine geringe Zunahme. Diese sind ausschließlich auf Bereiche im Rheintal und des nordöstlichen Ufers des Bodensees beschränkt. Über alle übrigen Landesteile ist eine geringe Abnahme der Böengeschwindigkeit zu erwarten. Dieses Ergebnis kann insofern als verhältnismäßig robust betrachtet werden,

als dass die Standardabweichung des Ensembles, also die Streuung der einzelnen Modellläufe, geringer ist als die relativen Änderungen. Außerdem wird die Abnahme der Böengeschwindigkeit über den nördlichen Landesteilen von 7 bzw. 8 der hier insgesamt 9 verfügbaren Modellläufe bestätigt. Unter der Annahme, dass jede Realisierung eines Modells gleich wahrscheinlich ist, ergibt sich damit eine Wahrscheinlichkeit zwischen 80 und 90 % für eine Abnahme der Geschwindigkeit. Über den südlichen Landesteilen ist das Ergebnis etwas weniger robust. Hier zeigen zwischen 5 und 7 Modellläufe eine Abnahme an, was einer Wahrscheinlichkeit von 55 bis 80 % entspricht.

Obwohl die für Baden-Württemberg projizierte Abnahme verhältnismäßig robust ist, sollte sie aufgrund des geringen Änderungssignals von 2 % im Mittel nicht überinterpretiert werden. Die Kontrollperiode 1970-2000 war hier verglichen mit anderen Zeitabschnitten des 19. und 20. Jahrhunderts relativ stürmisch. Die Ergebnisse des Projekts legen nahe, dass auf ähnlich hohem Niveau mit zukünftigen Stürmen zu rechnen ist. Außerdem bedeutet eine geringfügige Abnahme der Geschwindigkeit, dass extreme Sturmereignisse wie „Vivian/Wiebke“, „Lothar“, „Kyrill“ (2007) und „Emma“ (2009), die in der Vergangenheit zu erheblichen Schäden in der Forstwirtschaft geführt haben (siehe RESTER Teilprojekt des Meteorologischen Instituts der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg), auch in Zukunft auftreten können.

Teilprojekt „Verbesserung der Sturmstabilität von Waldbeständen“ (RESTER UniKA-2)

Windwurf/Windbruch im Bestand muss als Kollektivphänomen aufgefasst werden, bei dem zeitlich, aber räumlich begrenzt Starkwindböen mit vielen Bäumen wechselwirken (Kollektivdynamik ganzer Baumgruppen). Der Grad der Schädigung eines Waldbestandes durch Extremwindereignisse hängt darüber hinaus von spezifischen Bestandseigenschaften wie Bestandsdichte, Kronendachrauigkeit, Baumspesies, Traufkantenausbildung und Bodenparametern sowie der Topographie ab. Viele dieser Zusammenhänge gelten bislang als nicht hinreichend untersucht, da sich die einzelnen Einflussfaktoren im Naturexperiment nicht trennscharf genug abbilden lassen. Gleichwohl benötigt man aber diese einzelnen, separierten Zusammenhänge, um eine modellbasierte Risikobewertung für Waldbestände in statistischer Weise durchführen zu können.

In diesem RESTER Teilprojekt wurde der Einfluss verschiedener Bestandseigenschaften auf die Strömungsvorgänge um Waldbestände erforscht. Hierzu wurden experimentelle Untersuchungen in einem atmosphärischen Grenzschichtwindkanal mit statischen und dynamischen Waldmodellen durchgeführt und begleitend bzw. ergänzend numerische Berechnungen mit dem kommerziellen CFD-Softwarepaket FLOVENT (RANS-Modell) vorgenommen. Der Einfluss mehrerer Bestandsparameter auf den Verlauf verschiedener Strömungsgrößen in unmittelbarer Kronendachnähe wurde erfasst, indem zeitlich und räumlich hoch aufgelöst Geschwindigkeitsmessungen über unterschiedlichen, statischen Waldmodellen mit Hilfe eines Laser-Doppler-Anemometrie-Systems durchgeführt wurden. Das dynamische Modell, welches aus starren, aber gelenkig gelagerten Einzelbäumen besteht, ermöglichte es, die Auslenkungsdynamik ganzer Baumkollektive zeitgleich zu erfassen. Anhand numerisch berechneter Strömungsfelder wurden die Verläufe der auf die Bäume einwirkenden Stammbiegemomente entlang zahlreicher Waldkonfigurationen abgeleitet.

a) Einfluss der Bestandesdichte

Der Einfluss, den die Bestandsdichte und damit die Rauigkeit des Kronendachs auf die Strömungsverhältnisse ausüben, wurde in experimentellen Messreihen untersucht. Die Ergebnisse zur Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe zeigen, dass insbesondere im waldkantennahen Bereich von einer Auslichtung dicht stehender Waldbestände abzuraten ist, da hier durch eine solche Auslichtung die größte Zunahme bei der mittleren und maximalen Windbelastung zu erwarten ist. Wenn eine Auslichtung hier durchgeführt wird, ist zumindest in den ersten Jahren nach dieser Maßnahme, in denen sich die Bäume noch nicht durch adaptives Wachstum an die erhöhte Windbelastung angepasst haben, mit einer höheren Sturmschadensanfälligkeit zu rechnen.

Der mittlere turbulente Impulsaustausch, das ist der erfasste horizontale Impulsstrom, der vertikal durch Böen in das oder aus dem Kronendach transportiert wird, nimmt mit abnehmender Bestandsdichte zu. Das bedeutet, dass ein Auflockern eines Bestandes zu einer höheren Windlast auf die verbliebenen Bäume führt. Dieser Zusammenhang konnte qualitativ und quantitativ nachgewiesen werden. Die Struktur dieses Impulsaustausches über dem Kronendach eines Bestandes wurde mit Hilfe der Quadrantenanalyse genauer untersucht. Hierbei stellte sich heraus, dass der turbulente Impulsaustausch stark intermittierend ist. In direkter Kronendachnähe dominieren im Allgemeinen sogenannte 'sweeps' (absinkende schnelle Luftpakete), deren Intensität teilweise höher ist als das 30-fache des mittleren turbulenten Impulsaustausches und die in erheblichem Maße mitverantwortlich sein dürften für das Einsetzen von Windwurf in Beständen unmittelbar stromab von windexponierten Waldrändern. In Kronendachnähe treten die höchsten Extremwerte bei den 'sweeps' an der Stelle $x/H \approx 5$ auf und der Betrag dieser höchsten Extremwerte zeigt sich als nahezu unabhängig von der Bestandsdichte. Eine Zunahme des Baumabstands, d. h. eine Abnahme der Baumdichte führt jedoch dazu, dass Böen tiefer in den Bestand eindringen können und somit den turbulenten Austausch innerhalb des Bestands erhöhen.

Untersucht wurden auch Staffelanordnungen, d. h. nahtlose Übergänge von gleich hohen Waldbeständen mit unterschiedlichen Baumdichten. Die Ergebnisse zeigen, dass sich die Strömung relativ schnell an eine veränderte Bestandsdichte anpasst. Die Größe des Anpassungsbereichs variiert je nach betrachteter Strömungsgröße und Lage des Übergangs.

b) Einfluss der Traufkantenausbildung

Im Rahmen der Forschungsarbeiten wurde die An- und Überströmung von Waldkanten unterschiedlicher Form besonders untersucht. Es zeigte sich, dass die luvseitige Traufkantenausbildung die Strömungsvorgänge vor allem im kantennahen Bereich beeinflusst. Werden einem Bestand mit rechteckigem Rand schräge permeable Kanten vorgelagert, so findet sich bei allen untersuchten Konfigurationen im Bereich von $1 < x/H < \text{ca. } 6$ ein Anstieg des turbulenten Impulsaustausches und auch der turbulenten kinetischen Energie.

Vorgelagerte, schräg ansteigende Waldkanten bewirken, dass sich die Biegemomente, welche auf die am Rand des eigentlichen Bestands stehenden Bäume einwirken, z. T. beträchtlich verringern. Der Grad der Biegemomentreduktion ist abhängig vom Traufkantenwinkel. Die Ergebnisse bestätigen somit weitgehend eine Abnahme der Windbelastung in kantennahen Waldbeständen durch permeable, vorgelagerte ansteigende Waldkanten.

Untersuchungen an einem dynamischen Waldmodell ermöglichten es, die Auslenkung ganzer Baumkollektive bei kantennaher Bestandsüberströmung simultan zu erfassen. Diese Untersuchungen beschränkten sich aus versuchstechnischen Gründen auf den lichten Waldbestand. Hierbei zeigte sich, dass die größten (mittleren und maximalen) Baumauslenkungen wie auch die höchsten (mittleren und maximalen) Windbelastungen in Kronendachnähe immer an der luvseitigen Waldkante auftreten und beide Größen stromab bis $x/H = 4$ allmählich abnehmen. Eine abnehmende Bestandsdichte führt im kantennahen Bereich zu einem deutlichen Anstieg sowohl der Windbelastungen (siehe zuvor) als auch der Baumauslenkungen. Vorgelagerte schräge Kanten bewirken beim lichten Bestand eine deutliche Abnahme sowohl der Baumauslenkungen als auch der Windbelastungen.

Der Biegemomentverlauf in kantennahen Waldbeständen wurde zusätzlich durch numerische Strömungsberechnungen untersucht. Hierbei zeigte sich, dass bei Waldbeständen die höchsten Stammbiegemomente normalerweise direkt am luvseitigen Bestandsrand auftreten. Die Höhe der Biegemomente nimmt mit zunehmendem Abstand zur luvseitigen Waldkante relativ schnell ab und ein Minimalwert wird bereits in einer Entfernung von wenigen Baumhöhen beobachtet. Mit zunehmender Bestandshöhe nehmen die mittleren Biegemomente im kantennahen Bereich und die maximalen Biegemomente über der gesamten Waldfläche zu. Niedrige Waldbestände schützen unmittelbar stromab angeordnete höhere Waldbestände. Bei stufigen Waldanordnungen zeigt sich stromab der inneren Waldkanten ein tendenziell ähnlicher Biegemomentverlauf wie bei frei angeströmten externen Waldkanten, wenn die luvseitige Waldfläche niedriger ist als die leeseitige. Ist die stromauf gelegene Waldfläche höher als die stromab gelegene, so sind die Biegemomente an der inneren Bestandskante sogar niedriger als die inmitten eines ausgedehnten Waldbestands konstanter Höhe. Vorgelagerte schräge Kanten führen zu einer Reduktion der Biegemomente im kantennahen Bereich. Mit flacher werdendem Traufkantenwinkel nimmt die Biegemomentreduktion zu. Bei Waldanordnungen mit quer zur Anströmung verlaufenden, unendlich langen Lichtungen nehmen die Biegemomente mit zunehmender Lichtungslänge am luvseitigen Waldrand der stromab gelegenen Waldfläche zu und nähern sich allmählich den Werten eines frei angeströmten Bestands an. Eine Begrenzung der lateralen Lichtungsbreite führt bei langen Lichtungen zu einer deutlichen Reduktion dieser Biegemomente, hat jedoch bei kleinen Lichtungslängen keine signifikanten Auswirkungen.

Teilprojekt „Erarbeitung einer Risikokarte für Sturmschäden in Wäldern und forstlich relevante Sturmschadensmodelle als Grundlagen für Methoden zur Reduzierung von Sturmschäden in Wäldern in Baden-Württemberg“ (RESTER UniFR)

Für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs wurde die Wintersturmschadenswahrscheinlichkeit P_{DAM} berechnet und erstmals in flächendeckenden, GIS-basierten Karten (Auflösung: 50×50 m) dargestellt. Als Basis für die P_{DAM} -Berechnung dienten verschiedene Datensätze, die Informationen zu flächigen Schäden (Flächengröße: 0.1- 627 ha) in den Wäldern Baden-Württembergs infolge der Winterstürme „Wiebke“ (Februar/März 1990) und „Lothar“ (Dezember 1999) enthalten. Zur P_{DAM} -Berechnung wurde neben dem Weights-of-Evidence (WofE) Verfahren ein logistisches Regressionsmodell (LRM) verwendet.

Da die flächigen Sturmschäden infolge von „Lothar“ durch satellitengestützte Kartierung im Rahmen des Corine Land Cover 2000 Projektes vergleichsweise vollständig erfasst waren, wurden die beiden verwendeten Verfahren zunächst an den durch Sturm „Lothar“ verursachten

Schäden erprobt. Mit Hilfe von WofE und des LRM wurden aus dem Kollektiv der zur Verfügung stehenden Prädiktoren diejenigen identifiziert, die die größte räumliche Assoziation zu den infolge von „Lothar“ entstandenen flächigen Sturmschäden aufwiesen. Die für das Auftreten von flächigen Sturmschäden infolge von „Lothar“ bedeutendste Prädiktorenkombination umfasst die Prädiktoren Waldtyp, Bodentyp, Geologie, bodenkundliche Feuchtestufen, Bodenversauerung sowie die maximale Böengeschwindigkeit während „Lothar“. Mit dieser Prädiktorenkombination ergab sich die beste Prognosegüte für die infolge von „Lothar“ aufgetretenen Sturmschäden sowohl für das WofE- als auch für das logistische Regressionsmodell. Zur Visualisierung der mit den beiden Modellen für jede Rasterzelle berechneten P_{DAM} -Werte wurden diese den Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen gering, mäßig und hoch zugeordnet und kartenmäßig dargestellt. Für „Lothar“ stimmen die Ergebnisse beider Modelle sehr gut überein. Unter der Voraussetzung, dass die maximale Böengeschwindigkeit während „Lothar“ 35 m s^{-1} überstieg, traten die höchsten P_{DAM} -Werte dort auf, wo Nadelwald auf versauerten, frischen bis feuchten Böden über Buntsandstein stockt.

Nach der Validierung der beiden statistischen Verfahren anhand der Sturmschäden infolge von „Lothar“ wurde P_{DAM} mit dem WofE-Verfahren auf der Basis von Sturmschadensdaten, die aus vier verschiedenen Quellen stammen und Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ abbilden, berechnet. Da nach „Wiebke“ Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs nicht kartiert wurden, musste auf Daten aus der Naturalbuchführung von Forstbetrieben in öffentlicher Hand zurückgegriffen werden. Im Rahmen der Naturalbuchführung werden Sturmholzmengen als „Zufällige Nutzung Sturm“ (ZN_{Sturm}) waldbauweise erfasst. ZN_{Sturm} -Daten lagen digital für 50846 Waldabteilungen des öffentlichen Waldes (ca. 55 % der gesamten Waldfläche Baden- Württembergs) vor.

Aus dem Kollektiv der zur Verfügung stehenden Prädiktoren wurden wiederum diejenigen Prädiktoren identifiziert, die die größte räumliche Assoziation zu den infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ entstandenen flächigen Sturmschäden aufwiesen. Zu diesen Prädiktoren gehörten Waldtyp, Geologie, Bodentyp, topographische Exposition und ein aus den Feldern der maximalen Böengeschwindigkeit während „Wiebke“ und „Lothar“ kombiniertes Feld der maximalen Böengeschwindigkeit. Basierend auf diesen Prädiktoren wurden die höchsten P_{DAM} -Werte – unter der Voraussetzung, dass die maximale Böengeschwindigkeit 35 m s^{-1} überschritt – für Standorte, wo Nadelwald auf stark exponierten, wechselfeuchten Böden über Buntsandstein stockt, bestimmt (vor allem nördlicher Schwarzwald, östlicher Odenwald, Virngrund, Südwestdeutsches Alpenvorland).

Da diese Untersuchung für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs durchgeführt wurde, mussten bei der Datenverfügbarkeit und -analyse Kompromisse eingegangen werden. Es stehen bisher für retrospektive Sturmschadensanalysen keine hoch aufgelösten, flächendeckenden, sturmschadensrelevanten Baum- und Bestandesdaten zur Verfügung. Für die flächendeckende Berechnung von P_{DAM} konnte daher nur der Einfluss der fernerkundlich erhobenen Prädiktoren Waldtyp und minimale Entfernung einer Sturmschadensfläche zum (westlichen) Bestandesrand auf das Auftreten von flächigen Sturmschäden untersucht werden. Der Einfluss anderer Faktoren wie Baumart, Baum-/Bestandesdimensionen oder waldbauliche Behandlung auf das Auftreten von Sturmschäden konnte nicht untersucht werden.

Neben der limitierten Verfügbarkeit baum- und bestandesbeschreibender Parameter ist die Charakterisierung der schadenauslösenden Sturmereignisse verbesserungswürdig. Obwohl die hier verwendeten Maximalböengeschwindigkeitsfelder schon erfolgreich für die Abschätzung des Wintersturmriskos an Gebäuden eingesetzt wurden, scheint die Approximation der Windwirkung in Wäldern durch sie nicht ausreichend, um großräumige Schadensmuster erklären zu können. Ein Grund dafür könnte im Reaktionsverhalten von Bäumen auf Windlasten liegen. Bäume sind sehr flexible Strukturen. Sie reagieren sowohl quasi-statisch als auch dynamisch auf Windlasten. Bis heute ist noch nicht vollständig geklärt, unter welchen Umständen und infolge welcher Windkräfte Bäume versagen. Als eine der größten Herausforderungen im Bereich der Wind-Baum-Interaktionen wird für die Zukunft die Verbesserung des Verständnisses windinduzierter Baumreaktionsmuster während Schaden verursachender Sturmereignisse sowohl auf Einzelbaum- als auch Bestandesebene angesehen. Da die räumliche Assoziation der Maximalböenfelder zu den aufgetretenen Sturmschäden eher gering war, kann die Frage nach dem Anteil der Stürme „Wiebke“ und „Lothar“ am beobachteten Schadensausmaß nicht abschließend beantwortet werden.

Obwohl quasi-statische Prädiktoren wie Waldtyp, Geologie und bodenkundliche Feuchtestufen die flächendeckende P_{DAM} -Berechnung dominieren, ist die Prognosegüte (AUC-Wert von etwa 73 %) des auf der Basis von Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ erstellten WofE-Modells als akzeptabel einzustufen. Trotz der erläuterten Defizite können die erstellten P_{DAM} -Karten für das derzeitige Wintersturmgeschehen als repräsentativ gelten, da während fast aller schweren Wintersturmereignisse über Baden-Württemberg im Zeitraum 1971-2000 westliche Windrichtungen vorherrschten. Zudem scheint sich die Ausprägung des zukünftigen Wintersturmgeschehens über Baden-Württemberg gegenüber heute mit großer Wahrscheinlichkeit nicht gravierend zu ändern (siehe RESTER Teilprojekt des IMK). Mit Bezug auf Winterstürme ist es daher sehr wahrscheinlich, dass die Regionen, in denen durch „Wiebke“ und „Lothar“ große Waldbereiche geschädigt wurden, auch in Zukunft die Regionen sein werden, in denen flächige Sturmschäden auftreten.

Die erstellten Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten stellen eine vielseitig einsetzbare Grundlage für Anwendungen in Forstwirtschaft und Forstverwaltung dar. Sie könnten z. B. in forstplanerische oder waldbauliche Entscheidungsprozesse einbezogen werden. Konkrete mittelfristige Maßnahmen zur Reduktion von Sturmschäden in Wäldern lassen sich daraus zwar nicht ableiten, aber die Kombination mit Ergebnissen, die in anderen Untersuchungen zu Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs erzielt wurden, erscheint vielversprechend.

Teilprojekt „Winterstürme mit hohem Schaden- potenzial in einem veränderten Klima“

innerhalb des Forschungsprogramms
Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg

Ralph Lux, Michael Kunz, Christoph Kottmeier, Monika Rauthe, Susanna Mohr
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Karlsruher Institut für Technologie

2010

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	13
1 Einführung und Stand der Forschung.....	14
2 Datensätze.....	18
2.1 Globales Klimamodell ECHAM5.....	18
2.2 Regionales Klimamodell REMO.....	19
2.3 Regionales Klimamodell CCLM.....	19
2.4 Beobachtungen an SYNOP-Stationen.....	20
2.5 CEDIM Sturmgefährdungskarte.....	21
3 Methoden.....	21
3.1 Extremwertstatistik.....	21
3.2 Ensembleanalysen.....	23
3.3 Sturmindex.....	23
4 Evaluierung der Modellergebnisse.....	23
4.1 Räumliche Verteilung der Böengeschwindigkeiten.....	24
4.2 Böengeschwindigkeiten an Stationsstandorten.....	26
4.3 Abschließende Bemerkungen.....	29
5 Zukünftige Änderungen extremer Böengeschwindigkeiten.....	29
5.1 Böengeschwindigkeiten in PRO an ausgewählten Standorten.....	29
5.2 Analyse der verschiedenen Klimaläufe.....	31
5.3 Differenzen zwischen den Modellläufen.....	34
5.4 Einfluss der Modellauflösung auf die Ergebnisse.....	38
5.5 Vergleich zwischen Extremwertstatistik und Perzentilen.....	40
5.6 Sturmindex.....	41
6 Ensembleanalyse.....	42
7 Schlussfolgerungen.....	45
Literatur.....	47
Publikationen aus dem Projekt.....	50

Zusammenfassung

In dem Teilprojekt werden Ergebnisse der regionalen Klimamodelle REMO (Läufe in Auftrag des Umweltbundesamts) und CCLM (Konsortialläufe und eigene IMK-Läufe im Rahmen dieses Forschungsprogramms) statistisch ausgewertet. Die verschiedenen Modellläufe wurden mit verschiedenen Realisierungen des globalen Modells ECHAM5 für die verschiedenen Emissionsszenarien A1B, B1 und A2 angetrieben. Die räumliche Auflösung der Modelldaten reicht dabei von 18 bis hin zu 7 km. Mit Methoden der Extremwertstatistik werden für jeden Gitterpunkt im Modellgebiet Böengeschwindigkeiten als Funktion der Wahrscheinlichkeit bzw. Wiederkehrperiode bestimmt. Die für die Zukunft zu erwartenden Änderungen der Böengeschwindigkeiten berechnen sich dann aus der relativen Differenz zwischen einem Projektionszeitraum (2021-2050) und einem Kontrollzeitraum (1971-2000). Dies erlaubt es, Aussagen über mögliche Änderung extremer und damit schadenrelevanter Windgeschwindigkeiten in einem zukünftigen Klima abzuleiten. Bisher existieren noch keine wissenschaftlichen Arbeiten, in denen Änderungen der Böengeschwindigkeit in der Zukunft auf der Grundlage verschiedener regionaler Klimamodelle mit einer räumlichen Auflösung unterhalb von 20 km quantifiziert wurden. Außerdem können aus den bisherigen Arbeiten keine Aussagen über extreme und selten auftretende Winterstürme abgeleitet werden, die für großflächige Waldschäden aber maßgeblich sind.

Es zeigt sich, dass alle Klimamodelle prinzipiell in der Lage sind, Extremwerte mit geringen Auftretenswahrscheinlichkeiten und die daraus resultierende Schiefe der Verteilungsfunktion wiederzugeben. Im Kontrollzeitraum werden die Böengeschwindigkeiten allerdings in allen Modellen deutlich unterschätzt. Für eine Wiederkehrperiode beispielsweise von 10 Jahren sind diese um 10 % (REMO) bis 30 % (beide CCLM-Läufe) geringer im Vergleich zu den Beobachtungen. Die Gründe hierfür liegen vor allem in der noch immer unzureichenden räumlichen Auflösung der Modelle sowie in Schwächen der Böenparametrisierung. Die räumliche Verteilung der Geschwindigkeiten hingegen, insbesondere die erhöhten Werte über den Mittelgebirgen, den Alpen sowie über dem Meer, wird gut wiedergegeben. Als Klimaänderungssignal werden daher nur relative Differenzen zwischen zwei Zeitperioden betrachtet, so dass sich die systematischen Fehler gegenseitig aufheben.

Beim Vergleich der Böengeschwindigkeiten zwischen Projektions- und Kontrollperiode zeigen sich erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Modellläufen. Die Ergebnisse sind dabei vor allem durch das antreibende globale Modell bzw. deren Realisierung und, in geringerer Weise, durch das jeweilige Emissionsszenario bestimmt. Während fast alle Modelle über Norddeutschland eine Zunahme erwarten, ergeben sich sowohl für die Mitte als auch für den Süden keine einheitlichen Änderungssignale. Über Baden-Württemberg zeigen die meisten Läufe eine leichte Abnahme der Böengeschwindigkeiten zwischen 0 % und 5 %. Ein Zusammenhang zwischen Änderungssignal und topografischen Strukturen, insbesondere den Bergen von Schwarzwald und Schwäbischer Alb, kann nicht hergestellt werden. Die beobachteten Unterschiede in den Ergebnissen der einzelnen Modellläufe belegen, dass es bei der Bestimmung von Klimaänderungssignalen nicht sinnvoll ist, nur ein einzelnes Modell zu verwenden. Vielmehr sollte die Vielzahl möglicher Realisierungen des zukünftigen Klimas durch eine möglichst hohe Anzahl verschiedener Modellläufe berücksichtigt werden. Ein solches Ensemble ermöglicht es auch, die Robustheit der Änderungssignale und deren Wahrscheinlichkeit zu bestimmen. Aus allen verfügbaren hoch aufgelösten regionalen Klimamodellen mit einer Auflösung unter 20 km wurde daher ein Ensemble gebildet, das sowohl verschiedene Emissionsszenarien, verschiedene regionale Modelle als auch

verschiedene Realisierungen des globalen Modells umfasst. Damit deckt dieses Ensemble eine große Bandbreite möglicher Realisierungen ab.

Es lassen sich zwei größere, zusammenhängende Gebiete identifizieren, bei denen die Mehrzahl der betrachteten Modellläufe verhältnismäßig gut übereinstimmen. Über Nordwestdeutschland ist demzufolge mit einer Zunahme der Böengeschwindigkeit zwischen 2 % und 8 % (Ensemblemittel) bei einer Wiederkehrperiode von 10 Jahren zu rechnen. Die Wahrscheinlichkeit für eine Zunahme der Böengeschwindigkeit liegt hier über 85 %. Für Baden-Württemberg ist das Ergebnis ebenfalls verhältnismäßig robust, zeigt aber eine geringfügige Abnahme der Böengeschwindigkeit für schadenrelevante und damit selten auftretende Winterstürme. Nach dem Ensemblemittel beträgt hier die Änderung der 10-jährlichen Böengeschwindigkeit zwischen -4 % und +2,5 % mit einem Median von -2 %. Lediglich rund 10 % der Gitterpunkte zeigen dagegen eine geringe Zunahme. Diese sind ausschließlich auf Bereiche im Rheintal und des nordöstlichen Ufers des Bodensees beschränkt. Über alle übrigen Landesteile ist eine geringe Abnahme der Böengeschwindigkeit zu erwarten. Dieses Ergebnis kann insofern als verhältnismäßig robust betrachtet werden, als dass die Standardabweichung des Ensembles, also die Streuung der einzelnen Modellläufe, geringer ist als die relativen Änderungen. Außerdem wird die Abnahme der Böengeschwindigkeit über den nördlichen Landesteilen von 7 bzw. 8 der hier insgesamt 9 verfügbaren Modellläufe bestätigt. Unter der Annahme, dass jede Realisierung eines Modells gleich wahrscheinlich ist, ergibt sich damit eine Wahrscheinlichkeit zwischen 80 % und 90 % für eine Abnahme der Geschwindigkeit. Über den südlichen Landesteilen ist das Ergebnis etwas weniger robust. Hier zeigen zwischen 5 und 7 Modellläufe eine Abnahme an, was einer Wahrscheinlichkeit von 55 % bis 80 % entspricht. Obwohl die für Baden-Württemberg projizierte Abnahme verhältnismäßig robust ist, sollte sie aufgrund des geringen Änderungssignals von 2 % im Mittel nicht überinterpretiert werden. Außerdem bedeutet eine geringfügige Abnahme der Geschwindigkeit, dass extreme Sturmereignisse wie Vivian und Wiebke (1990), Lothar (1999), Kyrill (2007) und Emma (2009), die in der Vergangenheit zu erheblichen Schäden in der Forstwirtschaft geführt haben, auch in Zukunft auftreten können.

1 Einführung und Stand der Forschung

Von allen meteorologischen Extremereignissen weisen Winterstürme aufgrund der großräumigen Ausdehnung ihrer Windfelder das höchste Gefahrenpotential für Mitteleuropa auf. So verursachen atlantische Sturmsysteme in Deutschland über die Hälfte der gesamten volkswirtschaftlichen Schäden durch Naturkatastrophen (Münchner Rück 2007). Dominiert sind die außerordentlich hohen Schadenssummen durch einzelne schwere Ereignisse wie Lothar im Dezember 1999 oder Kyrill im Januar 2007, die jeweils Schäden von mehr als 10 Milliarden € verursachten. Insbesondere Lothar war verbunden mit erheblichen Waldschäden in Deutschland, Frankreich und in der Schweiz. In Baden-Württemberg betrug der Sturmholzanfall über 29 Millionen Festmeter, dem Dreifachen des sonst üblichen Jahreseinschlags.

Durch die Emissionen treibhausrelevanter Gase in die Atmosphäre werden sich nach heutigem Kenntnisstand das Klima und potentiell auch die Sturmaktivität verändern (IPCC 2007). Dabei werden sich einerseits die Baroklinität der Atmosphäre und die Oberflächentemperatur der Meere als primäre Ursachen für die Entstehung und Intensivierung von Sturmtiefs, andererseits aber auch die Zugbahnen der synoptischen Systeme verändern. Das zukünftig zu erwartende

Sturmschadenrisiko hängt entscheidend davon ab, wie die großräumigen Wettersysteme auf die erwartete Temperaturzunahme reagieren. Diese Wechselwirkung und die Folgen für das regionale Sturmklimate können aus Zukunftsprojektionen aktueller Klimamodelle abgeschätzt werden. Globale Klimamodelle liefern aufgrund ihrer geringen horizontalen Auflösung von über 200 km allerdings nur stark geglättete und mittlere Verteilungen der meteorologischen Variablen. Extremereignisse wie schwere Winterstürme können daher nur durch einen hierarchischen Modellansatz vom globalen zum regionalen Klimamodell mit einer Auflösung bis unterhalb von 20 km annähernd realistisch abgebildet werden. Die regionalen Klimamodelle erlauben es zudem, die kurzzeitigen Fluktuationen des Windes zu erfassen. Diese als Böen bezeichneten Größen sind für Schäden an Gebäuden und Wäldern in erster Linie maßgeblich. Für die Bewertung der zukünftigen Gefährdung müssen Informationen über die Veränderung der Intensitäten und Eintrittswahrscheinlichkeiten von Winterstürmen bereitgestellt werden.

Ziel des Projekts ist es, aus regionalen Klimarechnungen Aussagen über ein zu erwartendes Sturmklimate für Baden-Württemberg abzuleiten und Änderung gegenüber dem heutigen Zustand zu quantifizieren. Hierzu existieren keine wissenschaftlichen Arbeiten, in denen Änderungen der Böengeschwindigkeit in der Zukunft auf der Grundlage verschiedener regionaler Klimamodelle mit einer räumlichen Auflösung unterhalb von 20 km quantifiziert werden. Außerdem können aus den bisherigen Arbeiten keine Aussagen über extreme und seltene Winterstürme, die für Waldschäden maßgeblich sind, abgeleitet werden. In dieser Arbeit werden erstmalig extremwertstatistischer Methoden angewendet, um Sturmböen als Funktion der Wiederkehrperiode aus einem Ensemble regionaler Klimamodelle und ihre zukünftige Änderung zu bestimmen. Dabei werden Ergebnisse der regionalen Modelle REMO (Läufe in Auftrag des Umweltbundesamts) und CCLM (Konsortialläufe und IMK-Läufe), die mit verschiedenen Realisierungen des globalen Modells ECHAM5 für die Emissionsszenarien A1B, B1 und A2 angetrieben werden, betrachtet. Die räumliche Auflösung der regionalen Modelle reicht dabei von 18 bis hin zu 7 km. Ein solcher Detaillierungsgrad, der eine Differenzierung der Windgeschwindigkeiten auf regionaler Ebene erlaubt, wurde bislang noch nicht berücksichtigt. Mit Methoden der Extremwertstatistik werden für jeden Gitterpunkt im Modellgebiet Böengeschwindigkeiten als Funktion der Wahrscheinlichkeit bzw. der Wiederkehrperioden bestimmt. Da Winterstürme synoptisch-skalige Wettersysteme mit einer charakteristischen Längenskala von 1000 km sind, wird in den Analysen sinnvollerweise nicht nur Baden-Württemberg, sondern ein größeres Gebiet betrachtet. Dieses schließt Deutschland sowie Teile der angrenzenden Nachbarländer mit ein.

In verschiedenen Arbeiten wurden auf der Grundlage von Beobachtungen und Reanalysedaten Änderungen in der Häufigkeit und Intensität von Tiefdrucksystemen oder hohen Windgeschwindigkeiten in der Vergangenheit untersucht. Die Ergebnisse und Schlussfolgerungen aus diesen Studien sind aber nicht konsistent, das heißt es konnten keine einheitlichen Trends über die letzten Jahrzehnte ermittelt werden. Die Gründe für die unterschiedlichen Bewertungen liegen einerseits in den angewendeten Methoden und den zugrundeliegenden Datensätzen, andererseits in der Inhomogenität von Beobachtungsdaten, die Trendanalysen extremer und damit selten auftretender Ereignisse erschweren. Beispielsweise fand Schinke (1993) durch Auszählung starker Tiefdruckgebiete in Bodengebieten einen erheblichen Anstieg der Sturmaktivität über dem Nordatlantik zwischen 1930 und 1950. Bis 1991 konnte er dagegen nur noch einen sehr schwachen Anstieg feststellen. Durch statistische Analysen von Luftdruckmessungen an verschiedenen Stationen in Großbritannien fand Alexander (2005) hingegen einen signifikanten Anstieg in der Anzahl von Winterstürmen nach 1950. Dieser Anstieg könnte jedoch auch durch die natürliche Va-

riabilität des Klimas erklärt werden. Barring und von Storch (2004) konnten aus homogenisierten Luftdruckmessungen an zwei Stationen in Stockholm und Lund keinen signifikanten Trend in der Häufigkeit von Stürmen über Nordeuropa feststellen. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte auch Miller (2003), der in Luftdruckdaten an mehreren europäischen Stationen eine hohe interdekadische Variabilität in der Häufigkeit schwerer Stürme seit 1953 fand, die von 1980 bis 1995 zudem einen Anstieg zeigten. In anderen Untersuchungen wurde ein positiver multidekadischer Trend zwischen etwa 1960 und 1995 gefunden, der mit einem positiven NAO (North Atlantic Oscillation) Index in Verbindung gebracht wird (z. B. Schmith et al. 1998; Jones et al. 1999; Alexandersson et al. 2000). Neben Luftdruckmessungen wurden auch Daten des Meeresspiegels (z. B. Bijl et al. 1998) oder Windmessungen aus Satellitenbeobachtungen (z. B. Monahan 2006) verwendet, deren Analyse ebenfalls keine signifikanten Trends in den vergangenen Jahrzehnten ergab. Trotz aller Schwierigkeiten bei der Auswertung von Beobachtungsdatensätzen konnte gezeigt werden, dass die Hauptzirkulationsmuster zwischen 1880 und 2003 annähernd stationär waren (Philipp et al. 2007).

Zahlreiche weitere Arbeiten über zeitliche Variabilitäten von Winterstürmen in den vergangenen Jahrzehnten basieren auf Reanalysen von NCAR/NCEP (National Center for Atmospheric Research / National Centers for Environmental Prediction) oder ERA-40 (Reanalysen des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECWMF). Auch hier sind die Ergebnisse bezüglich der Intensität und Stärke nordatlantischer Tiefdrucksysteme nicht eindeutig. Einige Autoren fanden in den Reanalysen einen negativen Trend (Sickmüller et al. 2000; Gulev et al. 2001; Raible et al. 2008), andere einen positiven (Paciorek et al. 2002; Bartholy et al. 2006; Schneidereit et al. 2007). Die unterschiedlichen Trends sind vor allem auf die Methoden der Tracking-Algorithmen als auch auf die unterschiedliche Wahl der Untersuchungsgebiete zurückzuführen (s. a. Wang et al. 2006; Della-Marta et al. 2009; Ulbrich et al. 2009). So ergibt sich Benestad und Chen (2006) als auch Trigo (2006) zufolge eine Zunahme ausgeprägter Tiefdrucksysteme im Norden, während über Mitteleuropa eine Abnahme zu beobachten ist. Übereinstimmend wird in den meisten Arbeiten von einer Verlagerung der Zugbahnen in nördliche Richtungen in den mittleren Breiten ausgegangen (Trigo 2006; Wang et al. 2006).

Die Abschätzung von zukünftig zu erwartenden Änderungen in der Häufigkeit und Stärke von Winterstürmen auf der synoptischen Skala basieren in der Regel auf globalen Klimamodellen mit einer horizontalen Auflösung zwischen 2° und 3°. Eine ausführliche Übersicht der vergangenen Arbeiten findet sich beispielsweise im Review von Ulbrich et al. (2009). Wie schon bei den Analysen von Beobachtungs- und Reanalysedaten sind auch hier die Ergebnisse für Europa nicht konsistent. Verschiedenen Autoren berichten über einen zukünftigen Anstieg in der Anzahl starker Winterstürme über dem Nordatlantik und Europa bei gleichzeitiger Abnahme insgesamt (z. B. Knippertz et al. 2000; Raible und Blender 2004; Bengtsson et al. 2006; Lambert und Fyfe 2006; Leckebusch et al. 2006a, Pinto et al. 2006; Pinto et al. 2007b). Dabei wurden das Geopotential, das Bodendruckfeld, der Meridionalwind oder die Änderungen des 98 % Perzentils der Windverteilung untersucht. Nach Knippertz et al. (2000) und Leckebusch und Ulbrich (2004) ist dieser Anstieg bedingt durch eine nordwärts Verlagerung der Zugbahnen, die mit der Verlagerung der baroklinen Zone zusammenfällt. Dagegen können Kharin und Zwiers (2000) und Pinto et al. (2009a) keinen Anstieg in der Häufigkeit schwerer Winterstürme bis 2100 feststellen, sondern im Gegenteil eine leichte Abnahme der schwächeren Zyklonen. Gillett et al. (2003, 2005) betonen, dass die zu erwartende Verstärkung der Westwinde über dem Nordatlantik in Einklang mit den anthropogenen Klimaänderungen in den letzten 50 Jahren ist. Insgesamt kommen

Ulbrich et al. (2009) zu dem Schluss, dass die Definition, wann ein Sturm als Extremereignis gilt und welche Parameter dafür untersucht werden, das Resultat der Analyse maßgeblich beeinflusst. Eine jüngst veröffentlichte Untersuchung von Della-Marta und Pinto (2009) zeigt dass über Nord- und Mitteleuropa bis 2100 keine signifikante Änderungen im Kerndruck und der maximalen Vorticity zu beobachten sind. Im Bereich Britische Inseln/ Nordsee/Westeuropa hingegen fanden sie bis zum Jahr 2040 eine signifikante Zunahme der maximalen Vorticity, die für Europa ein erhöhtes Sturmrisiko implizieren könnte.

Die grobe Auflösung der globalen Klimamodelle erlaubt es jedoch nicht, Aussagen über die Windgeschwindigkeit bzw. deren Änderungen auf regionaler und lokaler Skala abzuleiten. Diese Skala ist jedoch von höchster Relevanz für mögliche Anpassungsstrategien an den Klimawandel. Das bodennahe Windfeld wird dabei durch orografische Hindernisse (Smith 1979), durch die Geländerauigkeit aufgrund der Landnutzung (Wieringa 1993) und durch die Stabilität in der Grenzschicht (Brasseur 2001) modifiziert. Schadenrelevant sind außerdem die kurzzeitigen Fluktuationen des Windes im Bereich weniger Sekunden, die als Böen bezeichnet werden. Um lokale Felder der Böengeschwindigkeit erfassen zu können, werden regionalen Klimamodellen (RCM) mit einer horizontalen Auflösung bis hin zu wenigen Kilometern verwendet. Diese Ausschnittmodelle, die aufgrund ihrer sehr hohen Rechnerressourcen nur ein begrenztes Gebiet umfassen, werden an den seitlichen Rändern von einem globalen Klimamodell angetrieben. In mehreren sogenannten Big-Brother Experimenten (Denis et al. 2002) wurde gezeigt, dass diese Ausschnittmodelle prinzipiell in der Lage sind, lokalskalige Strukturen des Klimas zu simulieren, auch wenn diese nicht durch das antreibende Modell vorgegeben werden. Diaconescu et al. (2007) zeigten für ein solches setup, dass Fehler und Unzulänglichkeiten des globalen Modells auf das regionale Modell zurückwirken, so dass also die großräumigen Bedingungen die lokalskaligen dominieren. Extreme Winterstürme, die nicht bereits durch das globale Modell beschrieben werden, können sich also nicht voll im regionalen Modell entwickeln. Es kann also nicht erwartet werden, dass kleinräumige Sturmsysteme wie beispielsweise Orkan Lothar (1999) durch die hierarchische Modellkette abgebildet werden (Ulbrich et al. 2001). Die meisten Arbeiten auf der Grundlage regionaler Klimamodelle zeigen einen Anstieg der extremen Windgeschwindigkeiten über Europa am Ende des 21. Jahrhunderts im Vergleich zum heutigen Klima (z. B. Fink et al. 2009). Lionello et al. (2008) beschreiben für diesen Zeitraum außerdem einen Anstieg der mittleren Intensität der Sturmzugbahnen über dem Nordostatlantik und dem östlichen Mittelmeer. Ähnlich wie bei den globalen Modellen wurde von Semmler et al. (2008) für den Zeitraum von 2071-2100 ein Anstieg in der Anzahl schwerer bei gleichzeitiger Abnahme schwacher Winterstürmen gefunden. Bei einem Vergleich verschiedener regionaler Klimamodelle ergab sich nach Walter et al. (2006) für die Periode 2071-2099 eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten im Ostseeraum um 1 ms^{-1} bei gleichzeitiger Abnahme im ähnlichen Bereich über dem Mittelmeerraum.

Die einzelnen Projektionen der RCMs sind mit verschiedenen Unsicherheiten behaftet. Das antreibende globale Klimamodell, das dabei zugrunde liegende Emissionsszenario sowie die Modellphysik wirken sich teilweise erheblich auf die Simulationsergebnisse aus (IPCC 2007; Pinto et al. 2007a; Raible et al. 2008; Ulbrich et al. 2009). Aus diesem Grund darf ein einzelner Modelllauf nur als eine Realisierung unter einer Vielzahl weiterer möglicher Realisierungen betrachtet werden. Bei Berücksichtigung verschiedener Modelle und Szenarien in einem Ensemble ist es möglich, die nicht vermeidbaren Unsicherheiten der Modellergebnisse abzuschätzen und zu quantifizieren. Ein solcher Ansatz wurde auch im EU-Projekt PRUDENCE (Prediction of Regi-

onal scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects) für verschiedene Klimaextreme verfolgt (Beniston et al. 2007). Im Fall extremer Windgeschwindigkeiten ergab sich danach generell über Europa zwischen 45° N und 55° N eine Zunahme mit Ausnahme des Bereichs der Alpen und südlich davon. Mit einer statistischen Signifikanz von 95 % ist eine Zunahme von Sturmfluten an der Nordseeküste zu erwarten (Woth et al. 2006). Laut Rockel und Woth (2007) gehen diese Änderungen mit einer Reduktion des mittleren reduzierten Luftdrucks einher, die zu einer steigenden Anzahl von Stürmen über der Nordsee und ebenso zu einer steigenden Anzahl von Sturmspitzen um bis zu 20 % führt.

2 Datensätze

Die Basis der statistischen Analysen bilden verschiedene Simulationsläufe der regionalen Klimamodelle REMO (Regionales Modell) und CCLM (COSMO Lokales Modell im Klimamode), die vom globalen Modell ECHAM5 des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg (MPI-M) angetrieben wurden. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über Deutschland und Teile Mitteleuropas (45,5-55,5° N; 5-17° O). Änderung in der Sturmaktivität werden als relative Änderungen der Windgeschwindigkeit zwischen einem Kontrollzeitraum C20 (1971-2000) und einem Projektionszeitraum PRO (2021-2050) ausgedrückt. Da synoptischskalige Stürme in Mitteleuropa ausschließlich im Winter auftreten, wurden nur die Monate von Oktober bis März betrachtet. Für die Evaluierung der Modelldaten werden eine Sturmgefährdungskarte sowie Beobachtungsdaten an synoptischen Wetterstationen verwendet.

In den Untersuchungen werden die drei IPCC Emissionsszenarien (SRES) A1B, A2 und B1 verwendet, in denen unterschiedliche Entwicklungen für das 21. Jahrhundert in den Bereichen Bevölkerungswachstum, ökonomische und soziale Entwicklung, technologische Veränderungen, Ressourcen-Verbrauch und Umweltmanagement berücksichtigt sind (Nakicenovic 2000). Das A1B Szenario geht von einem starken Wirtschaftswachstum und einer Mitte des 21. Jahrhunderts kulminierenden und danach rückläufigen Weltbevölkerung sowie rascher Einführung neuer und effizienterer Technologien aus. Das A2 Szenario beschreibt eine vorwiegend regional orientierte wirtschaftliche Entwicklung mit einer stetigen Zunahme der Bevölkerung. Im B1 Szenario hingegen werden Lösungen für eine wirtschaftliche, soziale und umweltgerechte Nachhaltigkeit angestrebt und saubere und ressourcen-effiziente Technologien rasch eingeführt. Die für das Jahr erwarteten CO₂ Konzentrationen liegen bei 522 ppm (A1B und A2) bzw. 482 ppm (B1) und sind damit für den betrachteten Zukunftszeitraum ähnlich.

2.1 Globales Klimamodell ECHAM5

Das gekoppelte Atmosphären-Ozean Modell ECHAM5/MPI-OM (Marsland et al. 2003) ist ein spektrales globales Klimamodell mit einer horizontalen Auflösung von T63, was einer räumlichen Auflösung von 1,87° (≈ 200 km) entspricht. Verfügbar sind drei verschiedene Realisierung, die sich durch um 15 Jahre veränderte Anfangsbedingungen voneinander unterscheiden. Alle hier betrachteten RCMs wurden mit ECHAM5 angetrieben.

2.2 Regionales Klimamodell REMO

Das hydrostatische regionale Klimamodell REMO des MPI-M basiert auf dem früheren Europamodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD; Majewski 1991). Die in diesem Projekt verwendeten Läufe wurden vom Umweltbundesamt beim MPI-M in Auftrag gegeben und haben eine räumliche Auflösung von $0,088^\circ$ (~ 10 km) (Jacob et al. 2008). Die Böengeschwindigkeiten in REMO werden aus der turbulenten kinetischen Energie in der Prandtl-Schicht parametrisiert. Ein Überblick über alle Simulationen ist in Tabelle 1 zu finden.

Tab. 1: Übersicht der regionalen Klimamodelle und der verwendeten Läufe.

	REMO	CCLM-KL	CCLM-IMK
Modellversion	REMO 5.8	CLM 2.4.11	COSMO-CLM 4.2
Antrieb	ECHAM5 Lauf 1	ECHAM5 Lauf 1, 2	ECHAM5 Lauf 1, 3
Emissionsszenario	A1B, B1, A2	A1B, B1	A1B
horizontale Auflösung	$0,088^\circ \sim 10$ km	$0,167^\circ \sim 18$ km	$0,065^\circ \sim 7$ km
Anzahl vertikale Schichten	27	32	40
ausgewertetes Modellgebiet	$45,5^\circ$ N – $55,5^\circ$ N 5° O – 17° O	$45,5^\circ$ N – $55,5^\circ$ N 5° O – 17° O	$47,5^\circ$ N – 52° N 6° O – 13° O
Simulationszeiträume	1971-2000 (C20) 2021-2050 (PRO)	1971-2000 (C20) 2021-2050 (PRO)	1971-2000 (C20) 2021-2040 (PRO)

Zusätzlich wurden für den C20-Zeitraum auch CCLM Läufe verwendet, die mit ERA-40 Reanalysedaten des Europäischen Zentrums für Mittelfristvorhersage (EZMW) angetrieben wurden. Im Gegensatz zu Klimarechnungen sind in diesen Reanalysen alle realen Sturmereignisse der Vergangenheit enthalten, so dass die Daten direkt mit Beobachtungen verglichen werden können.

2.3 Regionales Klimamodell CCLM

Das Modell CCLM ist die Klimaversion des nicht-hydrostatischen und beim DWD operationell eingesetzten Wettervorhersagemodells COSMO (Rockel et al. 2008). Turbulente Böen werden aus dem Widerstandsbeiwert für den Impuls und der absoluten Windgeschwindigkeit auf der untersten Modellhöhe parametrisiert. Konvektive Böen dagegen werden aus der Windgeschwindigkeit, die mit dem konvektiven Abwind von höheren zu tieferen Schichten transportiert wird, abgeleitet. Verwendet wurden im Projekt zwei verschiedene CCLM Läufe. Die sogenannten Konsortialläufe (CCLM-KL) mit einer horizontalen Auflösung von $0,167^\circ$ (~ 18 km) liegen für die ersten beiden ECHAM5 Realisierungen mit den Emissionsszenarien A1B und B1 vor (Hollweg et al. 2008). Die Böengeschwindigkeiten der Konsortialläufe konnten allerdings nicht verwendet werden, da im konvektiven Fall ein oberer Schwellenwert von 30 ms^{-1} eingeführt wurde. Daher wurden die Böen nachträglich aus der mittleren Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe in Abhängigkeit von der Rauigkeitslänge berechnet (Kunz et al. 2010a). Die Umrechnung erfolgte durch Multiplikation der mittleren Windgeschwindigkeiten mit einem dimensionslosen Böenfaktor, der ausschließlich Landnutzungseigenschaften berücksichtigt. Dieses Vorgehen wurde schon erfolgreich bei der CEDIM Windgefährdungskarte angewendet (siehe nächster Abschnitt). Weiterhin verwendet wurden CCLM Läufe, die im Rahmen der Projekte PArK und ReSiPrec am

IMK gerechnet wurden (CCLM-IMK). In diesen Simulationen mit einer Auflösung von $0,065^\circ$ (≈ 7 km) konnten direkt die Böen aus dem Modell verwendet werden. Weitere Details zu den Simulationen finden sich in Tabelle 1.

2.4 Beobachtungen an SYNOP-Stationen

Für einen direkten, quantitativen Vergleich der Modelldaten mit Beobachtungen werden stündliche Windmessungen an meteorologischen Stationen des DWD verwendet. Alle Stationsdaten wurden soweit notwendig und möglich homogenisiert und fehlerbereinigt (Hofherr und Kunz 2010). Es werden nur Stationen in die Auswertung mit einbezogen, die mehr als 20 Jahre kontinuierlich in Betrieb waren; insgesamt sind dies 150 Stationen, die mehr oder weniger gleichmäßig über Deutschland verteilt sind (Abb. 1). Die Höhenverteilung der Stationen entspricht annähernd der Orografieverteilung der RCMs, so dass ein direkter Vergleich möglich ist.

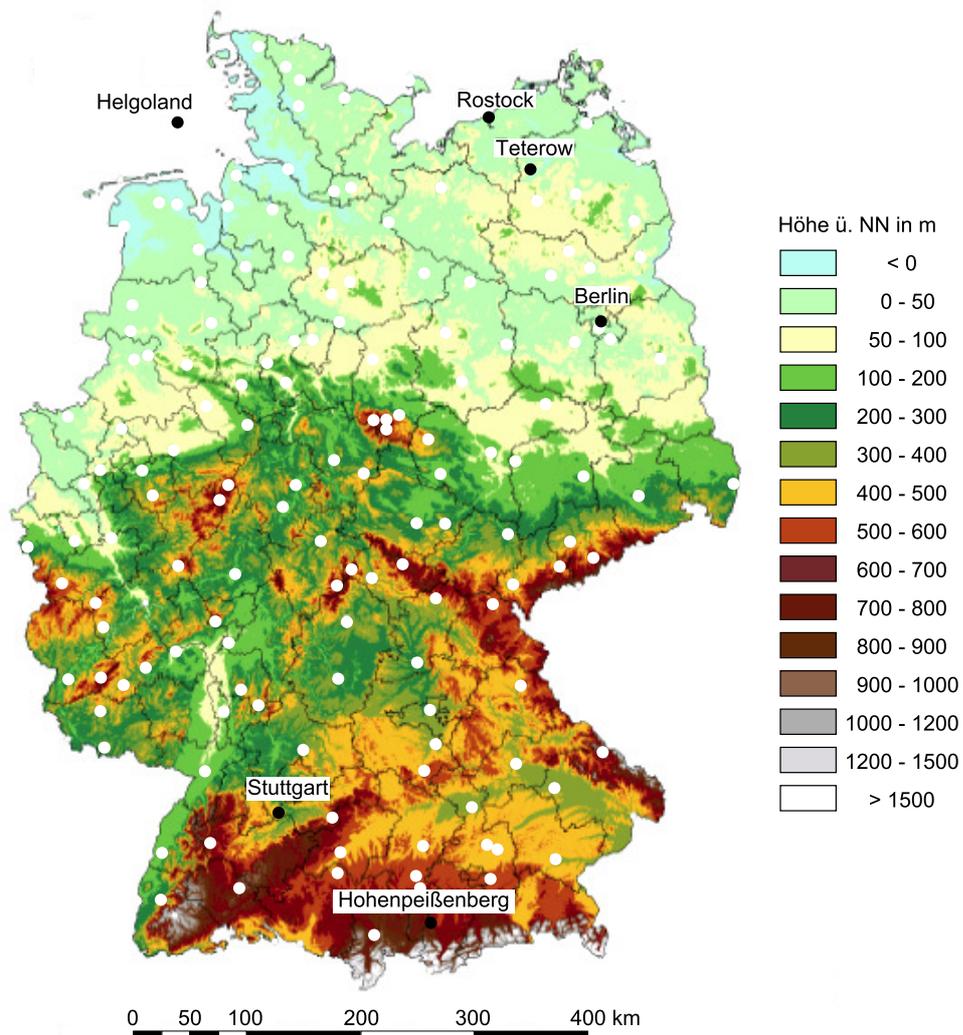


Abb. 1: Orografie von Deutschland in einer Auflösung von $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ mit meteorologischen Bodenstationen (Kreise).

2.5 CEDIM Sturmgefährdungskarte

Für eine flächendeckende Evaluierung der Ergebnisse aus den RCMs wurde die Sturmgefährdungskarte des Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology (CEDIM) herangezogen. Diese liefert maximale Böengeschwindigkeiten durch Winterstürme für bestimmte Wiederkehrperioden in einer sehr hohen räumlichen Auflösung von 1 km x 1 km (Heneka et al. 2006, Hofherr und Kunz 2010). Die CEDIM Sturmgefährdungskarte basiert auf der numerischen Modellierung (Modell KAMM) der stärksten Sturmereignisse im Zeitraum 1971-2000. Durch Multiplikation der simulierten mittleren Windfelder mit einem konstanten Böenfaktor wurden Böengeschwindigkeiten individuell für jeden Gitterpunkt in Abhängigkeit von Landnutzungsdaten abgeleitet. Dieses Vorgehen wurde auch bei den CCLM-KL angewendet. Mittels Nudging Technik wurden schließlich die simulierten Windfelder an Beobachtungsdaten herangezogen. Böengeschwindigkeiten als Funktion der Wiederkehrperiode wurden schließlich durch Anwendung extremwertstatistischer Methoden (Gumbel-Verteilung) bestimmt. Insgesamt sind die Böengeschwindigkeiten der CEDIM Sturmgefährdungskarte in guter Übereinstimmung mit Beobachtungsdaten, wenn auch die Absolutwerte vor allem über den Bergen unterschätzt werden.

3 Methoden

Extremwerte können prinzipiell durch zwei verschiedene Verfahren der Extremwertstatistik beschrieben werden: durch die klassische generalisierte Extremwertverteilung (GEV), die auf jährlichen Maximalwerten beruht (Fisher und Tippett 1928), und die Schwellwertüberschreitung (peaks over threshold, POT), bei der alle Ereignisse oberhalb eines definierten Schwellwerts in die Stichprobe einfließen. Diese werden in der Regel durch die generalisierte Paretoverteilung (GPD) statistisch modelliert (Coles 2001; Palutikof et al. 1999). Bei einem begrenzten Beobachtungszeitraum von beispielsweise 30 Jahren kann bei Verwendung der POT/GPD Methode ein größerer Stichprobenumfang im Vergleich zur GEV genutzt werden. Dadurch reduziert sich im Allgemeinen die statistische Unsicherheit (Brabson und Palutikof 2000), so dass dieser Methode hier der Vorzug gegeben wird. Die Starkwindgefährdung wird aus Zeitreihen der Böengeschwindigkeiten unabhängig für jeden Gitterpunkt analysiert. Dabei werden nur die stärksten Ereignisse der relevanten Zeiträume in die Analyse einbezogen und durch extremwertstatistische Ansätze modelliert.

3.1 Extremwertstatistik

Maximale Böengeschwindigkeiten für verschiedene Wiederkehrperioden werden aus den jeweils 100 stärksten Ereignissen mit Methoden der Extremwertstatistik bestimmt. Um die geforderte statistische Unabhängigkeit der Ereignisse zu gewährleisten, wird ein zeitlicher Mindestabstand von 48 h (Stundenwerte) bzw. 3 Tagen (Tageswerte) berücksichtigt (Palutikof et al. 1999). Anschließend wird eine geeignete statistische Verteilungsfunktion an die Stichprobe angepasst.

In umfangreichen Vorstudien hat sich gezeigt, dass die generalisierte Pareto-Verteilung (GPD) die beste Beschreibung für die statistische Verteilung der Böengeschwindigkeiten oberhalb eines Schwellwertes ξ liefert. Die neben der GPD noch in Fragen kommende Gamma- oder Exponentialfunktion zeigen jeweils eine wesentlich größere Streuung der Werte beim Vergleich der Sturm-

ereignisse mit den Werten aus der Verteilungsfunktion (Kunz et al. 2010a). Die kumulative Verteilungsfunktion der GPD ist definiert durch

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

mit x als Zufallsvariable. Der Formparameter k beschreibt die Breite, der Skalenparameter α die Steigung der Verteilung. Die Windgeschwindigkeit X_T als Funktion der Wiederkehrperiode T (return period RP) berechnet sich dann aus

$$X_T = \zeta + \frac{\alpha}{k} \left[1 - (\lambda T)^{-k} \right] \quad (2)$$

Die beiden freien Parameter der GPD, k und α , können mit Hilfe verschiedener Schätzmethoden bestimmt werden (Methode der maximalen Wahrscheinlichkeit, Momenten-Methode, L-Momenten-Methode und wahrscheinlichkeitsgewichtete Momenten-Methode; Hosking und Wallis 1987; Hosking 1990). In verschiedenen Sensitivitätsanalysen zeigte sich die Methode der maximalen Wahrscheinlichkeit (Maximum Likelihood ML) am meisten robust gegenüber geringen Änderungen des Stichprobenumfangs. Außerdem liefert diese Methode an den meisten Gitterpunkten im Untersuchungsgebiet positive Werte für den Formparameter k , was ein asymptotisches Verhalten der GPD gewährleistet. Bei der ML werden in einem iterativen Verfahren die Parameter k und α so bestimmt, dass die Wahrscheinlichkeitsfunktion $L(k, \alpha = \prod f / (k, \alpha, x_i)$ mit f als Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion maximal wird. Bei allen folgenden Auswertungen wird die GPD in Kombination mit einem ML Schätzer auf die Ergebnisse der RCM angewendet.

Erwartete Änderungen der Wind- bzw. Böengeschwindigkeit aus den Modellen werden als relative Änderungen zwischen PRO und C20 angegeben:

$$\Delta v = \frac{v_{PRO} - v_{C20}}{v_{C20}} \cdot 100\% \quad (3)$$

Bei den meisten der nachfolgenden Auswertungen werden Windgeschwindigkeiten und deren Änderungen für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren betrachtet. Da das statistische Modell mit Unsicherheiten behaftet ist, die insbesondere aus der Streuung der Daten um die Verteilungsfunktion resultieren, wurden zwei verschiedene Signifikanztests angewendet. Mit dem nichtparametrischen Wilcoxon-Rangsummentest, auch Mann-Whitney-U-Test genannt, wird getestet, ob zwei unabhängige Stichproben die gleiche Verteilung zugrunde liegt. Damit kann direkt überprüft werden, ob sich zwei Stichproben aus unterschiedlichen Zeiträumen überhaupt signifikant voneinander unterscheiden. In dieser Studie wurde der zweiseitige Wilcoxon Rangsummentest verwendet um zu testen, ob die Mediane der 100 stärksten Ereignisse in C20 und PRO auf dem Signifikanzniveau von 90 % verschieden sind. Sind signifikante Unterschiede festzustellen, ist eine Änderung in der Böengeschwindigkeit plausibel.

Konfidenzintervalle der Verteilungsfunktion auf dem 90 % Signifikanzniveau werden mit Hilfe der parameterfreien Bootstrap Methode bestimmt (z. B. Efron und Tibshirani 1993; Wilks 1995). Diese Methode beruht auf beliebigen Rekombinationen (hier: 1000-fache Wiederholung) der ursprünglichen Stichprobe durch zufälliges Ziehen und Ersetzen einzelner Werte. Dabei wird jedes

Mal die Verteilungsfunktion neu bestimmt. Wenn sich die Konfidenzintervalle zwischen den beiden Zeiträumen C20 und PRO nicht überschneiden, ist die Änderung signifikant. Diese Methode wird beispielsweise auch von Kharin und Zwiers (2000) und Frei et al. (2006) angewendet.

3.2 Ensembleanalysen

Gemeinsame räumliche Muster des Klimaänderungssignals aus den betrachteten RCM Läufen werden mittels eines Mini-Ensembles untersucht. Aufgrund der unterschiedlichen horizontalen Auflösung der Modelle (vgl. Tab. 1) müssen die Daten auf ein gemeinsames Gitter projiziert werden. Dazu wird jedes Modellergebnis auf das feinste Gitter (REMO bzw. CCLM-IMK) mit der Methode des "nearest neighbour" projiziert. Eine räumliche Glättung wird durch Mittelung der benachbarten Gitterpunkte durchgeführt. Um eine Überinterpretation der Ergebnisse zu vermeiden, werden diese auf dem größten Gitter (CCLM-KL) dargestellt.

3.3 Sturmindex

Zusätzlich zu den gitterpunktbasierten Analysen der Böengeschwindigkeiten wird die räumliche Ausdehnung der Windfelder durch einen sogenannten Sturmindex berücksichtigt (Della-Marta et al. 2009). Dabei werden verschiedene Perzentile der Verteilungsfunktion über das gesamte Untersuchungsgebiet integriert. Ausführliche Testrechnungen für die stärksten Sturmereignisse der vergangenen 30 Jahre in Baden-Württemberg, die der Arbeit von Hofherr und Kunz (2010) entnommen wurden, ergaben die besten Ergebnisse für den Index SI, der verschiedene Perzentile der Verteilungsfunktion berücksichtigt:

$$SI = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{v(i) - q95(i)}{q99(i) - q95(i)} \quad (4)$$

$$\text{mit } a = \begin{cases} 1: v(i) - q95(i) > 0 \\ 0: \text{sonst.} \end{cases}$$

Dabei sind $v(i)$ die Böengeschwindigkeiten an den N Gitterpunkten und $q95$ bzw. $q99$ das 95 % bzw. 99 % Perzentil der Verteilungsfunktion. Dieser Index berücksichtigt neben der Überschreitung eines Schwellwerts auch die Form der Verteilung im Extremwertbereich durch die Normierung mit der Differenz zwischen 99 % und 95 % Perzentil.

4 Evaluierung der Modellergebnisse

Eine realistische und genau Wiedergabe der Klimatologie extremer Windgeschwindigkeiten aus regionalen Klimamodellen ist durch verschiedene Bedingungen nur eingeschränkt möglich. Ein Klimamodell sollte in der Lage sein, die synoptischen Wettersysteme in ihrer Statistik hinreichend genau wiederzugeben. Da es aber nicht mit realen Wetterdaten angetrieben wird, kann nicht unmittelbar davon ausgegangen werden, dass im Beobachtungszeitraum zufällig aufgetretene Extremereignisse in ihrer Intensität und räumlichen Ausdehnung auch im Klimamodell enthalten sind. Ziel der Evaluierung ist es daher, sowohl Differenzen der Modelle und Beobachtungen zu quantifizieren als auch Unterschiede und Charakteristika der verwendeten Regionalmodelle REMO und CCLM zu identifizieren.

4.1 Räumliche Verteilung der Böengeschwindigkeiten

Die Böengeschwindigkeiten in C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren (Abb. 2) zeigen erhebliche räumliche Variabilitäten, die aus der Überlagerung von atmosphärischen Störungen auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen resultieren. Auf der großräumigen Skala ist das Windfeld vor allem durch die Häufigkeit und Intensität der Tiefdrucksysteme bestimmt, die sowohl in Nord-Süd als auch in West-Ost-Richtung abnehmen. Auf der lokalen Skala wird das bodennahe Windfeld vor allem durch Unterschiede in der Rauigkeitslänge und durch orografische Hindernisse bestimmt. Dementsprechend finden sich die höchsten Windgeschwindigkeiten sowohl im Küstenbereich der Nordsee als auch über Gebirgen, solange diese von den Modellen aufgelöst werden können. Die geringsten Geschwindigkeiten hingegen finden sich im Nordosten und in breiteren Tälern wie beispielsweise dem Rheintal.

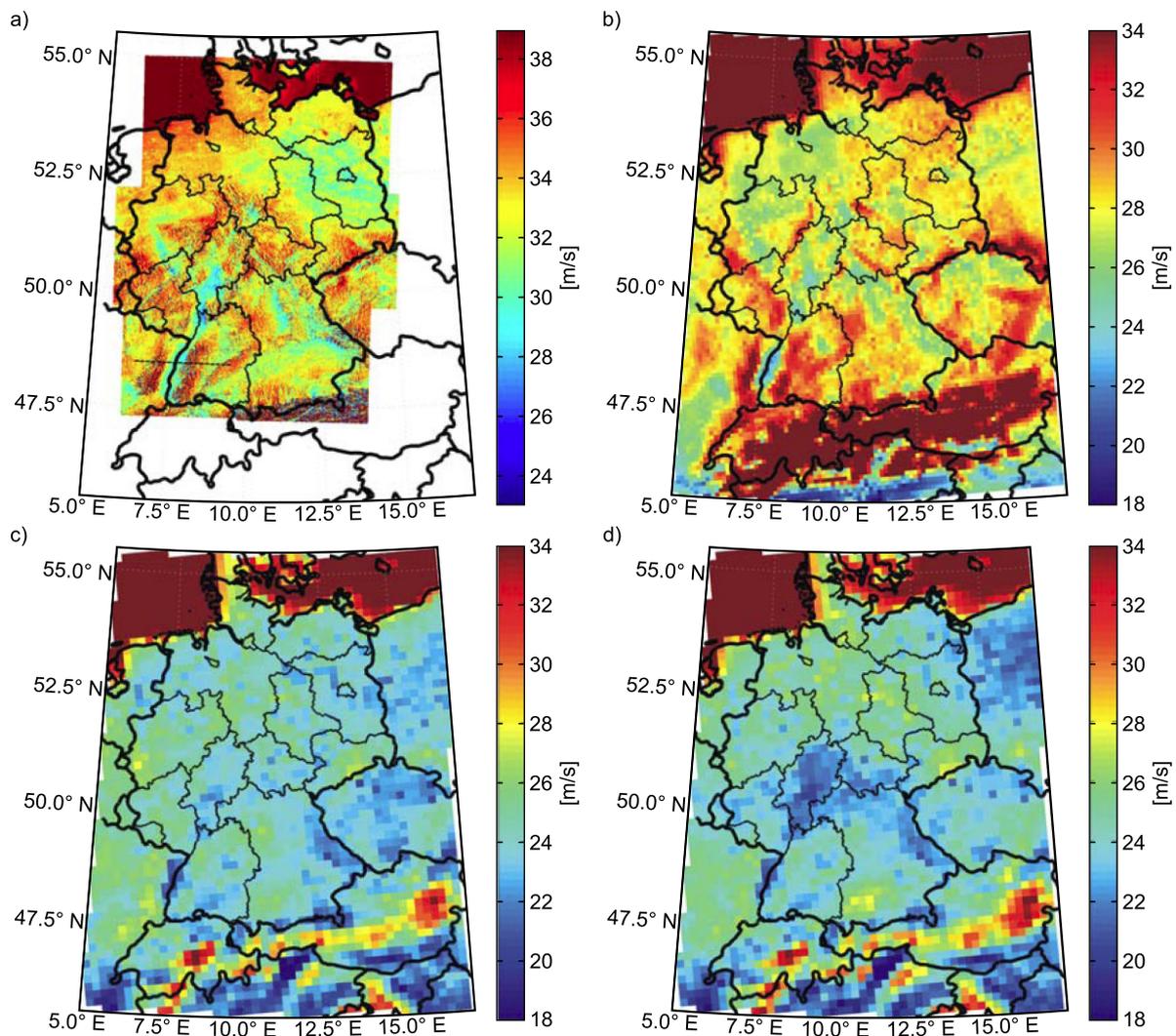


Abb. 2: Maximale Böengeschwindigkeit für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren nach der CEDIM Sturmgefährdungskarte (a), REMO (b), CCLM-KL1 (c) und CCLM-KL2 (d) in C20 (Unterschiedliche Farbskalen!).

Insgesamt zeigen die verschiedenen Modellläufe erhebliche Unterschiede sowohl in der räumlichen Struktur wie auch in der Magnitude der Böengeschwindigkeiten. Auf dem 1 km Modell-

gitter der CEDIM Gefährdungskarte ist die Windgeschwindigkeit vor allem durch die Orografie bestimmt (Abb. 2a). Im Bereich des Südschwarzwalds beispielsweise werden Geschwindigkeiten zwischen 27 und 54 ms^{-1} erreicht. Im Gegensatz dazu zeigen beide RCMs erheblich niedrigere Geschwindigkeiten bei stark verminderter räumlicher Variabilität. Auch wenn REMO ebenfalls die Magnitude der Geschwindigkeit erheblich unterschätzt (Abb. 2b), wird hier die Zunahme der Böen über den Gebirgen annähernd realistisch wiedergegeben, zumindest im Vergleich zu den CEDIM Ergebnissen. Die beiden Konsortialläufe CCLM-KL (Abb. 2c und 2d) hingegen sind nicht in der Lage, auch nur annähernd die Zunahme der Geschwindigkeit über den Berggipfeln wiederzugeben. Außerdem wird hier die Windgeschwindigkeit nochmals weiter unterschätzt.

Sicherlich ein Grund für die Unterschätzung ist die geringere Auflösung des CCLM-KL mit 18 km gegenüber 10 km von REMO. Dies kann aber nicht die Differenzen über dem relativ homogenen und flachen Gelände in Norddeutschland hinreichend erklären. Wie der Geländeschnitt in West-Ost Richtung der Abbildung 3a verdeutlicht (Lage in Abb. 2a eingezeichnet), zeigen sich dort keine ausgeprägten Unterschiede in der Geländehöhe zwischen REMO und CCLM-KL. Während die Geschwindigkeit (oberer Teil der Abb. 3a) in REMO annähernd der Geländehöhe folgt und von 22,9 ms^{-1} im Rheintal auf 31,7 ms^{-1} über dem Schwarzwald ansteigt, beträgt die Zunahme bei beiden CCLM-KL lediglich rund 20 %. Auch in den verschiedenen Realisierungen des CCLM-KL (Abb. 2c und 2d) zeigen sich nur geringe Differenzen. Lediglich in der Mitte Deutschlands sind die Böen in CCLM-KL2 etwas geringer gegenüber -KL1. Dagegen sind sowohl die räumlichen Muster als auch die absoluten Werte über Nord- und Süddeutschlands sowie über den Alpen sehr ähnlich.

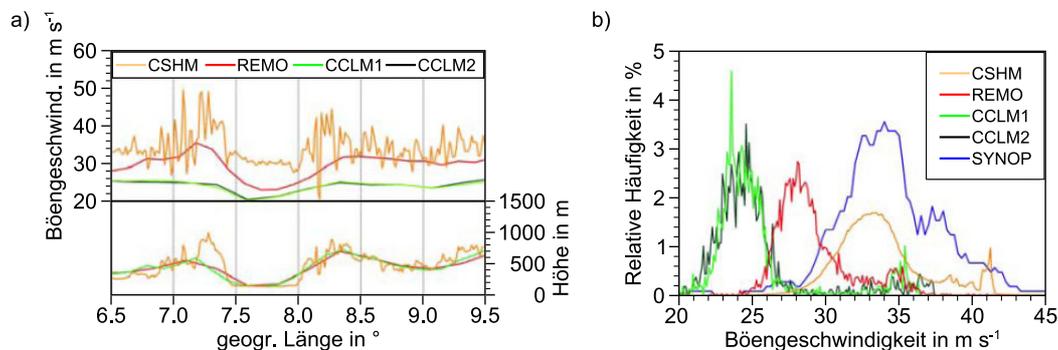


Abb. 3: Geländeschnitt in West-Ost Richtung in einer geogr. Breite von $48,2^{\circ}\text{N}$ mit Böengeschwindigkeit (links, oberer Teil) und Orografie (links, unterer Teil); Histogramm der Böengeschwindigkeit und für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren in C20 (rechts).

Die unterschiedliche Verteilungsfunktion der Böengeschwindigkeiten wird in einem Histogramm nochmals verdeutlicht (Abb. 3b). Alle Modelle zeigen eine ähnlich Verteilungsfunktion mit einem zweiten Maximum bei hohen Geschwindigkeiten, die aus der Geschwindigkeitszunahme über dem Meer und, je nach Gitterauflösung, über den Gebirgen resultiert. Im Vergleich zu den Beobachtungen (Median = 34,2 ms^{-1}) und der CEDIM Sturmgefährdungskarte (Median = 33,4 ms^{-1}) sind die Böen in REMO und CCLM um 4,2 bzw. 8,4 ms^{-1} geringer, was einer relativen Differenz von 12,4 % bzw. 25,8 % entspricht. Interessanterweise sind die Hauptbereiche der Histogramme von REMO und CCLM-KL1 relativ zueinander verschoben, während ihr zweites Maximum annähernd die gleichen Werte von 35 ms^{-1} zeigt. Dies weist auf einen im Mittel linearen Zusammenhang zwischen den beiden Datensätzen hin. Es kann daher angenommen werden, dass die

verwendete Böenparametrisierung in CCLM-KL ein Grund für den negativen Bias der Ergebnisse ist. In beiden Modellen zeigen sich die höchsten Geschwindigkeiten über der Nord- und Ostsee (Abb. 2), wo die räumliche Auflösung keinen sonderlich großen Einfluss auf die Böengeschwindigkeit hat. Da die beiden Modellläufe von dem gleichen ECHAM5-Lauf angetrieben wurden, liefert dies ein Hinweis darauf, dass das Globalmodell einen entscheidenden Einfluss auf die Ergebnisse hat, solange das Gelände homogen ist. Über komplexem Gelände hingegen ist das RCM in zunehmendem Maße entscheidend. Dies gilt allerdings nur für absolute Geschwindigkeiten und nicht für relative Differenzen zwischen zwei Perioden (siehe Kap. 5).

4.2 Böengeschwindigkeiten an Stationsstandorten

Im nächsten Schritt werden Böengeschwindigkeiten an einzelnen SYNOP-Stationen mit den am nächsten davon entfernten Gitterpunkten der RCMs verglichen. Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Beobachtungen als Punktmessungen stark von den jeweiligen Umgebungsbedingungen modifiziert und daher in ihrer Repräsentativität eingeschränkt sein können. Modelldaten dagegen geben die Bedingungen auf der Skala der Gittergröße ($>100 \text{ km}^2$) wieder. Die in Abbildung 4 dargestellten Stationen Helgoland und Rostock weisen aufgrund ihrer starken Exposition zu nordatlantischen Tiefdruckgebieten die höchsten Geschwindigkeiten auf. In den Stationsdaten von Teterow, Berlin und Stuttgart zeigt sich sowohl ein West-Ost als auch Nord-Süd Gradient der Geschwindigkeit aufgrund der Abnahme der Intensität und Dichte von Winterstürmen. Schließlich repräsentiert die Station Hohenpeißenberg einen typischen Mittelgebirgsstandort.

An allen Stationen werden die gemessenen Böengeschwindigkeiten von allen RCMs erheblich unterschätzt. Vor allem die beiden CCLM-KL weisen außer an der Station Helgoland den größten Bias auf. Insgesamt zeigt diese Station die geringsten Abweichungen der RCMs gegenüber den Beobachtungen, während an der Bergstation Hohenpeißenbergs die größten Diskrepanzen auftreten. Dabei muss aber berücksichtigt werden, dass die zu der Station am nächsten gelegenen Gitterpunkte eine Entfernung von mehreren Kilometern und aufgrund der Steilheit des Geländes eine erheblich niedrigere Geländehöhe aufweisen. In allen Fällen ist der Verlauf der Gefährdungskurven ähnlich hinsichtlich ihrer Steigung und dem asymptotischen Verhalten für hohe RPs.

Die kumulative Wahrscheinlichkeit der einzelnen Datenpunkte wurde nach Brabson und Palutikof (2000) aus der Funktion

$$F_i = \frac{x_i - 0,44}{n + 0,12} \quad (5)$$

mit $x_i \geq \dots \geq x_n$ als der Größe nach geordneten Stichprobenwerten bestimmt. Die einzelnen Datenpunkte der beobachteten Ereignisse in Abbildung 4 zeigen eine starke Häufung der Werte im niedrigeren Geschwindigkeitsbereich. Dagegen finden sich verhältnismäßig wenige Ereignisse bei hohen Geschwindigkeiten. Unterteilt man beispielsweise die Stichprobe der Station Stuttgart in zwei gleich große Teilintervalle ($\Delta v = 9 \text{ ms}^{-1}$), befinden sich lediglich 6 Ereignisse im oberen Teilintervall ($29\text{-}38 \text{ ms}^{-1}$). Diese asymmetrische Verteilung, die aus der Schiefe der Verteilungsfunktion resultiert, ist eine wesentliche Charakteristik von Extremereignissen und wird mehr oder weniger gut von allen RCMs wiedergegeben. Daraus kann gefolgert werden, dass die betrachteten RCMs prinzipiell in der Lage sind, realistische Tails der Verteilungsfunktion zu reproduzieren.

Durch die Streuung der Stichprobenwerte um die Verteilungsfunktion nimmt die statistische Unsicherheit mit der Wiederkehrperiode zu, wie auch der Verlauf der Konfidenzintervalle (90 % Signifikanz) in Abbildung 4 bestätigt. Für Wiederkehrperioden im Bereich des Beobachtungszeitraums (30 Jahre) beträgt die Unsicherheit weniger als 20 % und liegt damit im Bereich der Modellunsicherheit.

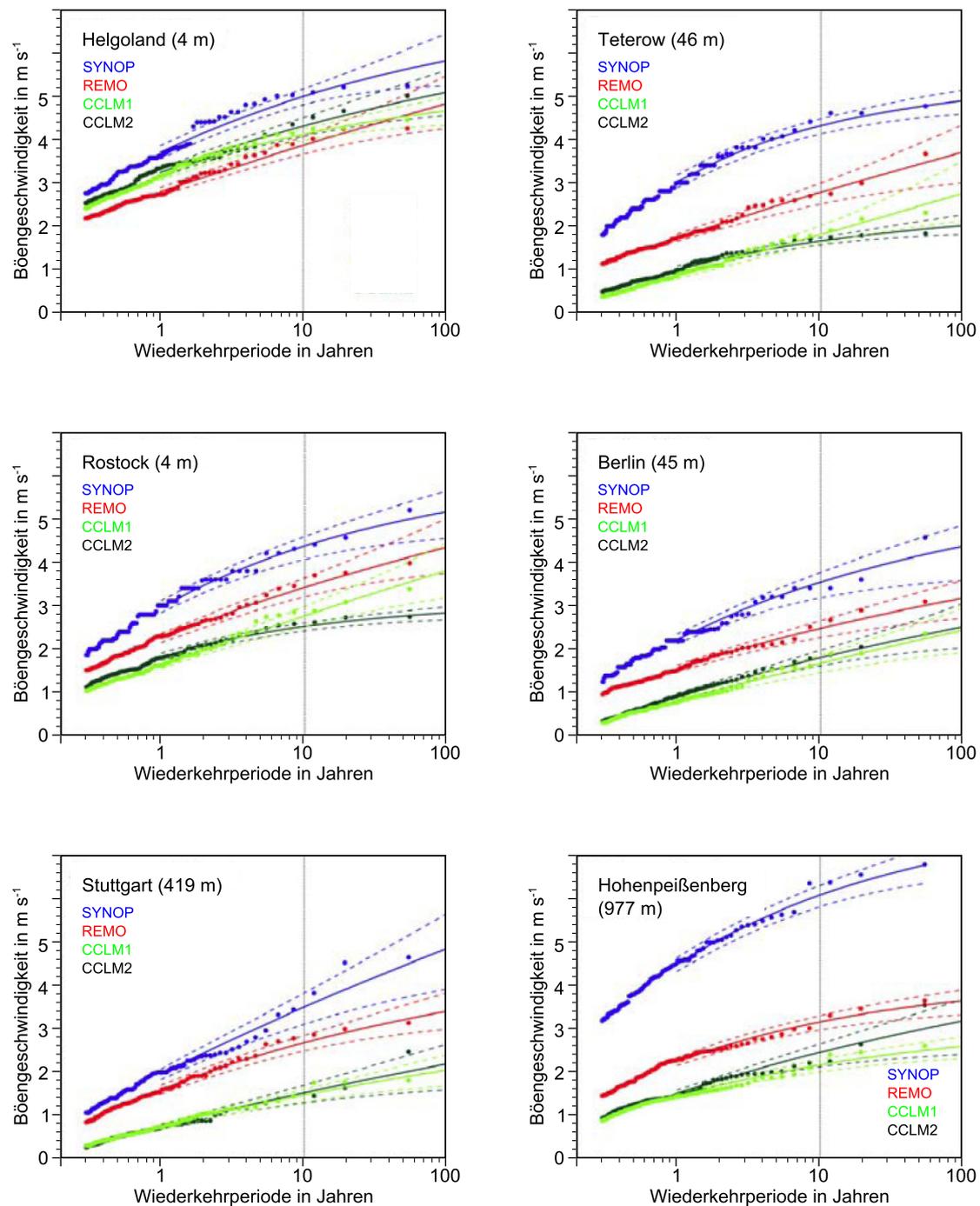


Abb. 4: Böengeschwindigkeit als Funktion der Wiederkehrperiode mit 90 % Konfidenzintervallen für ausgewählte SYNOP Stationen nach verschiedenen Modellen in C20 (Lage siehe Abb. 1)

Um alle geeigneten Beobachtungsstationen für die Evaluierung zu nutzen, wurden für drei verschiedene Höhenklassen Verteilungsfunktionen für Wiederkehrperioden von 2 und 10 Jahren be-

stimmt (Abb. 5). In der ersten Höhenklasse variieren die beobachteten Böen zwischen 24 und $36,5 \text{ ms}^{-1}$ für 2-jährliche Ereignisse und zwischen 26 und 39 ms^{-1} für 10-jährliche Ereignisse. Diese Höhenklasse repräsentiert Gitterpunkte mit sehr unterschiedlichen Geländecharakteristika und reicht von den Küstenregionen bis zu den großen Flusstälern beispielsweise von Rhein und Neckar in Baden-Württemberg. Alle Modelle unterschätzen hier die Beobachtungen, vor allem für höhere Wiederkehrperioden. Die nächste dargestellte Höhenklasse von $200\text{-}600 \text{ m}$ ist vor allem für Hochtäler und den Bereich zwischen Tallagen und Mittelgebirgen repräsentativ. Dieser Bereich deckt damit wesentliche Teile Baden-Württembergs ab. Für beide dargestellten Wiederkehrperioden ist die Abweichung der Modelle erheblich geringer im Vergleich zur ersten Höhenklasse. Am nächsten zu den Beobachtungen sind die Ergebnisse von REMO, vor allem für eine Wiederkehrperiode von 2 Jahren.

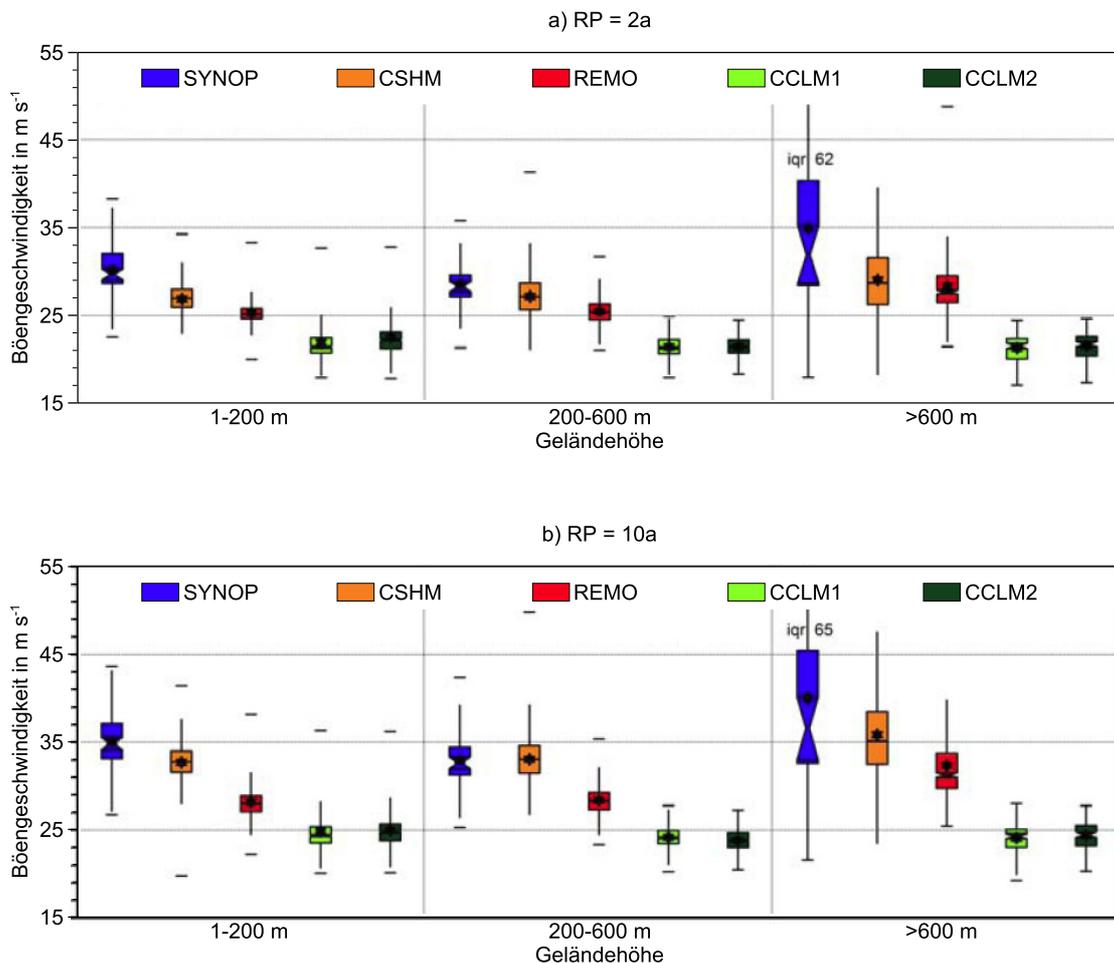


Abb. 5: Boxplots der Böengeschwindigkeit für eine Wiederkehrperiode von 2 (a) und 10 Jahren (b) nach SYNOP Beobachtungen und verschiedenen Modellen in C20; eingezeichnet sind Maximum, Minimum, Median, Mittelwert (Stern), 25 und 75 % Perzentile (Box) sowie $1,5 \cdot$ Interquartilsbereich (vertikale Linie).

Wie erwartet ergeben sich die höchsten Windgeschwindigkeiten über den Bergen, ausgedrückt durch die Höhenklasse über 600 m . In Baden-Württemberg schließt dieser Bereich vor allem weite Teile des Schwarzwalds und der Schwäbischen Alb ein. Gegenüber den anderen Höhenklassen zeigt sich neben der Zunahme der Geschwindigkeit auch eine erhebliche Verbreiterung der Verteilungsfunktion nach beiden Seiten. Geringste Windgeschwindigkeiten resultieren aus

abgeschatteten Tallagen im Lee der Gipfellagen. Die Zunahme sowohl der Windgeschwindigkeit als auch der Breite der Verteilungsfunktion wird durch REMO annähernd wiedergegeben. Die beiden CCLM-KL hingegen zeigen praktisch keine Sensitivität der Böengeschwindigkeit bezüglich der verschiedenen Höhenklassen.

4.3 Abschließende Bemerkungen

Wie die Evaluierung gezeigt hat, unterschätzen die beiden Modelle REMO und CLM-KL die Böengeschwindigkeiten teilweise erheblich. Diese Unterschätzung ist vor allem auf die begrenzte Auflösung der Modellkette vom globalen zum regionalen Modell zurückzuführen. Kleinräumigere Sturmereignisse mit hohen Druckgradienten wie beispielsweise Lothar im Jahr 1999 können im globalen Modell aufgrund der geringen räumlichen Auflösung ($2,5^\circ$) nur unzureichend wiedergegeben werden. Im RCM können Störungen zwar weiter amplifizieren. Dem sind jedoch durch Kopplung an das globale Modell über die seitlichen Randbedingungen Grenzen gesetzt. Das ergab auch eine Analyse von Sturmfeldern des CCLM-IMK, das mit ERA-40 Reanalysedaten angetrieben wurde (nicht gezeigt). Weitere Gründe für die Diskrepanzen zwischen realen und modellierten Böengeschwindigkeiten liegen in der Böenparametrisierung der Modelle, die insbesondere beim CCLM-KL auf sehr vereinfachte Weise realisiert wurde. Um realistischere Ergebnisse aus den Modellen zu erhalten, wäre eine Biaskorrektur der Ergebnisse möglich, bei der die Differenz der Verteilungsfunktionen von Modell- und Beobachtungsdaten additiv korrigiert wird. Da die relative Häufigkeit der Böengeschwindigkeiten zwischen Modell- und Beobachtungsdaten – zumindest im Mittel – sehr ähnlich ist, wäre die notwendige Voraussetzung für eine solche Korrektur auch gegeben. Da im Folgenden allerdings nur relative Änderungen der Böengeschwindigkeit zwischen zwei verschiedenen Zeitperioden betrachtet werden, ist eine solche Korrektur der Daten nicht notwendig. Es kann vielmehr davon ausgegangen werden, dass die oben angeführten Gründe für die systematische Abweichung der Ergebnisse unabhängig von der betrachteten Zeitperiode sind. Werden nur relative Differenzen betrachtet, heben sich diese systematischen Unterschiede insgesamt auf.

5 Zukünftige Änderungen extremer Böengeschwindigkeiten

Erwartete Änderungen des Sturmklimas in der Zukunft werden im Folgenden als relative Änderungen der Böengeschwindigkeit (siehe Gl. 3) zwischen PRO und C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren betrachtet. Nach der Diskussion der Absolutgeschwindigkeiten in PRO und der Änderungssignale aus den verschiedenen Modellläufen werden die Ergebnisse eingehend in ihrer räumlichen Variabilität analysiert. Außerdem wird der Einfluss der Modellauflösung auf die Signifikanz der Ergebnisse untersucht sowie weitere statistische Verfahren getestet. Schließlich wird eine mögliche Änderung der räumlichen Ausdehnung der Windfelder mittels des Sturmindex SI analysiert.

5.1 Böengeschwindigkeiten in PRO an ausgewählten Standorten

Für die Untersuchung der Charakteristika der verschiedenen Simulationsergebnisse in PRO sind in Abbildung 6 sowohl die einzelnen Extremwerte als auch die Gefährdungskurven an unterschiedlichen Standorten dargestellt. Diese wurden schon bei der Evaluierung der Ergebnisse in C20 berücksichtigt (Abb. 4). Aufgrund der Ähnlichkeit der Ergebnisse der beiden betrachteten

Emissionsszenarien A1B und B1 in CCLM-KL wird zum Zweck der übersichtlicheren Darstellung hier nur das A1B Szenario berücksichtigt.

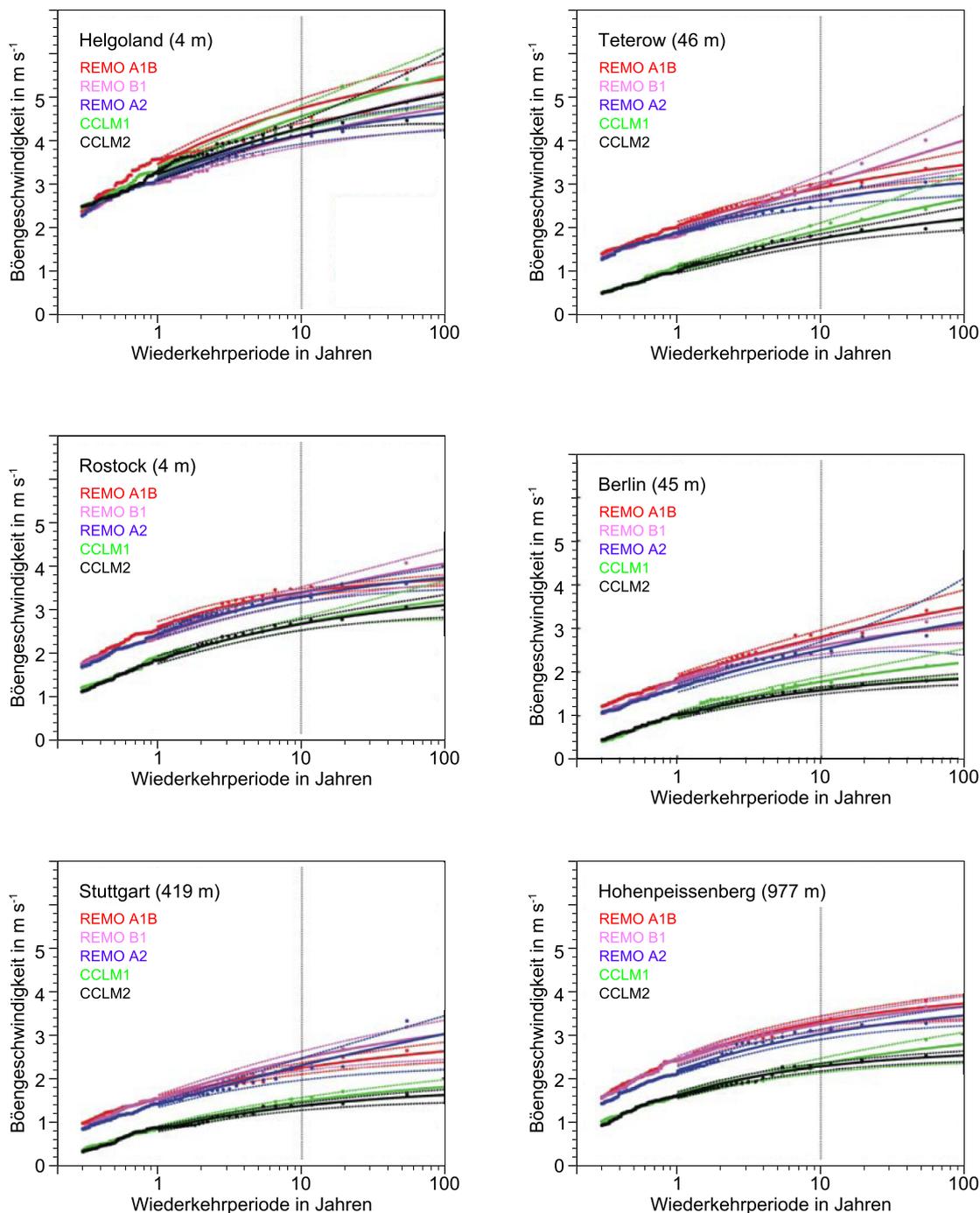


Abb. 6: Böengeschwindigkeit als Funktion der Wiederkehrperiode mit 90 % Konfidenzintervallen an ausgewählten SYNOP Standorten nach verschiedenen Modellen in PRO (Lage in Abb. 1).

Insgesamt sind die Gefährdungskurven für PRO ähnlich zu denen von C20. An allen Stationen mit Ausnahmen von Helgoland liefern die beiden CCLM-KL die geringsten Böengeschwindigkeiten. Für geringere Wiederkehrperioden von weniger als 10 Jahren ergeben sich die höchsten Werte für REMO A1B. Für höhere Wiederkehrperioden hingegen liefert der REMO B1 Lauf an drei der sechs Stationen die höchsten Werte. Insgesamt sind die Verteilungsfunktionen (GPD)

aber für alle Modellläufe und an allen Stationen relativ ähnlich mit einem asymptotischen Verlauf gegen einen Grenzwert. Lediglich der REMO B1 Lauf in Teterow zeigt kein Grenzverhalten für hohe Wiederkehrperioden. Im Vergleich zu C20 ist in PRO der Abstand der Konfidenzintervalle vor allem an den südlicher gelegenen Stationen geringer. Dies resultiert aus einer geringeren Streuung der einzelnen Datenpunkte um die Verteilungsfunktion. Allerdings liegen auch hier einige Ausreißer außerhalb der Konfidenzintervalle, vor allem für höhere Wiederkehrperioden. In allen Fällen weist die Verteilungsfunktion eine Rechtsschiefe auf, die aus dem seltenen Auftreten der Extremwerte resultiert. Bis auf wenige Ausnahmen, z. B. Berlin nach REMO A2, ist die Schiefe der Verteilungsfunktion in allen Simulationen ähnlich, was darauf hindeutet, dass die Sturmstärke ähnliche Charakteristika aufweist unabhängig von der Realisierung. Außerdem sind hier wie schon bei den Absolutwerten in C20 die Unterschiede zwischen den beiden RCM generell höher als zwischen den Simulationen mit unterschiedlichen Antrieben bei gleichem RCM. Einzige Ausnahme bildet dabei der Standort Helgoland, da auch in PRO die Böen über dem Meer in beiden RCMs ähnlich wiedergegeben werden.

5.2 Analyse der verschiedenen Klimalläufe

Die Ergebnisse der Klimarechnungen des CCLM-KL zeigen eine große räumliche Variabilität in der relativen Änderung der Böengeschwindigkeiten (Abb. 7). Außerdem unterscheiden sich die einzelnen Modellläufe sowohl hinsichtlich des Änderungssignals als auch der statistischen Unsicherheit erheblich voneinander. Die größte Zunahme der Böengeschwindigkeit mit bis zu 18 % im Bereich der deutsch-niederländischen Grenze ergibt sich für Lauf 1 des A1B Szenarios (Abb. 7a). Das entspricht in etwa einer Zunahme von 5 ms^{-1} zwischen C20 und PRO. Insgesamt sind hier ein hoher Nord-Süd wie auch Ost-West Gradient festzustellen. Dabei sind die Änderungen im Osten generell positiv, aber kleiner als im Nordwestteil. In Baden-Württemberg und den angrenzenden Gebieten sind hingegen nur geringfügige Änderungen zu erwarten. Insgesamt gibt es nur zwei größere Gebiete über den Alpen und Tschechien, in denen die Änderungen nach dem Wilcoxon-Rangsummentests nicht signifikant sind. Nach Lauf 2 hingegen nimmt die Geschwindigkeit über dem Osten des Erzgebirges (-10 %) und über dem Fläming im östlichen Sachsen-Anhalt (-9 %) stark ab. Eine Zunahme der Sturmtätigkeit um bis zu 9 % ergibt sich überwiegend für Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen und Hessen. Diese Änderungen sind auch im Gegensatz zu weiten Teilen im nördlichen und südlichen Teil des Untersuchungsgebiets statistisch signifikant. Im Vergleich dazu sind die Änderungssignale für das B1 Szenario insgesamt etwas geringer (Abb. 7c und 7d). Ebenso fallen die Bereiche mit signifikanten Änderungen kleinräumiger aus. Insgesamt zeigen die jeweiligen Realisierungen eine bessere Übereinstimmung in der räumlichen Verteilung der Änderungssignale als die beiden Emissionsszenarien.

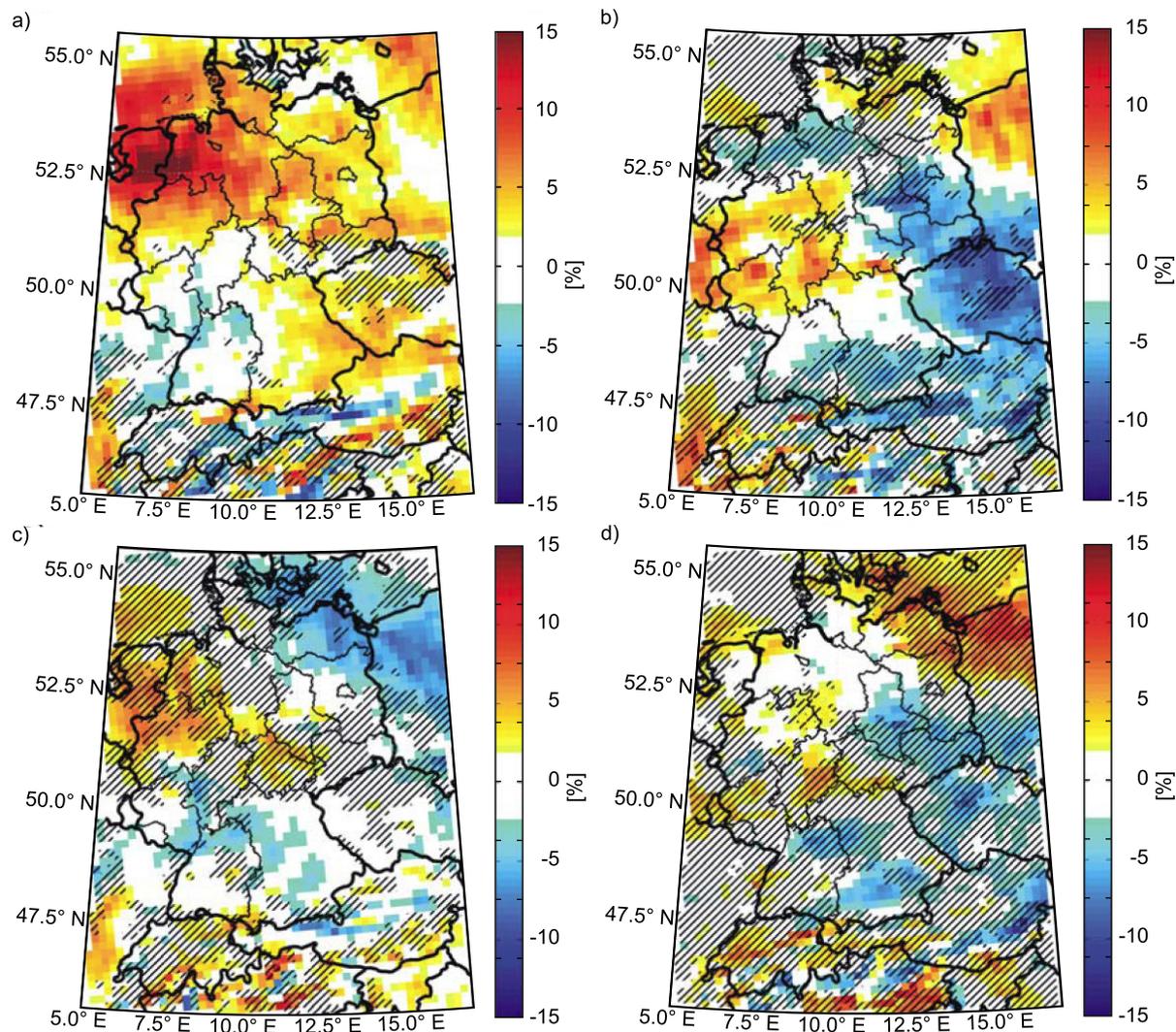


Abb. 7: Relative Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen PRO und C20 nach CCLM-KL für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren für A1B Lauf 1 (a), A1B Lauf 2 (b), B1 Lauf 1 (c) und B1 Lauf 2 (d); Änderungen von weniger als 2 % sind weiß dargestellt; in Gebieten ohne Schraffur sind die Ergebnisse nach dem Wilcoxon-Rangsummentest statistisch signifikant (Signifikanzniveau 90 %).

In Abbildung 8 sind die relativen Änderungen der Böengeschwindigkeiten nach den REMO Simulationen für die drei Emissionsszenarien A1B, B1 und A2 dargestellt. Alle drei Szenarien wurden mit Lauf 1 von ECHAM5 angetrieben. Den größten Anstieg der Böengeschwindigkeiten mit bis zu 14 % zeigt das A1B Szenario über der Nordsee bei Helgoland und über dem Osten des Erzgebirges (Abb. 8a). Dies entspricht einer Geschwindigkeitszunahme von 4,8 bzw. 3,6 ms^{-1} . Insgesamt ist für weite Teile Norddeutschlands mit einem Anstieg der Geschwindigkeit zu rechnen. Im Süden Deutschlands ist vor allem im östlichen Teil Bayerns eine Zunahme (2 bis 13 %) zu erwarten. Für Baden-Württemberg (außer Bodensee und Rheintal), für das Gebiet zwischen Spessart und Steigerwald und für den Westerwald projiziert das Modell eine Abnahme von bis zu -8 %. Dies entspricht einer Geschwindigkeitsänderung von etwa -2,5 ms^{-1} . Die Werte am Bodensee mit einer starken Zunahme ($\approx 12\%$) sind nach Auskunft des MPI-M nicht realistisch, da im Modell die Rauigkeitslänge hier nicht richtig wiedergegeben wird. Dies gilt auch für die REMO-Läufe der anderen Emissionsszenarien. Im B1 Szenario (Abb. 8b) sind zumindest die groben Strukturen ähnlich zu A1B mit einer Zunahme der Böengeschwindigkeit über Norddeutschland

sowie einer geringe Abnahme über dem Süden Deutschlands. In A2 (Abb. 8c) ist südlich von 51°N mit -5 bis -10 % die Abnahme am stärksten ausgeprägt und zumindest in Baden-Württemberg und Teilen Bayerns auch statistisch signifikant.

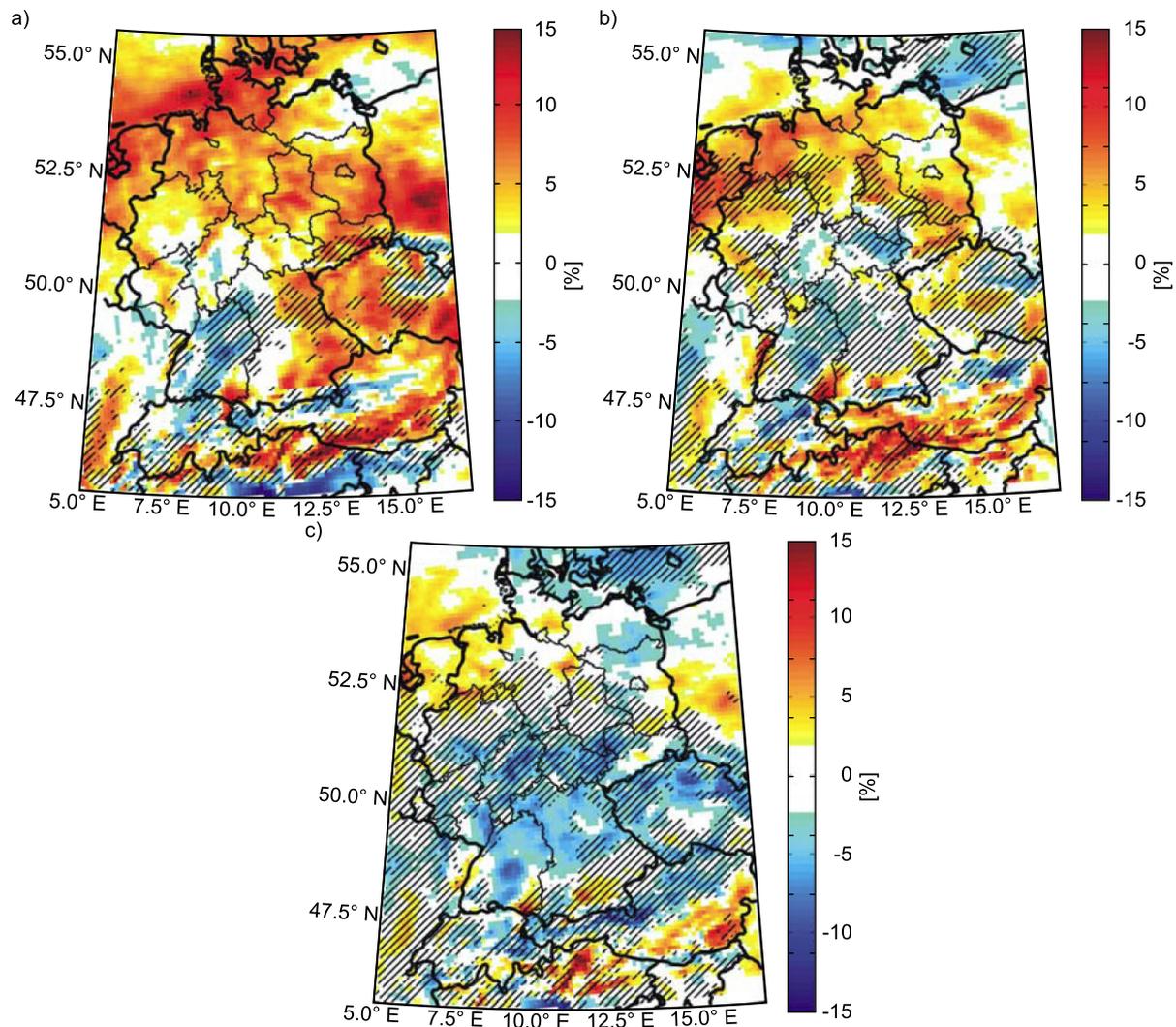


Abb. 8: Relative Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen PRO und C20 nach REMO für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren für die Emissionsszenarien A1B (a), B1 (b) und A2 (c); Änderungen von weniger als 2 % sind weiß dargestellt; in Gebieten ohne Schraffur sind die Ergebnisse nach dem Wilcoxon-Rangsummentest statistisch signifikant (90 %).

Vergleicht man die Ergebnisse von REMO mit denen von CCLM-KL, zeigen sich ähnliche räumliche Muster im Änderungssignal für die Läufe, die mit den gleichen Szenarien (A1B und B1) von ECHAM5 Lauf 1 angetrieben wurden. Allerdings weist die statistische Signifikanz der Ergebnisse erhebliche Unterschiede auf. Während bei REMO A1B die Ergebnisse in Süddeutschland nicht signifikant sind, sind sie es für die meisten Gitterpunkte des CCLM-KL. Der Vergleich zwischen REMO und CCLM-KL für jeweils gleiche Antriebsdaten belegt, dass die regionalen Klimamodelle die Änderungssignale im Mittel generell nicht verändern. Das bedeutet, dass die relativen Änderungssignale im Wesentlichen von den zugrundeliegenden Emissionsszenarien und den Antriebsdaten, nicht aber vom regionalen Modell bestimmt sind. Wie in

Kapitel 3 ausgeführt wurde, sind die absoluten Böengeschwindigkeiten in C20 hingegen wesentlich vom regionalen und nicht vom globalen Modell bestimmt.

Abbildung 9 zeigt die Ergebnisse der CCLM-IMK Simulationen mit einer Auflösung von 7 km. Dabei bestätigt sich ebenfalls, dass die relativen Änderungen erheblich von den Antriebsdaten (ECHAM5 Lauf 1 und 3) bestimmt sind. Im Gegensatz zu den anderen RCM-Simulationen wurden hier als Antriebsdaten die sogenannten Full-Forcing-Läufe verwendet, die für C20 neben der Änderung der Treibhausgaskonzentrationen auch die Variabilität der Solarstrahlung berücksichtigen. Während für Lauf 1 das Änderungssignal vor allem im Südwesten positiv ist, weist Lauf 3 im östlichen Teil und im Süden von Nordrhein-Westfalen eine Zunahme der Böengeschwindigkeit von bis zu 10 % auf. Vergleicht man diese Ergebnisse wiederum mit denen von REMO, ergeben sich die größten Übereinstimmungen zwischen CCLM-IMK Lauf 3 und REMO Lauf 1. Dies ist insofern erstaunlich, als dass sich die drei ECHAM5 Läufe doch erheblich voneinander unterscheiden (z. B. Pinto et al. 2008). Wie ein Vergleich der absoluten Windgeschwindigkeiten für beide Zeiträume ergeben hat, wird das Änderungssignal vor allem von Unterschieden in C20 bestimmt (nicht gezeigt).

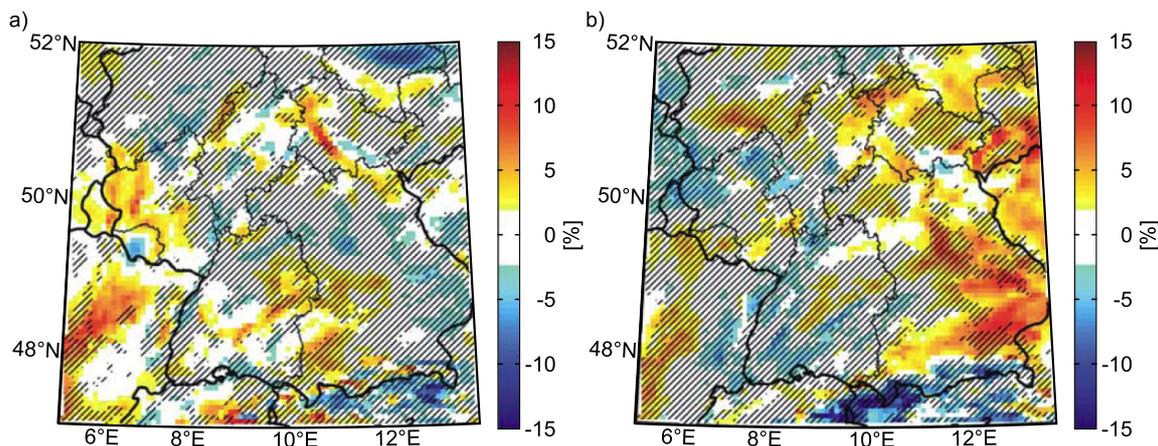


Abb. 9: Relative Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen PRO und C20 nach CCLM-IMK für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren für Lauf 1 (a) und Lauf 3 (b); Änderungen von weniger als 2 % sind weiß dargestellt; in Gebieten ohne Schraffur sind die Ergebnisse nach dem Wilcoxon-Rangsummentest statistisch signifikant (90 %).

5.3 Differenzen zwischen den Modellläufen

Die in den vorangegangenen Abschnitten diskutierten Unterschiede zwischen den einzelnen Simulationen sollen im Folgenden näher betrachtet werden. Ziel ist es dabei, den Einfluss der Emissionsszenarien, des verwendeten regionalen Modells sowie des antreibenden globalen Modells auf die Ergebnisse zu bestimmen.

Beim direkten Vergleich der Ergebnisse von REMO zeigen sich die größten Unterschiede zwischen dem A1B und A2 Szenario (Abb. 10a). Da dem A2 Szenario zufolge über den meisten Gebieten eine Abnahme der Windgeschwindigkeit zu erwarten ist, ergeben sich aus der Differenz mit dem A1B Szenario überwiegend positive Werte. Dies zeigt sich vor allem über den östlichen Landesteilen und über Tschechien. Dagegen sind die Differenzen zwischen A1B und B1 nicht so stark ausgeprägt (Abb. 10b). Zwar ist das Muster hier ähnlich zum vorigen mit überwiegend

positiven Differenzen im Osten des Untersuchungsgebiets. Diese umfassen aber insgesamt weniger Gitterpunkte und weisen eine geringere Magnitude auf. Für Baden-Württemberg sind die Differenzen insgesamt verhältnismäßig gering. Außerdem ist der starke Ost-Westgradient in Süddeutschland fast ausschließlich durch das A1B Szenario bestimmt.

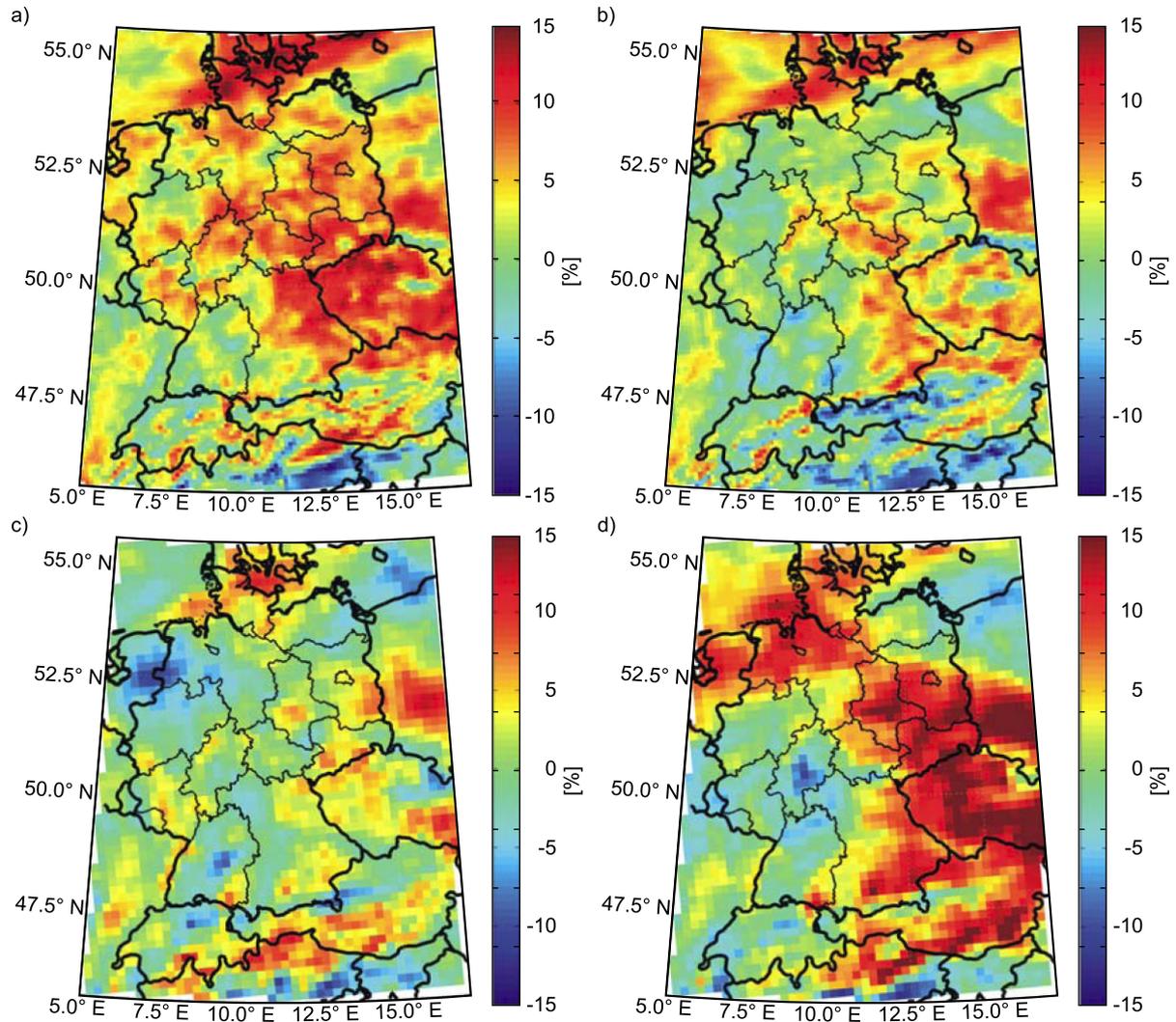


Abb. 10: Differenzenplots der relativen Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen PRO und C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren: Differenz REMO-A1B und REMO-A2 (a), Differenz REMO-A1B und REMO-B1 (b) Differenz REMO-A1B und CCLM-KL1_A1B (c) und Differenz REMO-A1B und CCLM-KL2_A1B (d).

Die Differenzen zwischen REMO und CCLM-KL für das gleiche Emissionsszenario bei gleichem globalen Antrieb (Abb. 10c) sind mit max. $\pm 8\%$ verhältnismäßig gering. Dies ist ein interessantes Ergebnis, denn die Absolutwerte der Windgeschwindigkeit zeigen hier wesentlich größere Differenzen im Vergleich zu den verschiedenen Emissionsszenarien. Wie schon im vorigen Abschnitt diskutiert, sind in diesen beiden Simulationen von REMO und CCLM-KL die stärksten Zunahmen in der Böengeschwindigkeit für die Zukunft zu finden. Außerdem scheint es räumlich keine systematischen Unterschiede zu geben. Die größten Differenzen insgesamt ergeben sich für das gleiche Emissionsszenario (A1B) bei unterschiedlichen Realisierungen von

ECHAM5 (Abb. 10d). Vor allem im Osten des Untersuchungsgebiets, aber auch im Bereich Norddeutschlands liegen die Differenzen zwischen 5 und 20 %.

Die relative Änderung der Böengeschwindigkeit ist damit am stärksten vom antreibenden globalen Modell bzw. der Realisierung bestimmt. Etwas geringer, aber dennoch bestimmend für die Ergebnisse ist das berücksichtigte Emissionsszenario. Maßgebliche Differenzen in den mit den Emissionsszenarien verbundenen Temperaturtrends zeigen sich aber vor allem für die zweite Hälfte des 21. Jahrhunderts. In dem hier betrachteten Projektionszeitraum von 2021 bis 2050 sind die Trends hingegen für alle drei Szenarien noch relativ ähnlich. Den geringsten Einfluss auf die Ergebnisse hingegen hat das verwendete regionale Modell. Dies ist insofern erstaunlich, als die beiden hier betrachteten Modelle sowohl in der Modellphysik und der Böenparametrisierung als auch in der räumlichen Auflösung sich doch erheblich voneinander unterscheiden. Wie im vorigen Abschnitt diskutiert, sind diese Unterschiede der regionalen Modelle auch bestimmend für die Absolutwerte der Böengeschwindigkeit. Bei Betrachtung der relativen Differenzen hingegen spielt dies nur eine untergeordnete Rolle.

Die quantitative Interpretation und Zusammenfassung der Ergebnisse aus den verschiedenen Modellläufen erfolgt durch Boxplots, in denen die wichtigsten statistischen Parameter der Verteilungsfunktion dargestellt sind. Um eine regionale Differenzierung der Ergebnisse unter Berücksichtigung des Nord-Süd Gradienten zu erreichen, sind die Analysen der relativen Änderungen in drei Regionen Deutschlands unterteilt: eine nördliche ($>52^\circ\text{N}$), mittlere (50°N - $52,5^\circ\text{N}$) und südliche ($<50^\circ\text{N}$) Region.

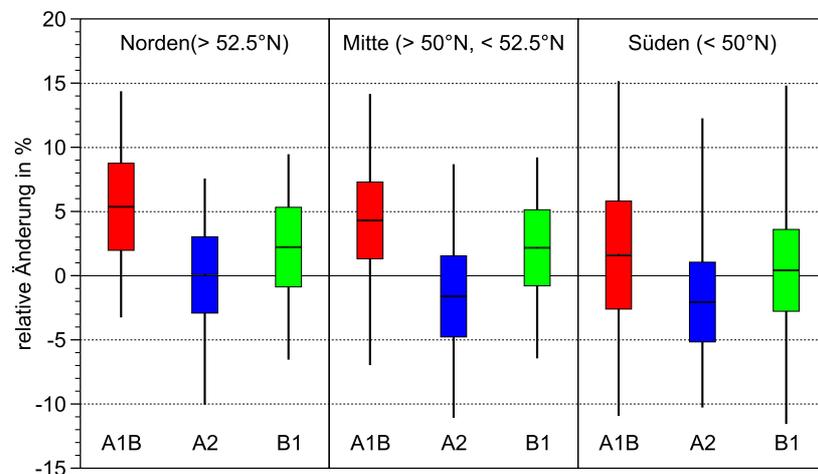


Abb. 11: Boxplots der relativen Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen PRO und C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren als Mittel über verschiedene Gebiete (siehe oben). Dargestellt sind Mittelwert (waagrechte Linie), Quartilsabstand (Boxen), Maximum (oberes Ende der senkrechten Linie) und Minimum (unteres Ende der senkrechten Linie) der REMO Simulationen für die Emissionsszenarien A1B, A2 und B1.

Wie in Abbildung 11 zu erkennen ist, ergibt sich nach den Ergebnissen von REMO für die drei Szenarien A1B, A2 und B1 nur für den nördlichen Teil Deutschlands eine Zunahme der Böengeschwindigkeit im Mittel. Für den Süden kann hingegen kein eindeutiger Trend bestimmt werden. Hier liegt bei allen drei Szenarien der Mittelwert nahe der Nulllinie. Dabei weisen die Gitterpunkte im Modellgebiet sowohl positive als auch negative Werte der relativen Änderungen auf.

Dies führt zu einer gewissen Streuung der Ergebnisse, die beispielsweise für Süddeutschland im Bereich von rund 5 % liegt. Außerdem fällt beim Vergleich auf, dass in allen drei Emissionsszenarien die Änderungssignale von Norden nach Süden abnehmen und damit ein konsistentes Ergebnis in allen Simulationen unabhängig von deren statistischer Signifikanz vorliegt.

Wie im vorigen Abschnitt gezeigt, sind die Differenzen zwischen den Klimaänderungssignalen der einzelnen Läufe vor allem durch die unterschiedlichen Antriebsdaten (globales Modell und Emissionsszenarien) bestimmt. Daher werden die Verteilungen der verschiedenen Modellläufe nochmals zusammengefasst für ein Gebiet zwischen 47° - 55° N und $5,5^{\circ}$ - $15,5^{\circ}$ O untersucht (Abb. 12). Generell sind die Verteilungen relativ symmetrisch, so dass Mittelwert und Median fast zusammenfallen. Außerdem ist der Abstand zwischen 25 % und 75 % Perzentil in allen Simulationen ähnlich (3,7-6,8 %). Trotz der unterschiedlichen Modellphysik und Auflösung der RCMs ist ihre Variabilität vergleichbar. Jedoch finden sich größere Unterschiede zwischen den RCMs für die verschiedenen Emissionsszenarien. In REMO nimmt die relative Änderung von A1B über B1 zu A2 hin ab. Dieses Ergebnis ist zunächst etwas überraschend, da die zugrundeliegenden Emissionen bei B1 am geringsten und bei A2 am höchsten. Das bedeutet aber, dass die relative Änderung der Windgeschwindigkeit nicht unmittelbar von der Konzentration der Treibhausgase und dem damit erwarteten Temperaturanstieg bestimmt ist. Dies gilt aber nur für den hier betrachteten Zeitraum von 2021-2050, bei dem die Unterschiede der Szenarien noch verhältnismäßig gering sind. Ein ähnliches Ergebnis wie REMO für die verschiedenen Emissionsszenarien ergibt sich auch für CCLM-KL1, nicht jedoch für CCLM-KL2. Dies belegt noch einmal, dass der Einfluss des globalen Modells größer ist als der des Emissionsszenarios oder des verwendeten regionalen Modells. Es sei aber angemerkt, dass diese Aussage nur für die hier betrachteten Modellläufe gilt. Für eine allgemein gültige Aussage wären weitere Läufe regionaler Klimamodelle, vor allem angetrieben durch unterschiedliche globale Modelle, notwendig.

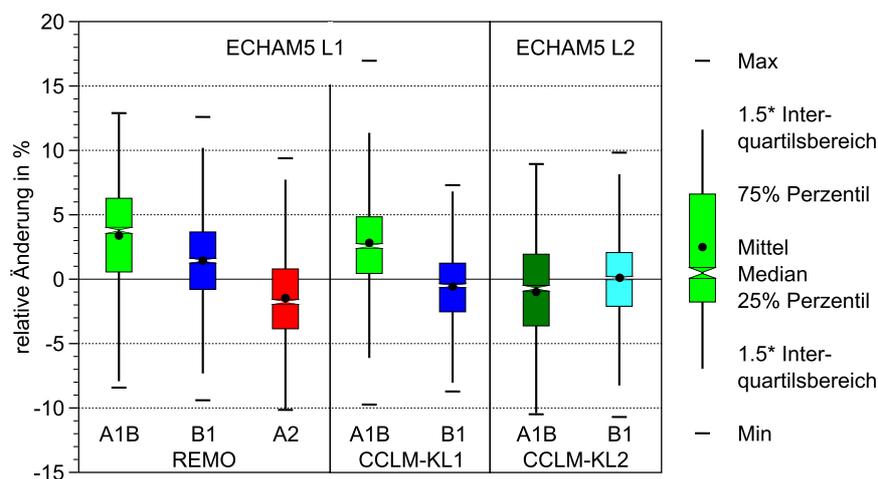


Abb. 12: Boxplots der relativen Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen PRO und C20 für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren nach den sieben regionalen Modellen; in die Analyse fließen nur Gitterpunkte zwischen 47° N- 55° N und $5,5^{\circ}$ O- $15,5^{\circ}$ O ein.

5.4 Einfluss der Modellauflösung auf die Ergebnisse

Aufgrund der geringen statistischen Signifikanz der Änderungssignale in den einzelnen Modellläufen stellt sich die Frage, inwieweit die Auflösung der Modelle die Unsicherheit der Ergebnisse mitbestimmt. Da vor allem in den am höchsten aufgelösten CCLM-IMK Simulationen die Änderungen größtenteils statistisch nicht signifikant sind, werden im Folgenden die Simulationen des Zwischenschritts des Nestings mit einer horizontalen Auflösung von ca. 50 km (CCLM-IMK-50) verwendet, um den Einfluss der Regionalisierung auf die Daten zu untersuchen. Da hier keine Böengeschwindigkeiten verfügbar sind, wurden für die Auswertungen mittlere Windgeschwindigkeiten verwendet.

Um des Einfluss der Auflösung auf das Windfeld zu demonstrieren, sind in Abbildung 13 für Lauf 1 die Böengeschwindigkeiten für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren in C20 dargestellt. Wie zu erwarten ist, sind die Geschwindigkeiten des CCLM-IMK-50 zwischen 2 und 10 ms^{-1} geringer im Vergleich zu der höchsten Auflösung. Auch wenn in der hohen Modellauflösung der Einfluss der Mittelgebirge auf das Windfeld nur schwach ausgeprägt ist, zeichnet er sich in der 50 km Auflösung überhaupt nicht mehr ab. Außerdem finden sich bei der geringen Auflösung die höchsten Geschwindigkeiten über verhältnismäßig flachen Gebieten wie in der Mitte Bayerns und am Nordweststrand. Über den Alpen sind kaum Ähnlichkeiten zwischen den Simulationen erkennbar. Natürlich sind auch einige gemeinsame Muster erkennbar mit höheren Geschwindigkeiten über Ostfrankreich, der Eifel, und Südbayern bzw. geringeren Geschwindigkeiten etwa im Bereich des Oberrheins. Insgesamt unterstreichen die Differenzen noch einmal die Bedeutung einer hohen Modellauflösung für die Ableitung realistischer Windfelder.

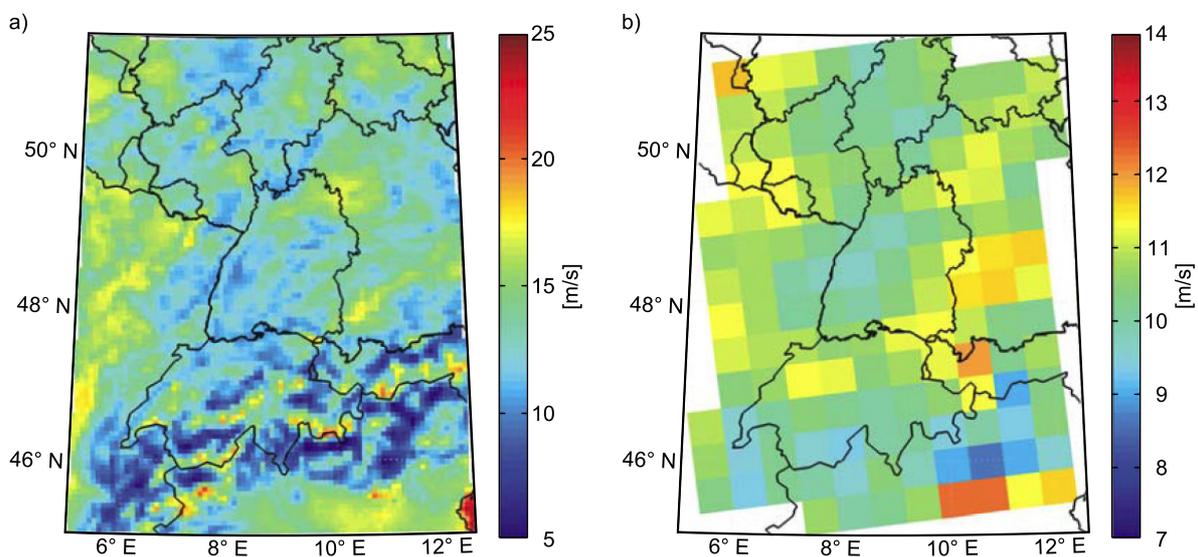


Abb. 13: Mittlere Windgeschwindigkeit für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren für C20 nach CCLM-IMK bei einer horizontalen Auflösung von rund 7 km (a) und 50 km (b).

Betrachtet man nun die relativen Änderungen der Windgeschwindigkeit zwischen PRO und C20, ergibt sich für die zwei Realisierungen (Lauf 1 und 3) mit den unterschiedlichen Auflösungen ein ähnliches Bild (Abb. 14). Die Änderungen fallen im 50 km Lauf geringer aus und sind nur an wenigen Gitterpunkten aufgrund der geringen Beträge des Änderungssignals statistisch signifikant. Insgesamt sind die Änderungssignale für die zwei verschiedenen Auflösungen hinsichtlich

der Magnitude und der räumlichen Strukturen ähnlich. Bei den Ergebnissen des Signifikanztests zeigen sich ebenfalls keine wesentlichen Unterschiede. Eine Zunahme der statistischen Unsicherheit bei zunehmender Modellauflösung ist damit nicht zu erkennen.

Vergleicht man die oben diskutierten Änderungen der mittleren Windgeschwindigkeit nach CCLM-IMK-7 (Abb. 14) mit den Änderungen der Böengeschwindigkeit (Abb. 9), zeigen sich nur vergleichsweise geringe Unterschiede insbesondere in den räumlichen Strukturen. Lediglich die Amplitude ist bei den mittleren Windgeschwindigkeiten etwas geringer, was aber insgesamt auf deren geringere Absolutwerte zurückzuführen ist.

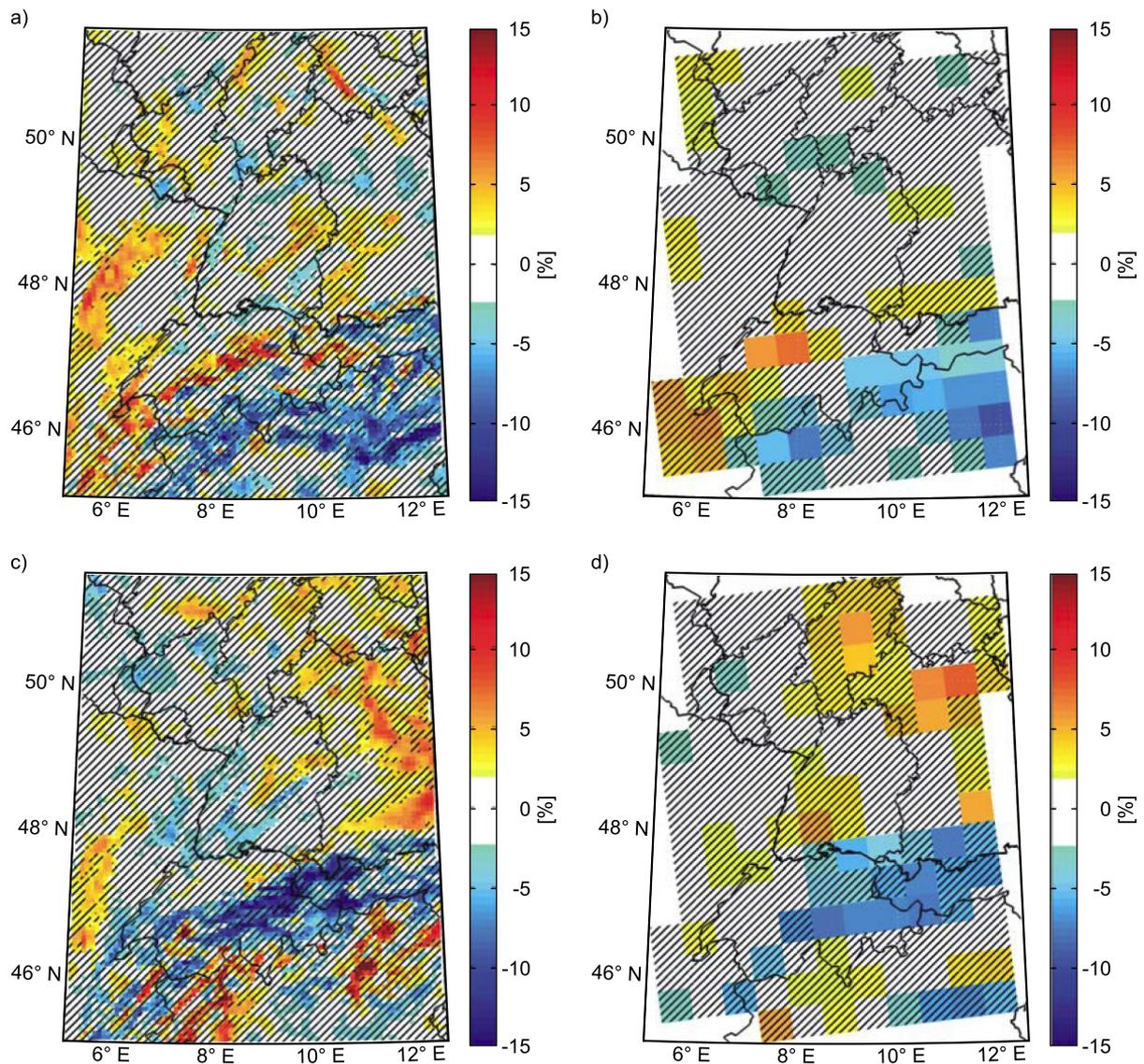


Abb. 14: Relative Änderung der mittleren Windgeschwindigkeit zwischen PRO und C20 nach CCLM-IMK für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren mit einer Auflösung von 7 km (a, c) und 50 km (b, d) für Lauf 1 (a, b) und Lauf 3 (c, d); Änderungen von weniger als 2 % sind weiß dargestellt; in Gebieten ohne Schraffur sind die Ergebnisse nach dem Wilcoxon-Rangsummentest statistisch signifikant (Signifikanzniveau 90 %).

5.5 Vergleich zwischen Extremwertstatistik und Perzentilen

Windgeschwindigkeiten als Funktion der Wahrscheinlichkeit können neben Methoden der Extremwertstatistik auch aus verschiedenen Perzentilwerten einer statistischen Verteilungsfunktion bestimmt werden. Als Verteilungsfunktion wird häufig eine Weibullverteilung angenommen, die an die gesamte Stichprobe der Gitterpunkte und nicht nur an Extremwerte angepasst wird. Das in zahlreichen Studien (siehe Einführung) betrachtete 98 % Perzentil entspricht dann einer Wiederkehrperiode von ca. 0,3 Jahren.

Um die Perzentilmethode sinnvoll mit den Ergebnissen der Extremwertstatistik vergleichen zu können, werden hier Änderungen des 99,5 % Perzentils der Böengeschwindigkeit zwischen PRO und C20 den Ergebnissen für eine Wiederkehrperiode von 1,1 Jahren gegenübergestellt. Für diesen Vergleich werden ausschließlich die CCLM-IMK-Läufe mit einer Auflösung von 7 km herangezogen. Wie in Abbildung 15 zu erkennen ist, sind die räumlichen Muster sowie die Magnitude der Änderungssignale nach beiden Methoden sehr ähnlich. So findet sich beispielsweise in beiden Ergebnissen für Lauf 1 (Abb. 15a und 15b) eine Abnahme der Böengeschwindigkeit über Norditalien sowie eine Zunahme über Frankreich, der Schweiz und Baden-Württemberg. Für Lauf 3 sind die Ergebnisse mit einem stark ausgeprägten West-Ost Gradient des Änderungssignals noch ähnlicher. Für Baden-Württemberg allerdings ist nach der Perzentilmethode an mehr Gitterpunkten mit einer, wenn auch geringen, Zunahme der Böengeschwindigkeit zu rechnen. Systematische Differenzen zwischen den beiden Methoden sind dabei nicht zu erkennen. Es sei allerdings nochmals angemerkt, dass sich die hier dargestellten Änderungssignale auf jährlich auftretende Sturmereignisse und nicht auf extreme Situationen beziehen.

Insgesamt sind die Ergebnisse der Perzentilmethode räumlich um einiges glatter als die der Extremwertstatistik. Das ist darauf zurückzuführen, dass für die Bestimmung des Perzentils eine Weibull-Verteilung an die komplette Verteilung der Windgeschwindigkeiten angepasst wurde, während bei der Extremwertstatistik nur die 100 stärksten Ereignisse für die Schätzung der GPD berücksichtigt werden. Daher können bei Anwendung der Extremwertstatistik die in den Stichproben berücksichtigten synthetischen Sturmereignisse der RCM von einem Gitterpunkt zum nächsten variieren. Dies hat letztlich eine höhere räumliche Variabilität zur Folge. Weitere Untersuchungen haben gezeigt, dass die Unterschiede für größere Wiederkehrperioden und somit kleinere Perzentilwerte größer werden. Das liegt vor allem daran, dass der Einfluss der stärksten Ereignisse maßgeblich die GPD-Verteilung bestimmt, nicht aber die betrachteten Perzentilwert. Besonders für extreme Sturmereignisse ist es nicht sinnvoll, die gesamte Verteilungsfunktion zu berücksichtigen, wenn nur ihr Tail, das heißt schadenrelevante Windgeschwindigkeiten für eine Wiederkehrperiode von mehreren Jahren, von Interesse sind.

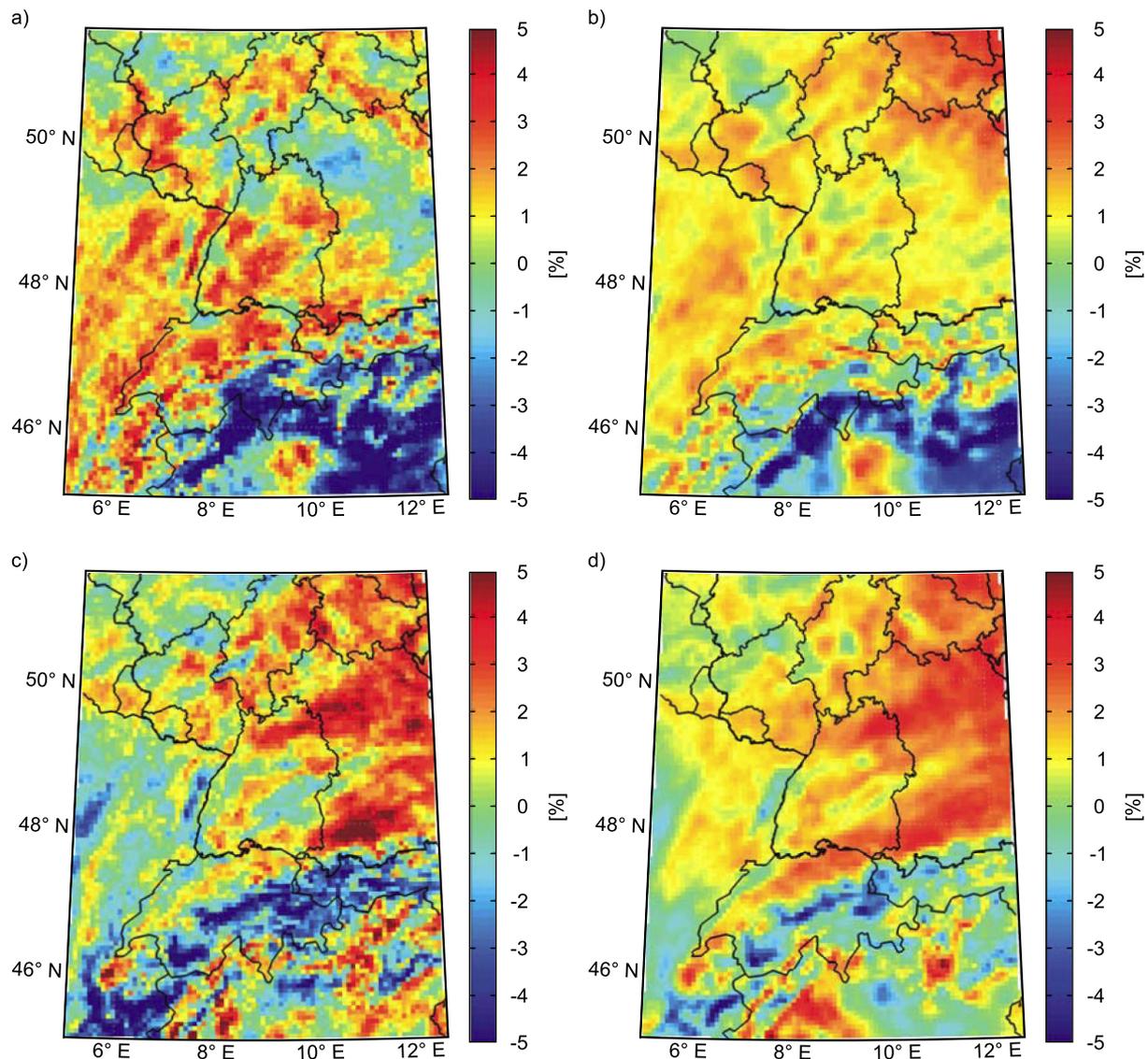


Abb. 15: Relative Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen PRO und C20 nach CCLM-IMK Lauf 1 (a,b) und 3 (c,d) für eine Wiederkehrperiode von 1,1 Jahren (a,c) und für das 99,5 % Perzentil (b,d).

5.6 Sturmindex

Mittels hoch aufgelöster Windfelder (CCLM-ERA40) vergangener realer Sturmereignisse wurden verschiedene Sturmindices für Deutschland sowie separat für Baden-Württemberg getestet. Durch diese Sturmindices wird sowohl die Magnitude der Windgeschwindigkeit als auch die räumliche Ausdehnung der Sturmfelder berücksichtigt. Insgesamt zeigt der aus den CCLM-ERA40 Daten für Baden-Württemberg berechnete Sturmindex SI (vgl. Kapitel 3.3) eine gute Differenzierung der Ergebnisse für den gesamten Kontrollzeitraum (nicht gezeigt). Dabei ist die erhöhte Sturmaktivität im Winter evident und einzelne reale Sturmereignisse wie beispielsweise Vivian, Wiebke (1990) oder Lothar (1999) können identifiziert werden. Umgekehrt kann eine falsche Zuordnung nach Überprüfung aller Spitzenwerte mit realen Ereignissen weitestgehend ausgeschlossen werden. Damit ist die Anwendung des Sturmindex SI auf regionale Klimarechnungen möglich. Für die Berechnung der Änderung der Sturmaktivität nach SI werden dieselben Methoden der Extremwertstatistik wie für die Analyse der Böengeschwindigkeiten angewendet.

Die in Abbildung 16 dargestellten Ergebnisse beziehen sich auf Simulation von REMO für das A1B Szenario. In die Auswertung wurden alle Gitterpunkte Baden-Württembergs mit einbezogen. In der Abbildung sind die Originaldaten als Punkte sowie die daraus geschätzten Verteilungsfunktionen für beide Zeiträume dargestellt. Es zeigt sich, dass für Wiederkehrperioden von mehr als 10 Jahren der Sturmindex für den Kontrollzeitraum größere Werte annimmt als für den Projektionszeitraum. Für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren wird eine Abnahme von SI um 4 % projiziert. Diese Abnahme liegt im Bereich der Ergebnisse für die Änderung der Böengeschwindigkeiten an den einzelnen Gitterpunkten (siehe Abb. 8a). Bei der Anwendung des SI auf ganz Deutschland (nicht gezeigt) ergibt sich hingegen eine leichte Zunahme der zukünftigen Sturmaktivität, was ebenso mit den gitterpunktsbasierten Analysen übereinstimmt. Folglich kann daraus geschlossen werden, dass die räumliche Ausdehnung der Stürme in der Zukunft keine nennenswerte Änderung erfahren wird und das dominante Änderungssignal in der Sturmstärke zu finden ist.

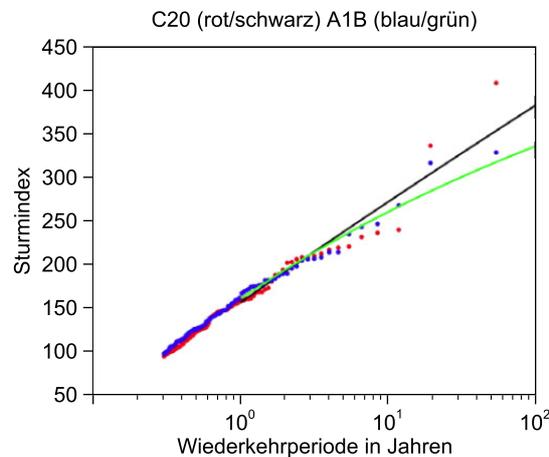


Abb. 16: *Sturmindex SI abgeleitet aus den REMO-A1B Simulation mit Originalwerten (Punkte) und Verteilungsfunktionen (GPD; Linien) als Funktion der Wiederkehrperiode für C20 (rot / schwarz) und PRO (blau / grün).*

6 Ensembleanalyse

Das Ensemble aus allen verfügbaren regionalen Modellen (siehe Tab. 1) bietet die Möglichkeit, gemeinsamen Muster des Klimaänderungssignals zu bestimmen und Wahrscheinlichkeiten für die zu erwartenden Änderungen zu quantifizieren.

Das Ensemblemittel aus den sieben Modellläufen, die für Deutschland verfügbar sind, zeigt ebenfalls eine erhebliche räumliche Variabilität der Ergebnisse (Abb. 17a). Ähnlich wie in den zuvor schon diskutierten Ergebnissen der einzelnen Simulationen sind größere zusammenhängende Gebiete mit negativen bzw. positiven Änderungen zwischen PRO und C20 zu finden. Insbesondere im Bereich zwischen Nordsee und 51° N zeigt sich eine deutliche Zunahme der Böengeschwindigkeit zwischen 3 und 6 %. Über der Ostsee und dem östlichen Teil Norddeutschlands betragen die Änderung zwischen -1 und +3 %. Die Ursache für diesen West-Ost Gradienten ist noch nicht vollständig verstanden. Ein möglicher Grund könnte in der ansteigende Anzahl starker Tiefdruckgebiete bei gleichzeitiger Verschiebung der Zugbahnen nach Norden hin liegen (vgl. Pinto et al. 2006; Ulbrich et al. 2009). Im Bereich südlich von 51° N variiert das Ensemblemittel

zwischen -4 und +5 % und zeigt nur zwischen Ostfrankreich und Westbayern eine regional einheitliche Abnahme der Sturmaktivität. Für Baden-Württemberg wiederum ergibt sich fast einheitlich eine geringe Abnahme der Böengeschwindigkeit zwischen 0 und -3 %. Lediglich über dem Rheintal zeigt sich eine Zunahme um bis zu 2 %. Es sei an dieser Stelle nochmals angemerkt, dass die hohen Änderungssignale im östlichen Bereich des Bodensees nicht realistisch sind.

Die Standardabweichung aus der Variabilität der Einzelläufe (Abb. 17b) liegt zwischen 0,5 und 7 % und ist damit vor allem im Osten des Untersuchungsgebiets höher als das Änderungssignal selbst. Generell gilt, dass im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets und damit auch für Baden-Württemberg die Standardabweichung kleiner ist als die mittlere Änderung des Ensembles. Somit sind die dort beschriebenen Aussagen zu den Änderungssignalen relativ verlässlich.

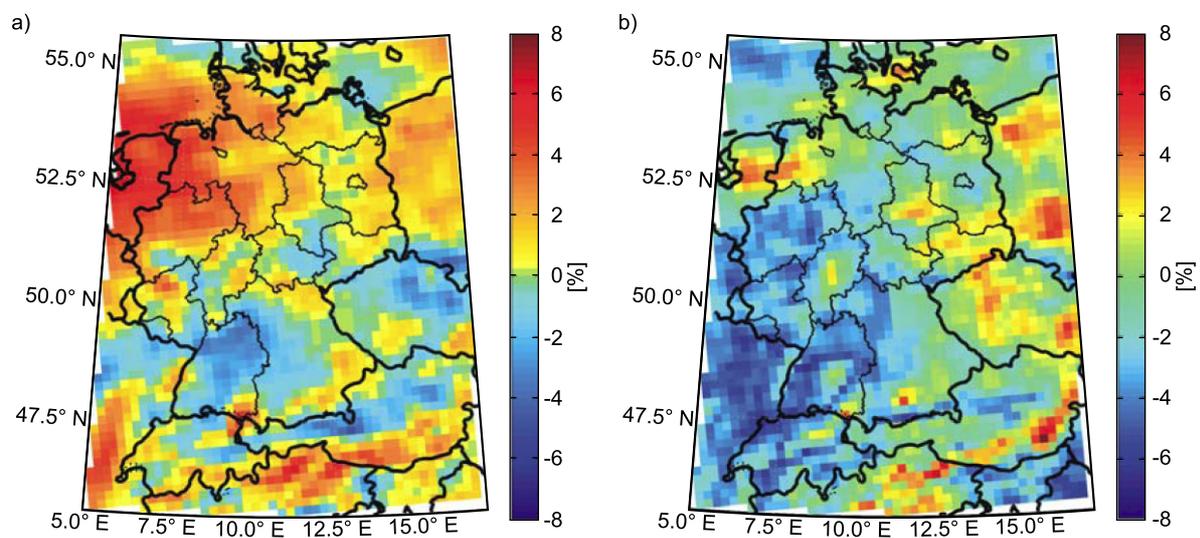


Abb. 17: Ensemble aus sieben regionalen Klimamodellen: relative Änderung der Böengeschwindigkeiten zwischen C20 und PRO für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren mit Mittelwert (a) und Standardabweichung (b).

Das Histogramm in Abbildung 18 verdeutlicht noch einmal die zu erwartenden Änderungen der Böengeschwindigkeit für Baden-Württemberg nach dem Ensemblemittel für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren. Im Gegensatz zu den meisten anderen Regionen Deutschlands wird hier eine leichte Abnahme der Böengeschwindigkeit an den meisten Gitterpunkten projiziert. Dabei beträgt die Änderung für das 1. und 3. Quartil -2,9 und -0,6 % mit einem Median von -2,0 %. Nur 10 % der Gitterpunkte zeigen einen gegenteiligen Trend, d. h. eine leichte Zunahme der Geschwindigkeit. Dies unterstreicht nochmals die Konsistenz der Ergebnisse aus den sieben hier betrachteten RCMs. Da nicht auszuschließen ist, dass das Ensemblemittel von einzelnen Modellläufen mit hohen Änderungssignalen dominiert ist, werden zusätzlich die Vorzeichen des Änderungssignals untersucht. Dabei wurden für alle Gitterpunkte die Anzahl der Läufe mit einem positiven Änderungssignal bestimmt. Bei einer Anzahl zwischen 0 und 2 zeigt somit eine Mehrheit der RCMs eine Abnahme der Sturmaktivität. Bei einer Anzahl von mehr als 5 gilt ein Anstieg in der Sturmaktivität als wahrscheinlich. Zwischen diesen beiden Werten sind die Änderungssignale hingegen nicht eindeutig. Diese Analyse (Abb. 19a) bestätigt im Wesentlichen die Ergebnisse aus dem Ensemblemittel (Abb. 17). Das mittlere Änderungssignal wird durch die Mehrheit der Läufe gestützt, was sowohl für positive (z. B. Nordwestdeutschland) als auch für negative

(z. B. Ostfrankreich und Süddeutschland) Änderungen gilt. Die nicht eindeutigen Änderungen über der Mitte und dem Osten Deutschlands werden auch nicht von der Mehrheit der Modelle bestätigt. Die geringe Abnahme der Böengeschwindigkeit über den nördlichen Landesteilen Baden-Württembergs wird von 7 bzw. 8 der hier insgesamt verfügbaren 9 Modellläufe bestätigt.

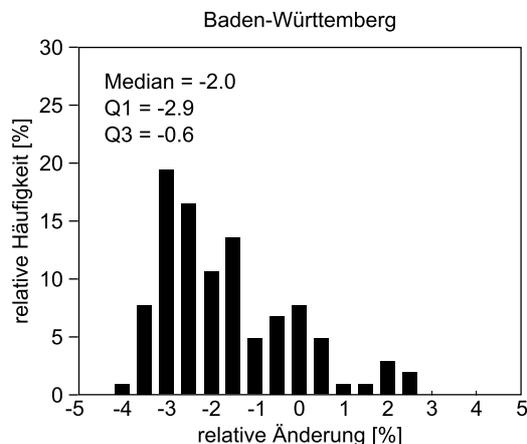


Abb. 18: Histogramm der relativen Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen C20 und PRO für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren für alle Gitterpunkte von Baden-Württemberg nach dem Ensemblemittel; eingezeichnet sind die Werte für den Median und die beiden Quartile.

Unter der Annahme, dass jede Realisierung als gleich wahrscheinlich gilt, ergibt sich damit eine Wahrscheinlichkeit zwischen 80 und 90 % für eine geringe Abnahme der Böengeschwindigkeit. Über den südlichen Landesteilen ist das Ergebnis etwas weniger robust. Hier zeigen zwischen 5 und 7 Modellläufe eine Abnahme an, was einer Wahrscheinlichkeit von 55 bis 80 % entspricht.

Bei Berücksichtigung aller neun verfügbaren hoch aufgelösten Modellläufe, d. h. auch der CCLM-IMK Simulationen, ergibt sich qualitativ ein ähnliches Bild. Für das nördliche Baden-Württemberg werden die Ergebnisse auch hier mit einer Wahrscheinlichkeit zwischen 80 und 90 % bestätigt (Abb. 19b). Dabei ist anzumerken, dass der PRO-Zeitraum in dieser Darstellung auf 20 Jahre (2021-2040) reduziert wurde, da die Simulationen des CCLM-IMK nur bis 2040 verfügbar sind.

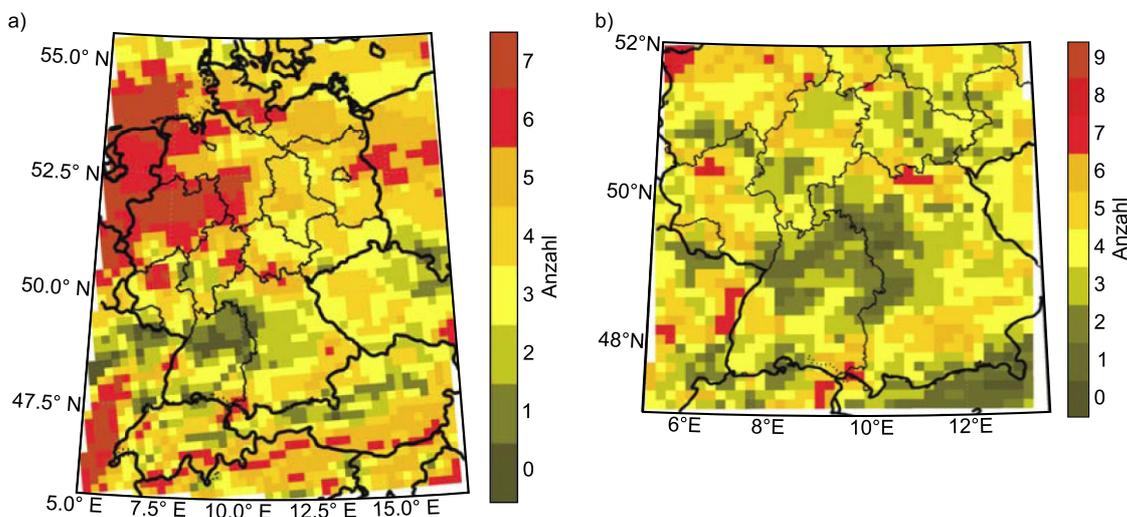


Abb. 19: Anzahl der regionalen Klimamodelle mit positiver relativer Änderung der Böengeschwindigkeit für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren für ein Ensemble aus 7 (a) und 9 (b) RCM.

7 Schlussfolgerungen

Mittels regionaler Klimamodelle mit einer horizontalen Auflösung von weniger als 20 km ist es grundsätzlich möglich, realistische Felder extremer Windgeschwindigkeiten durch Winterstürme abzuleiten. Unter Anwendung extremwertstatistischer Methoden können maximale Wind- bzw. Böengeschwindigkeiten als Funktion der Wiederkehrperiode bzw. der Auftretswahrscheinlichkeit bestimmt werden. Dabei wird für die Schätzung der Wiederkehrwerte nur das obere Ende der Verteilungsfunktion (Tail) berücksichtigt. Damit kann der Bereich der Extremwerte, der für schadenrelevante Winterstürme von besonderem Interesse ist, wesentlich besser statistisch modelliert werden.

Die umfassende Evaluierung der Ergebnisse verschiedener regionaler Klimamodelle für den Kontrollzeitraum C20 von 1971 bis 2000 ergab je nach Höhenlage, Region und Modell eine Unterschätzung der Böengeschwindigkeit zwischen 5 und 30 % für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren. Dabei profitieren insbesondere über topografisch gegliedertem Gelände die modellierten Windfelder von einer höheren Modellauflösung. Entscheidend sind dabei nicht nur die Höhe über NN, sondern auch die Steilheit des Geländes. Im Fall der Bergüberströmung kommt es zu einer erheblichen Strömungsverstärkung vorderseitig der Berge sowie einer Abnahme im Lee bzw. in abgeschatteten Gebieten. Windfelder, die annähernd die hohe räumliche Variabilität widerspiegeln sollen, erfordern eine sehr hohe räumliche Auflösung der Modelle wie beispielsweise das 1 km-Gitter der CEDIM Sturmgefährdungskarte. Eine solche Auflösung ist aber bei Klimarechnungen über viele Jahrzehnte aufgrund der hohen Rechenzeiten derzeit nicht möglich und auch nicht unbedingt sinnvoll. Je höher die horizontale Auflösung der Modelle, umso stärker treten lokal-skalige Variabilitäten in den relativen Änderungen auf. Starke horizontale Gradienten sind bei Winterstürmen mit synoptisch-skaliger Ausdehnung aber nicht unbedingt plausibel. Eine Erhöhung der Modellauflösung, die ein realistischeres Windfeld ermöglicht, muss dagegen abgewogen werden.

Wie die Ergebnisse für C20 gezeigt haben, ist aber nicht nur die Modellauflösung, sondern auch die Parametrisierung der nicht-konvektiven Böengeschwindigkeiten von erheblicher Bedeutung. Zwar liefert eine Parametrisierung auf Grundlage der turbulenten kinetischen Energie, wie sie in REMO implementiert ist, realistischere Ergebnisse im Vergleich zu der vereinfachten Parametrisierung, die bei den CCLM Konsortialläufen angewendet wurde. Trotzdem zeigen sich in REMO wie auch bei den am höchsten aufgelösten CCLM-IMK Läufen große Diskrepanzen zu den Beobachtungen. Hier besteht also noch immer ein erheblicher Forschungsbedarf.

Insgesamt zeigt sich in der Änderung der Böengeschwindigkeit zwischen C20 und der Zukunftsperiode PRO von 2021 bis 2050 ein deutlicher Nord-Süd Gradient. Während für Norddeutschland je nach Modell eine Zunahme der Böengeschwindigkeit zwischen 2 und 15 % zu erwarten ist, ergeben sich sowohl für die Mitte als auch für den Süden Deutschlands keine einheitlichen Änderungssignale. Für Baden-Württemberg zeigen die meisten Modellläufe eine Abnahme zwischen 0 und 5 %. Im Gegensatz zu den absoluten Böengeschwindigkeiten kann dabei keine Abhängigkeit zur Orografie hergestellt werden. An den meisten Gitterpunkten sind die relativen Änderungen statistisch nicht signifikant (Wahrscheinlichkeit <90 %). Das bedeutet, dass die Wahrscheinlichkeit für eine zukünftige Änderung der Böengeschwindigkeit unabhängig von deren Vorzeichen unter 90 % liegt (aber in allen Fällen über 50 %). Die Ursache der geringen Signifikanz liegt einerseits an der teilweise hohen Streuung der Datenpunkte, andererseits an den

geringen projizierten relativen Änderungen. Eine geringe statistische Signifikanz bedeutet aber nicht, dass die angewendeten Methoden ungeeignet sind. Auswertungen verschiedener Schwellwerte, wie beispielsweise von Fink et al. (2009) für Änderungen der 98 % Perzentile der Windgeschwindigkeit, zeigen zwar insgesamt eine höhere Signifikanz der Ergebnisse. Diese Analysen sind jedoch nur bedingt relevant für Fragen der Starkwindgefährdung, da die betrachteten Schwellwerte weit unterhalb der schadenrelevanten Windgeschwindigkeiten liegen.

Der Vergleich der verschiedenen Modellläufe zeigt, dass die räumlichen Muster des Änderungssignals vor allem vom Antrieb des globalen Modells bestimmt sind. Die Wahl des regionalen Modells sowie des Emissionsszenarios spielen zumindest für den hier betrachteten Zeitraum 2021-2050 dagegen nur eine untergeordnete Rolle. Diese Dominanz der großräumigen Skalen in den regionalen Ergebnissen ist dadurch bedingt, dass einzelne Modellstürme im regionalen Modell zwar weiter intensiviert, sich dort aber nicht selbständig entwickeln können. Dies ist aber keine generelle Einschränkung des regionalen Modells, sondern abhängig von der Größe des Simulationsgebiets, an dessen Ränder kontinuierlich die Werte aus dem globalen Modell vorgegeben werden.

Die teilweise erheblichen Unterschiede der Ergebnisse aus den verschiedenen regionalen Modellen belegt die Notwendigkeit, ein Ensemble verschiedener Szenarien und Realisierungen zu betrachten, um zukünftige Änderungen der Windgeschwindigkeit zu quantifizieren. Diese Unterschiede sollten aber nicht als generelles Defizit in der regionalen Klimamodellierung interpretiert werden. Vielmehr ist jeder einzelne Modellauf als eine von vielen möglichen Realisierungen des zukünftigen Klimas mit der jeweils gleichen Wahrscheinlichkeit zu betrachten. Dem muss dadurch Rechnung getragen werden, dass bei klimarelevanten Fragestellungen nicht nur ein einzelnes, sondern eine möglichst große Anzahl verschiedener Modelle mit unterschiedlichen Antriebsdaten betrachtet wird. Dadurch ist es möglich, Aussagen über die Robustheit der Änderungssignale für bestimmte Regionen abzuleiten sowie deren Wahrscheinlichkeit zu quantifizieren. In dem hier zugrunde liegenden Ensemble wurden zwei (drei) verschiedene regionale Klimamodelle berücksichtigt, die mit unterschiedlichen Realisierungen (CCLM-KL: ECHAM5 Lauf 1 und 2) und für verschiedene Emissionsszenarios des globalen Modells angetrieben wurden. Insgesamt können in Deutschland zwei Gebiete identifiziert werden, bei denen die Mehrzahl der betrachteten Modellläufe verhältnismäßig gut übereinstimmen. Für Nordwestdeutschland ist demzufolge mit einer Zunahme der Böengeschwindigkeit zwischen 2 und 8% (Ensemblemittel) für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren zu rechnen. Die Zunahme wird dabei an den meisten Gitterpunkten von 6 bis 7 der insgesamt 7 Modellläufe bestätigt. Damit liegt die Wahrscheinlichkeit für eine Zunahme der Böengeschwindigkeit hier über 85 %.

Für das Gebiet von Baden-Württemberg zeigt sich ebenfalls ein verhältnismäßig robustes Ergebnis mit einer leichten Abnahme der Böengeschwindigkeit. Nach dem Ensemblemittel beträgt hier die Änderung zwischen -4 % und +2,5 % mit einem Median von -2 %. Nur rund 10 % der Gitterpunkte zeigen eine geringfügige Zunahme der Geschwindigkeit. Diese sind ausschließlich auf einen Bereich im Rheintal und das nordöstliche Ufer des Bodensees beschränkt. Für alle übrigen Landesteile ist eine geringe Abnahme der Böengeschwindigkeit zu erwarten. Dieses Ergebnis kann insofern als verhältnismäßig stabil betrachtet werden, als dass die Standardabweichung des Ensembles geringer ist als die relativen Änderungen. Außerdem wird die geringe Abnahme der Böengeschwindigkeit über den nördlichen Landesteilen von 7-8 der hier insgesamt verfügbaren 9 Modellläufe bestätigt. Unter der Annahme, dass jede Realisierung als gleich wahrscheinlich gilt,

ergibt sich damit eine Wahrscheinlichkeit zwischen 80 und 90 % für eine geringe Abnahme der Böengeschwindigkeit in der Zukunft. Für die südlichen Landesteile ist das Ergebnis etwas weniger robust. Hier zeigen zwischen 5 und 7 Modellläufe eine Abnahme an, was einer Wahrscheinlichkeit von 55 bis 80 % entspricht. Um noch belastbarere Ergebnisse zu erhalten, wäre eine Erweiterung des Ensembles unter Einbeziehung weiterer hoch aufgelöster regionaler Modelle erforderlich. Aufgrund der Dominanz des globalen Antriebs auf die regionalen Ergebnisse ist es dabei erforderlich, auch verschiedene globale Klimamodelle als Antrieb zu berücksichtigen.

Insgesamt kommt die vorliegende Studie zu dem Ergebnis, dass eine Zunahme der Sturmaktivität in der Zukunft für Baden-Württemberg nicht erwartet wird. Vielmehr zeigt sich für dieses Gebiet eine leichte Abnahme der Böengeschwindigkeit für schadenrelevante und damit selten auftretende Winterstürme. Obwohl die für Baden-Württemberg projizierte Abnahme verhältnismäßig robust ist, sollte sie aufgrund des geringen Änderungssignals von 2 % im Mittel nicht überinterpretiert werden. Die Kontrollperiode 1970-2000 war hier verglichen mit anderen Zeitabschnitten des 19. und 20. Jahrhunderts relativ stürmisch. Die Ergebnisse des Projekts legen nahe, dass auf ähnlich hohem Niveau mit zukünftigen Stürmen zu rechnen ist. Außerdem bedeutet eine geringfügige Abnahme der Geschwindigkeit, dass extreme Sturmereignisse wie Vivian/Wiebke (1990), Lothar (1999), Kyrill (2007) und Emma (2009), die zu erheblichen Schäden in der Forstwirtschaft geführt haben, auch in Zukunft auftreten können.

Dankesworte

Die Autoren danken Herrn Mayer für die Koordination des Verbundprojekts RESTER sowie Herrn Franke (LUBW) und Herrn Philipps (IMK) für die Koordination des Gesamtvorhabes „Herausforderung Klimawandel“. Für die hilfreiche Unterstützung der Arbeit sei gedankt: Thomas Hofherr und CEDIM für die Analysen der CEDIM Sturmgefährdungskarte und für viele Hinweise, Daniela Jacob (CSC) und dem Team der CERA Datenbank (MPI-M) für die Bereitstellung der REMO und CCLM-KL Läufe, sowie Gerd Schädler, Hendrik Feldmann und Hans-Jürgen Panitz für die Bereitstellung und Beratung der CCLM-IMK Rechnungen.

Literatur

- Alexander, L.V., Tett, S.F., Jonsson, T., 2005:** “Recent observed changes in severe storms over the United Kingdom and Iceland”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, No. 13
- Alexandersson, H., Tuomenvirta, H., Schmith, T., Iden, K., 2000:** “Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set”, *Clim. Res.*, Vol. 14, No. 1, S. 71-73
- Bärring, L., von Storch, H., 2004:** “Scandinavian storminess since about 1800”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, No. 20
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Pattantyús-ábrahám, M., 2006:** “European cyclone track analysis based on ECMWF ERA-40 data sets”, *Int. J. Climatol.*, Vol. 26, No. 11, S. 1517-1527
- Benestad, R. E., Chen, D., 2006:** “The use of a calculus-based cyclone identification method for generating storm statistics”, *Tellus A*, Vol. 58, No. 4, S. 473-486
- Bengtsson, L., Hodges, K.I., Roeckner, E., 2006:** “Storm tracks and climate change”, *J. Climate*, Vol. 19, No. 15, S. 3518-3543
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, Ch.A.T., Frei, Ch., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J.P., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K., 2007:** “Future extreme events in European climate: An exploration of regional climate model projections”, *Clim. Change*, Vol. 81, Suppl.1, S. 71-95

- Bijl, W., Flather, R., de Ronde, J.G., Schmith, T., 1998:** "Changing storminess? An analysis of long-term sea level data sets", *Clim. Res.*, Vol. 11, No. 2, S. 161-172
- Brabson, B.B., Palutikof, J.P., 2000:** "Tests of the Generalized Pareto Distribution for predicting extreme wind speeds", *J. Appl. Meteor.*, Vol. 39, No. 9, S. 1627-1641
- Brasseur, O., 2001:** "Development and application of a physical approach to estimating wind gusts", *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 129, No. 1, S. 5-25
- Coles, S., 2001:** "An introduction to statistical modeling of extreme values", Springer, London, Großbritannien, 224 S
- Della-Marta, P. M., Pinto, J.G., 2009:** "Statistical uncertainty of changes in winter storms over the North Atlantic and Europe in an ensemble of transient climate simulations", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 36, No. 14
- Della-Marta, P.M., Mathis, H., Frei, C., Liniger, M.A., Kleinn, J., Appenzeller, C., 2009:** "The return period of winter storms over Europe", *Int. J. Climatol.*, Vol. 29, No. 3, S. 437-459
- Denis, B., Laprise, R., Caya, D., Cote, J., 2002:** "Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment", *Clim. Dyn.*, 18, S. 627-646
- Diaconescu, E., Laprise, R., and Sushama, L., 2007:** "The impact of lateral boundary data errors on the simulated climate of a nested regional climate model", *Clim. Dyn.*, 28, S. 333-350
- Efron, B., Tibshirani, R.J., 1993:** "An introduction to the bootstrap", *Monographs on Statistics and Applied Probability*, Vol. 57, Chapman & Hall/CRC
- Fink, A.H., Brücher, T., Ermert V., Krüger, A., Pinto, J.G., 2009:** "The European storm Kyrill in January 2007: Synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to the climate change", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, Vol. 9, No. 2, S. 405-423
- Fisher, R.A., Tippett, L.H.C., 1928:** "Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample", *Proc. Camb. Phil. Soc.*, Vol 24, 180 S.
- Frei, Ch., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J. und Vidale, P.L., 2006:** "Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models", *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, No. D6
- Gillett, N.P., Zwiers, F.W., Weaver, A.J., Stott, P.A., 2003:** "Detection of human influence on sea-level pressure", *Nature*, Vol. 422, No. 6929, S. 292-294
- Gillett, N.P., Allen, R.J., Ansell, T.J., 2005:** "Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, No. 19
- Gulev, S. K., Zolina, O., Grigoriev, S., 2001:** "Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data", *Clim. Dynam.*, Vol. 17, No. 10, S. 795-809
- Heneka, P., Hofherr, T., Ruck, B., Kottmeier, Ch., 2006:** "Winter storm risk of residential structures – model development and application to the German state of Baden-Württemberg", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, Vol. 6, No. 4, S. 721-733
- Hofherr, T., Kunz, M., 2010:** "Assessment and mapping of extreme wind speeds related to winter storms in Germany", *Clim. Res.*, Vol. 41, S. 105-123.
- Hollweg, H.D., Böhm, U., Fast, I., Hennemuth, B., Keuler, K., Keup-Thiel, E., Lautenschlager M., Legutke, St., Radtke, K. Rockel, B., Schubert, M., Will, A., Woldt, M., Wunram, C., 2008:** "Ensemble simulations over Europe with the regional climate model CLM forced with IPCC AR4 global scenarios", M&D Technical Report, 3, Hamburg, Germany
- Hosking, J. R. M., Wallis J.F., 1987:** "Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution", *Technometrics*, Vol. 29, No. 3, S. 339-349
- Hosking, J. R. M., 1990:** "L-Moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics", *J. R. Stat. Soc. B (Methodological)*, Vol. 52, No. 1, S. 105-124
- Jacob, D., Göttel, H., Kotlarski, S., Lorenz, P., Sieck, K., 2008:** "Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland - Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland", *Climate Change, Forschungsbericht 204 41 138*, UBA-FB 000969, Umweltbundesamt, Dessau-Roßlau, Deutschland

- Jones, P.D., Horton, E.B, Folland, C.K., Hulme, M., Parker, D.E., Basnett, T.A., 1999:** “The use of indices to identify changes in climatic extremes”, *Clim. Change*, Vol. 42, No. 1, S. 131-149
- Kharin, V.V., Zwiers, F. W., 2000:** “Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM”, *J. Climate*, Vol. 13, No. 21, S. 3760-3788
- Knippertz, P., Ulbrich, U., Speth, P., 2000:** “Changing cyclones and surface wind speeds over the North-Atlantic and Europe in a transient GHG experiment”, *Clim. Res.*, Vol. 15, No. 2, S. 109-122
- Lambert, J.L., Fyfe, J. C., 2006:** “Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise”, *Clim. Dyn.*, Vol. 26, No. 7-8, S. 713-728
- Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., 2004:** “On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change”, *Glob. Planet. Change*, Vol. 44, No. 1-4, S. 181-193
- Leckebusch, G.C., Koffi, B., Ulbrich, U., Pinto, J.G., Spanghel, T., Zacharias, S., 2006a:** “Analysis of frequency and intensity of European winter storm events from a multi-model perspective, at synoptic and regional scales”, *Clim. Res.*, Vol. 31, No. 1, S. 59-74
- Lionello, P., Boldrin, U., Giorgi, F., 2008:** “Future changes in cyclone climatology over Europe as inferred from a regional climate simulation”, *Clim. Dynam.*, Vol. 30, No. 6, S. 657-671
- Majewski, D., 1991:** “The EUROPA-modell of the Deutscher Wetterdienst”, *ECMWF Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models*, Vol. 2, S. 147-191
- Marsland, S.J., Haak, H., Jungclaus, J.H., Latif, M., Roske, F., 2003:** “The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates”, *Ocean Model.*, Vol. 5, No. 2, S. 91-127
- Miller, C., 2003:** “A once in 50-year wind speed map for Europe derived from mean sea level pressure measurements”, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, Vol. 91, No. 12-15, S. 1813-1826
- Monahan, A.H., 2006:** “The probability distribution of sea surface wind speeds. Part I: Theory and sea winds observations”, *J. Climate*, Vol. 19, No. 4, S. 497-520
- Münchener Rück, 2007:** “Zwischen Hoch und Tief — Wetterrisiken in Mitteleuropa“, Eigenverlag der Münchener Rück, München, Deutschland, 60 S.
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grubler, A., Jung, T.Y., Kram, T. and others, 2000:** “Special report on emissions scenarios: a special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change”, Cambridge Publish., 612 S.
- Palutikof, J.P., Brabson, B.B., Lister, D.H., Adcock, S.T., 1999:** “A review of methods to calculate extreme wind speeds”, *Meteor. Appl.*, Vol. 6, No. 2, S. 119–132
- Paciorek, C.J., Risbey, J.S., Ventura, V., Rosen, R.D., 2002:** “Multiple Indices of Northern Hemisphere Cyclone Activity, Winters 1949-99”, *J. Climate*, Vol. 15, No. 13, S. 1573-1590
- Philipp, A., Della-Marta, P.M., Jacobeit, J., Fereday, D.R., Jones, P.D., Moberg, A., Wanner, H., 2007:** “Long-term variability of daily North Atlantic–European pressure patterns since 1850 classified by simulated annealing clustering”, *J. Climate*, Vol. 20, No. 16, S. 4065-4095
- Pinto, J.G., Spanghel, Th., Ulbrich, U., Speth, P., 2006:** “Assessment of winter cyclone activity in a transient ECHAM4-OPYC3 GHG experiment”, *Meteor. Z.*, Vol. 15, No. 3, S. 279-291
- Pinto, J.G., Ulbrich, U., Leckebusch, G.C. Spanghel, T., Reyers, M., Zacharias, S., 2007a:** “Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM”, *Clim. Dynam.*, Vol. 29, No. 2-3, S. 195-210
- Pinto, J.G., Fröhlich, E.L., Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., 2007b:** “Changing European storm loss potentials under modified climate conditions according to ensemble simulations of the ECHAM5/MPI-OM1 GCM”, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, Vol. 7, No. 1, S. 165-175

- Pinto, J.G., Zacharias, S., Fink, A., Leckebusch, G., Ulbrich, U., 2009a:** "Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO", *Clim. Dynam.*, Vol. 32, No. 5, S. 711-737
- Raible, C.C., Blender, R., 2004:** "Northern Hemisphere midlatitude cyclone variability in GCM simulations with different ocean representations", *Clim. Dynam.*, 22, S. 239-248
- Raible, C.C., Della-Marta, P.M., Schwierz, C., Wernli, H., Blender, R., 2008:** "Northern Hemisphere extratropical cyclones: A comparison of detection and tracking methods and different reanalyses", *Mon. Wea. Rev.*, 136, S. 880-897
- Rockel, B., Will, A., Hense, A., 2008:** "The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM)", *Meteor. Z.*, Vol. 17, No. 4, S. 347-348
- Rockel, B., Woth, K., 2007:** "Extremes of near-surface wind speed over Europe and their future changes as estimated from an ensemble of RCM simulations", *Climat. Change*, Vol. 81, S. 267-280.
- Schinke, H., 1993:** "On the occurrence of deep cyclones over Europe and the North Atlantic in the period 1930-1991", *Contrib. Atmos. Phys.*, Vol. 66, No. 3, S. 223-237
- Schmith, T., Kaas, E., Li, T., 1998:** "Northeast Atlantic winter storminess 1875-1995 reanalysed", *Clim. Dynam.*, Vol. 14, No. 7-8, S. 529-536
- Schneidereit, A., Blender, R., Fraedrich, K., Lunkeit, F., 2007:** "Icelandic climate and North Atlantic cyclones in ERA-40 reanalyses", *Meteor. Z.*, Vol. 16, No. 1, S. 17-23
- Semmler, T., Varghese, S., McGrath, R., Nolan, P., Wang, S., Lynch, P., O'Dowd, C., 2008:** "Regional climate model simulations of North Atlantic cyclones: Frequency and intensity changes", *Clim. Res.*, Vol. 16, No. 1, S. 1-16
- Sickmüller, M., Blender, R., Fraedrich, K., 2000:** "Observed winter cyclone tracks in the northern hemisphere in re-analysed ECMWF data", *Q. J. R. Meteor. Soc.*, Vol. 126, No. 563, S. 591-620
- Smith, R.B., 1979:** "The influence of mountains on the atmosphere", in *Adv. Geophys.*, Vol. 21, Academic Press, New York, USA, S. 87-230
- Trigo, I. F., 2006:** "Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: A comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses", *Clim. Dyn.*, Vol. 26, No. 2-3, S. 127-143
- Ulbrich, U., Fink, A., Klawa, M., Pinto, J., 2001:** "Three extreme storms over Europe in December 1999", *Weather*, Vol. 56, 70-80
- Ulbrich, U., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G., 2009:** "Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review", *Theor. Appl. Climatol.*, Vol. 91, No. 1-2, S. 117-131
- Walter, A., Keuler, K., Daniela, J., Knoche, R., Block, A., Kotlarski, S., Müller-Westermeier, G., Rechid, D., Ahrens, W., 2006:** "A high resolution reference data set of German wind velocity 1951-2001 and comparison with regional climate model results", *Meteor. Z.*, Vol. 15, No. 6, S. 585-596
- Wang, X.L., Swail, V.R., Zwiers, F.W., 2006:** "Climatology and changes of extratropical cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP-NCAR reanalysis for 1958-2001", *J. Climate*, Vol. 19, No. 13, S. 3145-3166
- Wieringa, J., 1993:** "Representative roughness parameters for homogeneous terrain", *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol. 63, No. 4, S. 323-363
- Wilks, D.S., 1995:** "Statistical methods in the atmospheric sciences", *Int. Geophysics Series*, Vol. 59, Academic Press, San Diego, USA, 467 S
- Woth, K., Weisse, R., von Storch, H., 2006:** "Climate change and North Sea storm surge extremes: An ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models", *Ocean Dyn.*, Vol. 56, No. 1, S. 3-15

Zeitschriftenbeiträge

Kunz, M., Mohr, S., Rauthe, M., Lux, R., Kottmeier, Ch., 2010: “Assessment of extreme wind speeds from Regional Climate Models. Part 1: Estimation of return values and their evaluation”, Nat. Hazards Earth Syst., Vol. 10, S. 907-922

Kunz, M., Mohr, S., Rauthe, M., Lux, R., Kottmeier, Ch., 2010: “Assessment of extreme wind speeds from Regional Climate Models. Part 2: Expected changes in the future”, Nat. Hazards Earth Syst., eingereicht

Rauthe, M., Kunz, M., Kottmeier, Ch., 2010: “Changes in wind gust extremes over Central Europe derived from a small ensemble of high resolution regional climate models”, Meteor. Z., im Druck

Tagungsbeiträge

Kunz, M., Rauthe, M., Mohr, S., 2010: “Assessment of changes in extreme wind speeds from Regional Climate Models”, EGU General Assembly 2010, 02.-07. Mai 2010, Wien

Kunz, M., Lux, R., Rauthe, M., Kottmeier, Ch., 2008: “Winterstürme mit hohem Schadenpotenzial in einem veränderten Klima“, Forstwissenschaftliche Tagung, 22.-27. September 2008, Freiburg

Lux, R., Kunz, M., Kottmeier, Ch., 2007: “Winterstürme mit hohem Schadenpotenzial über Baden-Württemberg in einem veränderten Klima“, 8. Forum Katastrophenvorsorge des Deutschen Komitees für Katastrophenvorsorge (DKKV), 15.-16. Oktober 2007, Karlsruhe. http://www.cedim.de/download/08_Lux_etal.pdf. **Preis für den besten Vortrag**

Lux, R., Kunz, M., 2008: “Winter storms with high loss potential in changing climate conditions: a regional view”, EGU General Assembly 2008, 14.-18. April 2008, Wien

Mohr, S., 2008: “Änderung der Häufigkeit und Intensität von Winterstürmen in Deutschland auf Grundlage regionaler Klimasimulationen“, Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH), 95 S

Rauthe, M., Kunz, M., Mohr, S., 2008: “Winterstorms with high loss potential in a changing climate: a regional perspective”, 9. Forum Katastrophenvorsorge des DKKV, 20.-21. November 2008, Offenbach am Main. http://213.23.39.218/download/Forum/9/Rauthe_EA.pdf. **Preis für den besten Vortrag**

Rauthe, M., Kunz, M., Mohr, S., 2009: “Winter storms with high loss potential in a changing climate from a regional point of view”, 21st Century Challenges in Regional-scale Climate Modelling, Lund, Workshop Proceedings, International BALTEX Secretariat, Geestacht, No. 41, April, 2009, S. 273-274, ISSN 1618-6471

Rauthe, M., Kunz, M., Mohr, S., 2009: “Winterstorms with high loss potential in a changing climate: a regional perspective”, Extended Abstract 30th International Conference on Alpine Meteorology, Rastatt, Annalen der Meteorologie, Nr. 44, 64-65, DWD, Offenbach am Main, ISBN 78-3-88148-440-4

Teilprojekt „Verbesserung der Sturmstabilität von Waldbeständen“

innerhalb des Forschungsprogramms
Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg

Cornelia Frank, Bodo Ruck
Laboratorium für Gebäude- und Umweltaerodynamik, Institut für Hydromechanik
Karlsruher Institut für Technologie

2010

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	56
1 Anlass und Zielsetzung.....	56
2 Methodik	56
2.1 Windkanal: statisches Waldmodell	56
2.2 Windkanal: dynamisches Waldmodell	65
2.3 Numerische Berechnungen.....	67
3 Ergebnisse der Windkanaluntersuchungen mit statischem Modell.....	69
3.1 Bestandsdichte.....	69
3.1.1 Homogene Bestände	69
3.1.2 Staffelanordnungen	73
3.1.2.1 Anordnungen vom Typ „Licht - Dicht“	73
3.1.2.2 Anordnungen vom Typ „Dicht - Licht“	75
3.1.3 Zusammenfassung Bestandsdichte	75
3.2 Traufkantenausbildung	76
3.2.1 Schräge luvseitige Kantenanordnungen	76
3.2.1.1 Traufkanteneinfluss bei dichten Waldbeständen	77
3.2.1.2 Traufkanteneinfluss bei lichten Waldbeständen	80
3.2.2 Undurchlässige Wand im Luv des dichten Waldbestands.....	80
3.2.3 Zusammenfassung Traufkantenausbildung.....	82
4 Ergebnisse der Windkanaluntersuchungen mit dynamischem Modell	82
4.1 Bestandsdichte und Baumanordnung.....	82
4.2 Traufkantenausbildung	85
4.3 Diskussion und Zusammenfassung dynamisches Modell	87
5 Ergebnisse der numerischen Berechnungen	87
5.1 Abstand zur luvseitigen Bestandskante	87
5.2 Bestandshöhe	88
5.2.1 Homogene Bestände	88
5.2.2 Stufige Waldanordnungen.....	89
5.3 Schräge Waldkanten mit variiertem Traufkantenwinkel	92
5.4 Waldanordnungen mit 2D-Lichtungen	92
5.5 Waldanordnungen mit 3D-Lichtungen	93
5.6 Hügel unterschiedlicher Hangneigung	94

5.7	Diskussion und Zusammenfassung der numerischen Ergebnisse.....	97
	Literatur	98
	Publikationen aus dem Projekt.....	100

Zusammenfassung

In diesem RESTER-Teilprojekt wurde der Einfluss verschiedener Bestandseigenschaften auf die Strömungsvorgänge um Waldbestände erfasst. Hierzu wurden experimentelle Untersuchungen in einem atmosphärischen Grenzschichtwindkanal mit statischen und dynamischen Waldmodellen durchgeführt und begleitend bzw. ergänzend numerische Berechnungen mit dem kommerziellen CFD – Softwarepaket FLOVENT (RANS-Modell). Der Einfluss mehrerer Bestandsparameter auf den Verlauf verschiedener Strömungsgrößen in unmittelbarer Kronendachnähe wurde erfasst, indem hoch aufgelöste Geschwindigkeitsmessungen über diversen statischen Waldanordnungen mit Hilfe eines Laser-Doppler-Anemometrie-Systems durchgeführt wurden. Das dynamische Modell, welches aus starren, gelenkig gelagerten Einzelbäumen besteht, ermöglicht, die Auslenkungen ganzer Baumkollektive zeitgleich zu erfassen. Aus den numerisch berechneten Strömungsgrößen wurden die Verläufe der auf die Bäume einwirkenden Stammbiegemomente entlang zahlreicher statischen Waldkonfigurationen abgeleitet.

1 Anlass und Zielsetzung

Windwurf / Windbruch im Bestand muss als Kollektivphänomen aufgefasst werden, bei dem zeitlich und räumlich begrenzte Starkwindböen gleichzeitig mit vielen Bäumen wechselwirken (Kollektivdynamik ganzer Baumgruppen). Der Grad der Schädigung eines Waldbestandes durch Sturm hängt darüber hinaus von spezifischen Bestandseigenschaften wie Topographie, Bestandsdichte, Kronendachrauhigkeit, Baumartenspezies, Traufkantenbildung und Bodenparametern ab. Viele dieser Zusammenhänge gelten bislang als nicht hinreichend untersucht, da sich die einzelnen Einflussfaktoren im Naturexperiment nicht trennscharf genug abbilden lassen. Gleichwohl benötigt man aber diese einzelnen, separierten Zusammenhänge, um eine Risikobewertung der Waldbestände in statistischer Weise mit einem Geo-Informationssystem (GIS) aufbauen zu können.

2 Methodik

2.1 Windkanal: statisches Waldmodell

Die experimentellen Untersuchungen mit dem statischen Waldmodell wurden im geschlossenen, 29 m langen atmosphärischen Grenzschichtwindkanal des Laboratoriums für Gebäude- und Umweltaerodynamik, Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe durchgeführt (siehe Abb. 1).

Die Geschwindigkeitsmessungen wurden mit Hilfe eines zweidimensionalen Laser-Doppler-Anemometrie-Systems (LDA-System) durchgeführt. LDA-Systeme ermöglichen berührungslose Messungen, d. h. die ablaufenden Strömungsvorgänge werden nicht durch Sondeneinbauten gestört, sowie Messungen mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung. Ausführliche Beschreibungen der Funktionsweise von LDA-Systemen sind beispielsweise in Durst et al. (1976) oder Ruck (1987, 1990) zu finden. Das eingesetzte LDA-System ist in Frank (2005) genauer beschrieben. In jedem Messpunkt wurden rund 26600 Datenpunkte mit einer Frequenz von 500 Hz im Coincidence Mode aufgenommen. Eine Punktmessung dauerte somit 53 s.

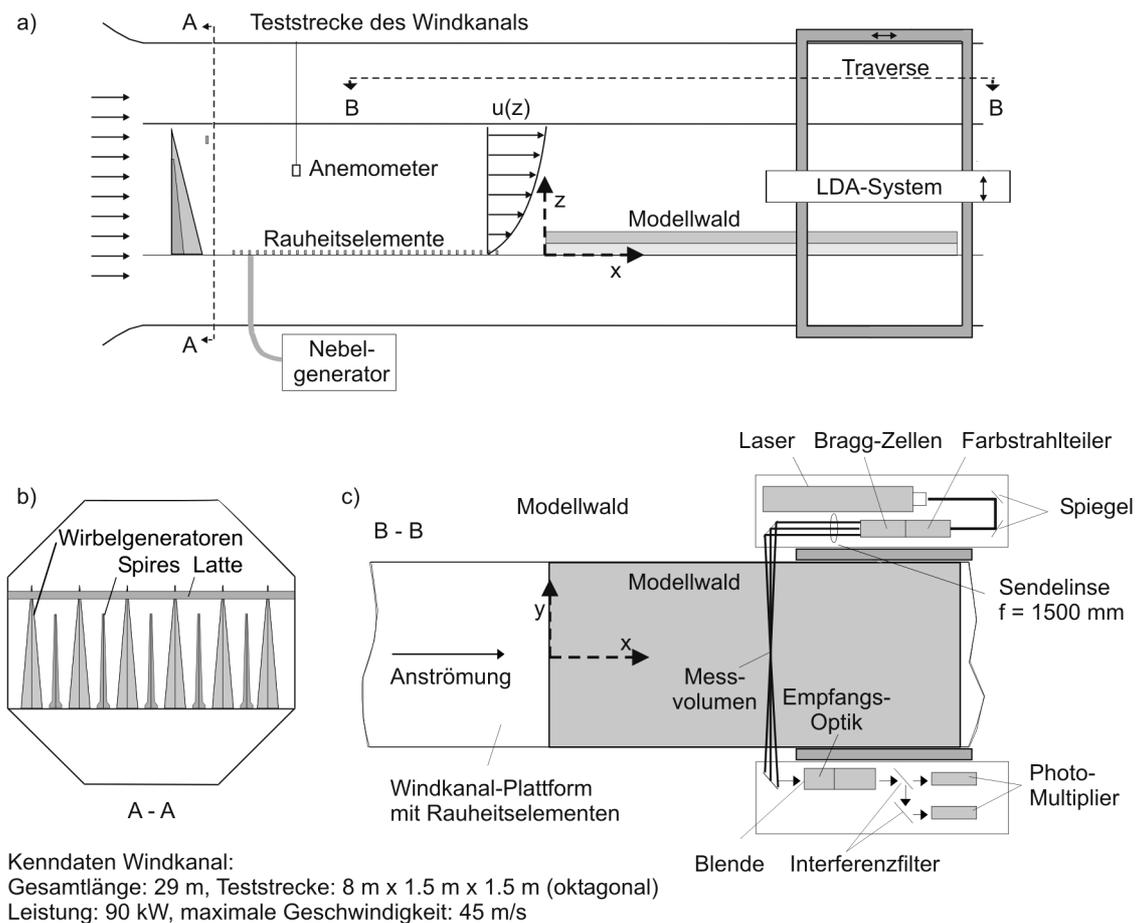


Abb. 1: Teststrecke des atmosphärischen Grenzschichtwindkanals: a) Skizze Seitenansicht, b) Skizze Blick gegen Strömungsrichtung, c) Skizze Draufsicht mit LDA-System.

Simulierte atmosphärische Grenzschicht

Um reale atmosphärische Strömungsvorgänge im Windkanal zu simulieren, ist eine Nachbildung naturähnlicher Windverhältnisse erforderlich. Neutral geschichtete atmosphärische Grenzschichten lassen sich hinreichend charakterisieren durch die mittleren Windgeschwindigkeitsprofile, die Turbulenzprofile und die Energieverteilung der Böen.

Die vertikale Verteilung der zeitgemittelten, horizontalen Geschwindigkeit in der Untersuchungsstrecke lässt sich theoretisch mit dem Potenzgesetz

$$u(z)/u_{ref} = (z/z_{ref})^\alpha \quad (1)$$

mit u_{ref} = Referenzgeschwindigkeit in einer Referenzhöhe z_{ref} und α = Proflexponent, oder alternativ mit dem logarithmischen Wandgesetz beschreiben

$$u(z) = (u_* / \kappa) \cdot \ln((z - d) / z_0) \quad (2)$$

mit u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit, κ = von Kármánsche Konstante = 0.4, z_0 = Rauigkeitshöhe und d = Nullpunktverschiebung des Geschwindigkeitsprofils. Die gemessenen horizontalen Geschwindigkeiten können im vorliegenden Fall mit Hilfe des Potenzgesetzes und einem Profilexponenten $\alpha=0.26$ sehr gut angenähert werden (Abb. 2a). Dieser Profilexponent ist typisch für Grenzschichten über vorstädtischem Terrain bzw. Waldgebieten, siehe Counihan (1975), Plate (1995). Aus dem logarithmischen Ansatz (Abb. 2b) bestimmt sich die Rauigkeitshöhe z_0 im Modell zu 1.9 mm, was bei einem Modellmaßstab von 1:200 $z_0=0.38$ m in der Natur entspricht. Nach Eurocode 1 2005 ist dieser Wert charakteristisch für Dörfer, vorstädtische Bebauung und Wälder. Für die Nullpunktverschiebung wird $d=0$ angenommen. Die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* ergibt sich zu 0.54 m/s und $\tau_0=u_*^2 \cdot \rho=0.36$ N/m². Sieht man von den Werten in unmittelbarer Bodennähe ab, weisen die Korrelationen der Geschwindigkeitsschwankungen $\overline{u'w'}$ (Abb. 2c) im unteren Bereich der Grenzschicht einen annähernd konstanten Verlauf auf. Dies ist typisch für die Prandtl-Schicht, in der die Flüsse über die Höhe um weniger als 10 % ihrer Größe abweichen und in der $u_*^2 = -\overline{u'w'}$ gilt, siehe Stull (1988). Die in Abbildung 2c dargestellte theoretische Kurve ergibt sich alternativ aus der von Plate (1995) angegebenen Funktion des Schubspannungsverlaufs über die Höhe für eine geschätzte Grenzschichtdicke $\delta=350$ m.

Die Profile der Turbulenzintensitäten in Hauptströmungsrichtung T_u (Abb. 2d) und in vertikaler Richtung T_w (Abb. 2e) sind über die Höhe dargestellt. In Bodennähe ($z/z_{\text{ref}}=0.2$) beträgt $T_u=0.62$ und $T_w=0.33$; beide Größen nehmen allmählich mit zunehmender Höhe ab und stimmen hinreichend gut mit den theoretischen Verläufen nach Plate (1995) überein. Das integrale Längenmaß L_{ux} beschreibt die Größe der einheitlich bewegten Masse und gibt somit die mittlere Turbulenzballengröße an. Abbildung 2f zeigt, dass die Werte des integralen Längenmaßes in der simulierten Grenzschicht im unteren Bereich gut mit den Werten des Eurocodes 1 2005 übereinstimmen, während sie im oberen Bereich abweichen. Letzteres ist zu erwarten, da der Einfluss der Windkanaldecke eine weitere Zunahme des integralen Längenmaßes mit der Höhe wie in der natürlichen, oben offenen Atmosphäre verhindert.

In Abbildung 2g sind Spektraldichtefunktionen der modellierten Anströmung in drei verschiedenen Höhen z ($z=50$ mm, 130 mm und 200 mm) dargestellt. Ein Vergleich der dimensionslosen Spektren in der Windkanalgrenzschicht mit denen der natürlichen Grenzschicht (von Kármán-Spektrum) zeigt, dass die ermittelten Spektraldichtefunktionen hinsichtlich Lage und Höhe des Maximums sehr gut übereinstimmen. Ein Abklingverhalten proportional zu $f^{2/3}$ im höherfrequenten Bereich wird bei den Spektren ebenfalls gut wiedergegeben.

Mit den zuvor in diesem Kapitel abgeleiteten Werten für die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* und für die Rauigkeitshöhe z_0 ergibt sich die Rauigkeits-Reynoldszahl zu

$$\text{Re}_R = u_* \cdot z_0 / \nu = 0.54 \text{ m/s} \cdot 0.0019 \text{ m} / 1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s} \approx 68.4,$$

womit die Forderung der Windkanalrichtlinie 1994, $\text{Re}_R > 5$, erfüllt ist. Damit wird gewährleistet, dass eine vollturbulente Prandtl-Schicht im Windkanal nachgebildet wird.

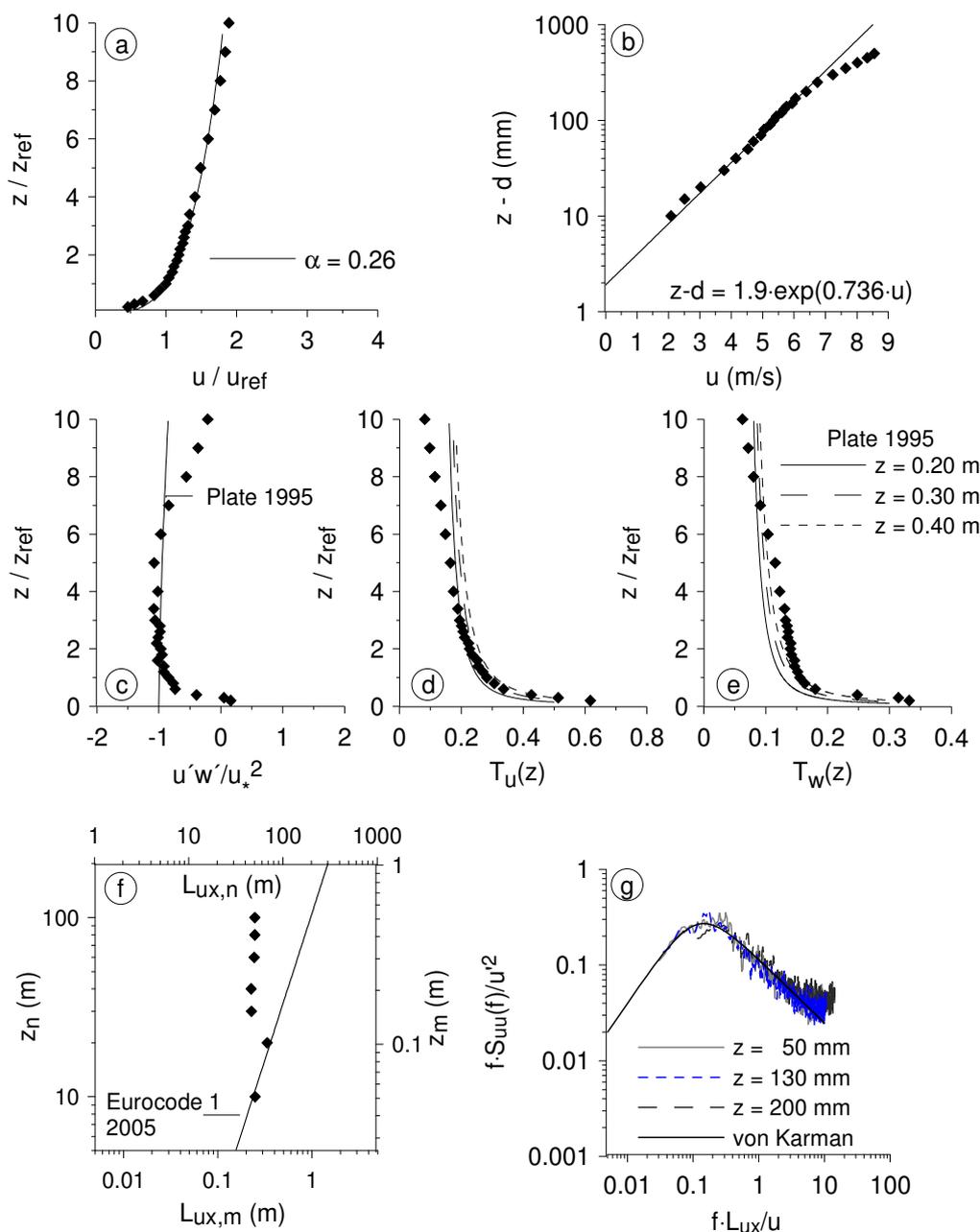


Abb. 2: *Simulierte atmosphärische Grenzschicht: a, b) zeitgemittelte horizontale Geschwindigkeit $u(z)$ ($z_{ref}=0.05$ m, $u_{ref}=4.34$ m/s, a) Potenzansatz, b) logarithmischer Ansatz), c) bezogene Reynoldsschubspannung $u'w'/u_*^2$, d) Turbulenzintensität in Hauptströmungsrichtung $T_u(z)$, e) Turbulenzintensität in vertikaler Richtung $T_w(z)$, f) integrales Längenmaß L_{ux} , g) normierte Spektraldichteverteilung $f \cdot S_{uu}(f)/u^2$.*

Zusammenfassend kann man sagen, dass die Ähnlichkeitsanforderungen an die Anströmung hinreichend eingehalten werden und dass die Windkanalgrenzschicht bei einem zu Grunde gelegten Maßstab von $M=1/200$ eine natürliche atmosphärische Grenzschicht über rauem Gelände simuliert. Es treten zwar Abweichungen in der Turbulenzstruktur auf; diese sollten aufgrund der vorherrschenden Effekte der Hindernisumströmung jedoch nur von sekundärer Bedeutung sein.

Waldmodell

Ähnlichkeitsbetrachtungen für Einzelbäume

Die statischen Modellbäume müssen eine geometrisch ähnliche Grobstruktur aufweisen und aerodynamisch ähnlich sein. Die aerodynamische Ähnlichkeit wird realisiert, indem die c_w -Werte der Modellbäume an die Werte von realen Bäumen angepasst werden.

Der dimensionslose Widerstandskoeffizient c_w ist wie folgt definiert

$$c_w = \frac{2 \cdot F}{\rho \cdot u^2 \cdot A} \quad (3)$$

mit F = Widerstandskraft [N], ρ = Dichte der Luft [kg/m^3], u = Windgeschwindigkeit [m/s] und A = Querschnittsfläche [m^2]. Der c_w -Wert berücksichtigt sowohl den Reibungs- als auch den Druckanteil des Luftwiderstands und hängt folglich von der Form und Oberflächenrauheit des Widerstandselements ab. Baumkronen sind im Gegensatz zu festen Körpern porös und biegsam, so dass die angeströmte Kronenquerschnittsfläche und die Form und Orientierung der Kronenkomponenten (Blätter, Äste und Zweige) mit der Windgeschwindigkeit variiert. Üblicherweise wird die angeströmte Querschnittsfläche bei Windstille gemessen (statischer c_w -Wert). Bei dynamischen c_w -Werten werden die Widerstandskoeffizienten mit der windgeschwindigkeitsspezifischen Frontfläche berechnet. Erst in neueren Arbeiten wird die Größe der Frontfläche exakt bestimmt, in älteren Veröffentlichungen wurden die Frontflächen meistens durch geometrische Formen abgeschätzt. Wie groß die Fehler bei den publizierten c_w -Werten infolge solcher Annäherungen sind, hängt unter anderem von der Baumart (Baumform) ab und kann nicht quantifiziert werden.

Die gemessenen c_w -Werte der Modellbäume werden mit Naturwerten von Nadelbäumen aus der Literatur verglichen, siehe Abbildung 3.

Die Naturdaten streuen insgesamt recht stark. Beträchtliche Unterschiede sind nicht nur zwischen den verschiedenen Baumarten, sondern auch zwischen den einzelnen Individuen gleicher Art zu beobachten. Die c_w -Werte von realen Bäumen nehmen mit zunehmender Anströmgeschwindigkeit ab. Im Gegensatz hierzu sind die untersuchten Modellbäume steif, d. h. sie zeichnen sich durch eine gleich bleibende Querschnittsfläche und eine konstante Porosität aus. Dies führt dazu, dass die c_w -Werte der Modellbäume nicht den für Naturbäume typischen Verlauf aufweisen, sondern bereits ab einer relativ niedrigen Geschwindigkeit ($u \geq \text{ca. } 8 \text{ m/s}$) annähernd konstant bleiben. Bei den Modellbäumen stimmen die statischen mit den dynamischen c_w -Werten überein, wohingegen sich bei realen Bäumen die projizierte Frontfläche im Allgemeinen mit steigender Windgeschwindigkeit verringert. Infolgedessen sind bei Naturbäumen – vor allem bei hohen Anströmgeschwindigkeiten – die dynamischen c_w -Werte höher als die statischen Werte. Da die dynamischen Werte die (nicht modellierte) Veränderung der Frontflächen berücksichtigen, sind sie als Zielvorgabe für die Modellbäume sicherlich geeigneter als die statischen Werte. Leider sind jedoch nur wenige Naturdaten in dieser Form verfügbar. Der Vergleich von Modell- und Naturwerten zeigt, dass die Werte der modellierten Nadelbäume im oberen Wertebereich von realen Nadelbäumen liegen. Anzumerken sei auch noch, dass die publizierten Naturdaten

allesamt an relativ kleinen Naturbäumen bestimmt wurden. Angaben zu c_w -Werten von großen Bäumen liegen nicht vor.

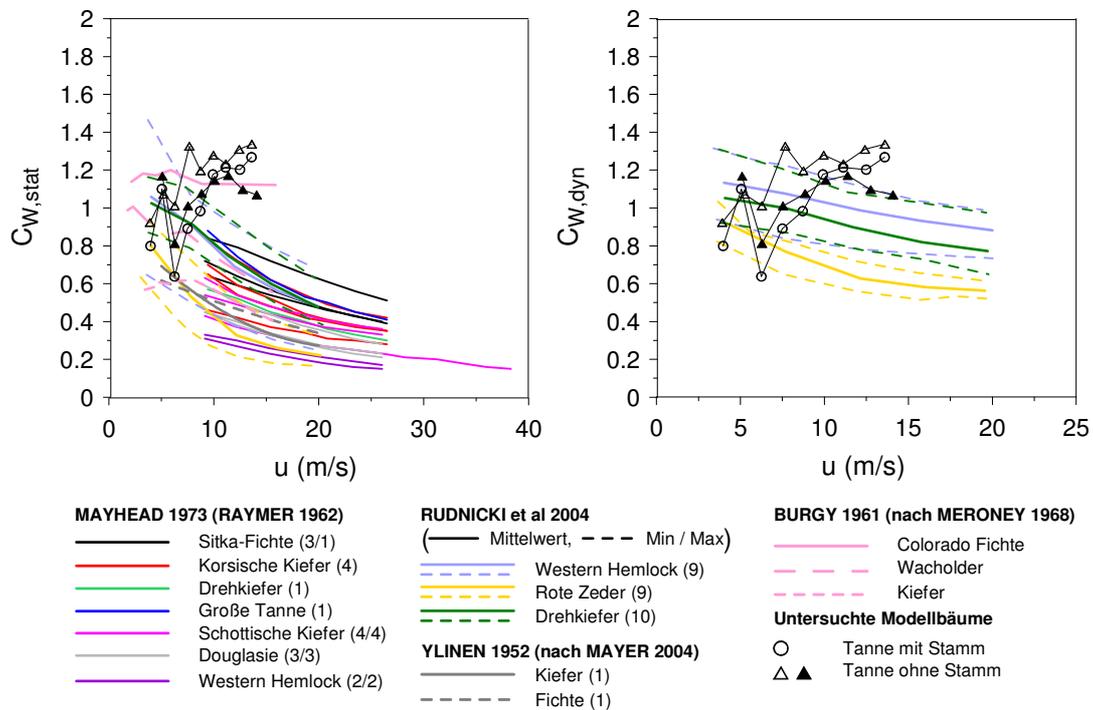


Abb. 3: Statische (links) und dynamische (rechts) c_w -Werte von Nadelbäumen: Vergleich der Daten von Natur- und Modellbäumen

Modellwald

Der ursprünglich dichte Modellwald setzt sich aus 6700 Einzelbäumen zusammen. Er erstreckt sich über eine Länge L_w von $2.06 \text{ m} = 17.9 \cdot H$ in Hauptströmungsrichtung (was bei dem zugrunde gelegten Modellmaßstab von 1:200 einer Waldlänge von 412 m in der Natur entspricht) und annähernd über die gesamte Windkanalbreite, siehe Abbildung 4.

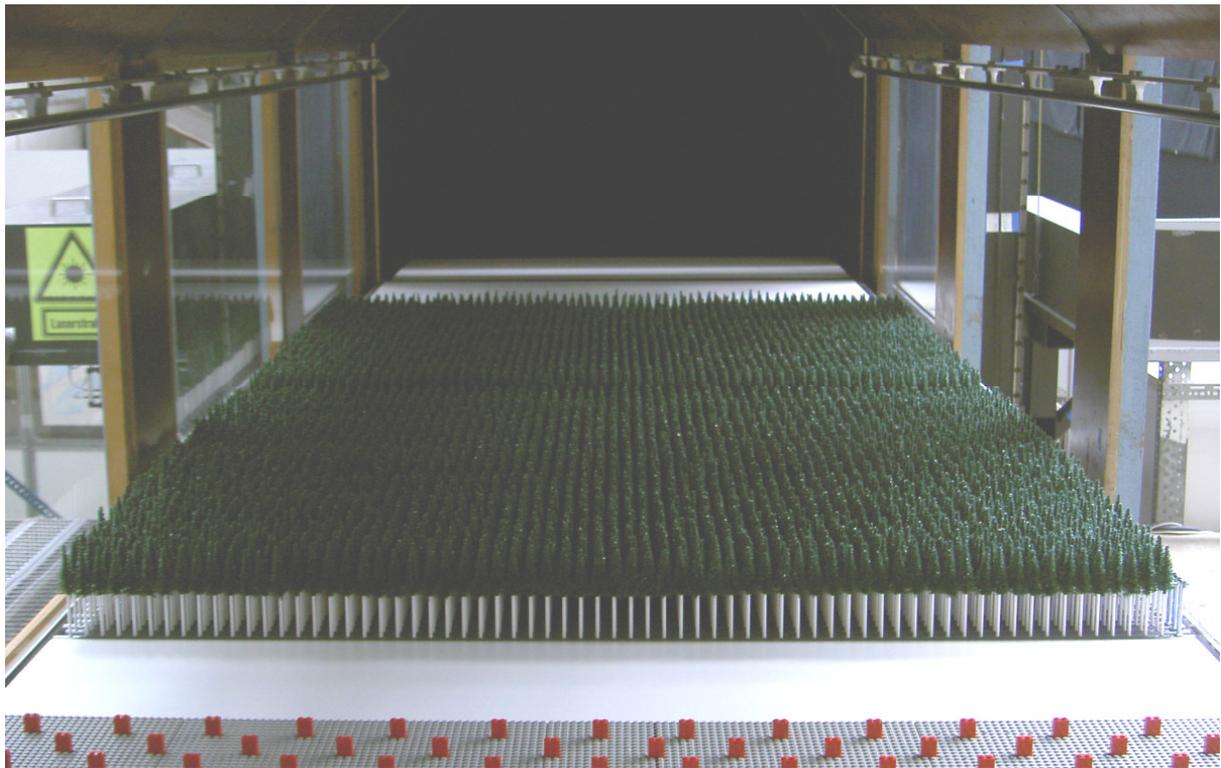
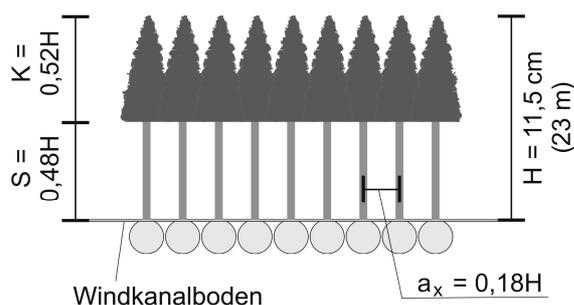


Abb. 4: Foto des dichten Waldbestands im Windkanal.

Die Stämme, auf welche die Kronen von Modelltannen befestigt wurden, sind aus Polystyrol-Rundstäben gefertigt. Die Gesamthöhe des Waldes beträgt im Mittel $H=11.5$ cm (23 m in Natur); sie setzt sich zusammen aus einer Stammhöhe $S=5.5$ cm = $0.48 \cdot H$ (11 m) und einer mittleren Kronendachhöhe $K=6$ cm = $0.52 \cdot H$ (12 m), siehe Abbildung 5. Die Höhe der Einzelbäume weist eine natürliche Variabilität auf und schwankt im Bereich $H \pm 0.5$ cm ($H \pm 1$ m). Der Abstand zwischen den Bäumen ist in Hauptströmungsrichtung und in lateraler Richtung bei der dichten Anordnung annähernd gleich: $a_x=2.06$ cm = $0.18 \cdot H$ (4.1 m) und $a_y=2.0$ cm = $0.17 \cdot H$ (4.0 m). Damit wird eine Bestandsdichte von 2400 Bäumen je Quadratmeter im Modell bzw. von 600 Bäumen je Hektar in der Natur erzielt. Diese Bestandsdichte wird im weiteren Verlauf zu 100 % festgesetzt. Der Modellwald besitzt in dieser Konfiguration ein geschlossenes und strukturiertes Kronendach.

Waldaufbau im Detail:

Seitenansicht:



Draufsicht:

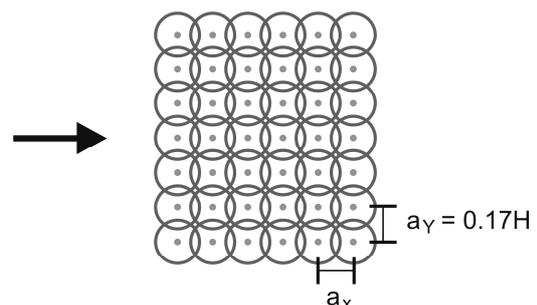


Abb. 5: Skizze des Modellwalds und Nomenklatur.

Ähnlichkeit der Hindernisumströmung

Streng genommen ist die Einhaltung der vollständigen Reynoldszahl-Ähnlichkeit notwendig, damit eine naturähnliche Umströmung von Modellstrukturen sichergestellt ist. Dies ist bei unverändertem Strömungsmedium und dem verwendeten Modellmaßstab von 1:200 nicht realisierbar, da hierfür Modellgeschwindigkeiten notwendig wären, die das 200-fache der Naturgeschwindigkeit betragen würden. Die Modell-Reynoldszahl, ermittelt aus der Bestandshöhe H und aus der in der Höhe $z=H$ vorherrschenden mittleren Geschwindigkeit u_0 , beträgt

$$Re_M = 5.4 \text{ m/s} \cdot 0.115 \text{ m} / 1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s} = 41400$$

Damit ist die Forderung $Re_M > 10000$ erfüllt, die bei Modelluntersuchungen notwendig ist, um fixierte Strömungsablösungen und eine voll turbulente, Reynoldszahl-invariante Umströmung hervorzurufen.

Vergleich Modellwald mit BWI2-Daten

Abbildung 6 zeigt einen Vergleich der Parameter des in Abbildung 4 dargestellten dichten Modellwalds mit den dendrometrischen Daten der zweiten Bundeswaldinventur. Die gewählte Kombination aus Stammzahl und Baumhöhe ist demnach realitätsnah.

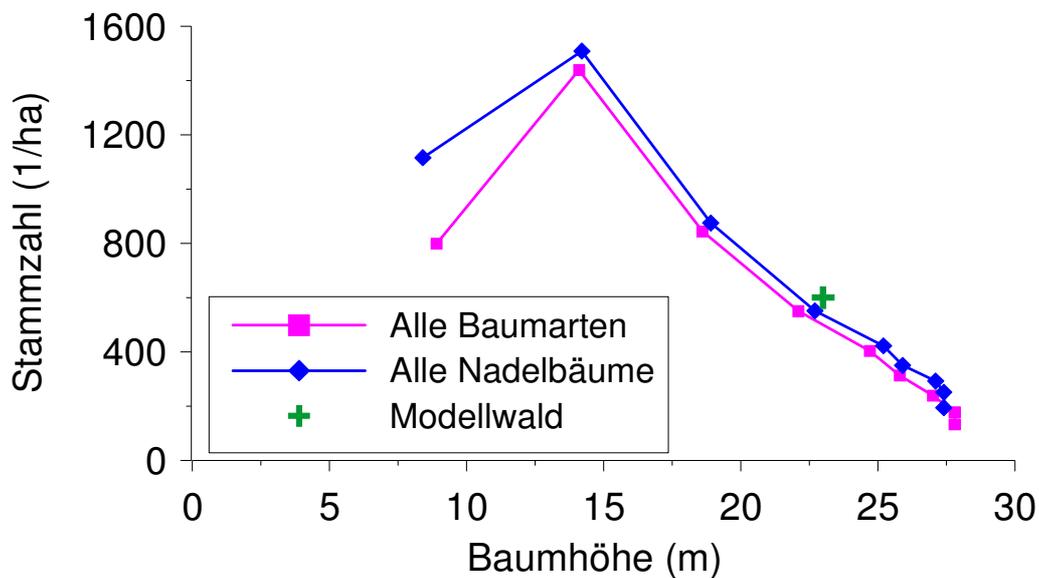


Abb. 6: Vergleich Modellwaldparameter mit BWI²-Daten (Tab. 1.6.1 / Tab. 1.6.3 des Inventurberichts (BMELV 2005): dendrometrische Werte nach Baumaltersklassen).

Übersicht statische Modellversuche

Tabelle 1 gibt eine Übersicht über die durchgeführten Windkanalversuche mit dem statischen Waldmodell. Für alle Konfigurationen wurden LDA-Messungen in unmittelbarer Kronendachnähe über den Waldbeständen (in einer Höhe $z/H=1.13$) mit einer sehr feinen horizontalen Auflösung zwischen $0.087 \cdot H$ und $0.43 \cdot H$ durchgeführt. Bei den zuerst durchgeführten Untersuchungen wurde zusätzlich das gesamte Strömungsfeld um die Bestände erfasst, indem jeweils mehrere vertikale Profile vermessen wurden.

Tab. 1: Übersicht über die Windkanalversuche mit statischen Waldmodellen.

Bestandsdichte	Traufwinkel*		Bem.**	Kap.
Bestandsdichte				3.1
homogene Bestände				3.1.1
100 %	90°, oS		H, V, F, QA	
50 %				
25 %				
Staffelanordnungen				3.1.2
Typ „Licht – Dicht“				3.1.2.1
25/100 %	90°, oS	L/H = 0.7, 2.1, 4.2, 6.3	H, QA	
50/100%	90°, oS	L/H = 1.1, 2.1, 4.2, 6.4	H	
Typ „Dicht – Licht“				3.1.2.2
100/25 %	90°, oS	L/H = 0.9, 2.3, 4.5, 6.6	H, QA	
100/50 %	90°, oS	L/H = 1.1, 2.1, 4.3, 6.4	H	
Luvseitige Traufkantenausbildung				3.2
Schräge Kanten				3.2.1
25 %	27°, SS & EB		H, QA	3.2.1.1
	45°, SS & EB			
	63°, SS & EB			
100 %	27°, SS & EB		H, QA	3.2.1.2
	45°, SS & EB			
	63°, SS & EB			
Undurchlässige Wand				3.2.2
100 %	90° + Wand		H, V, QA	
Waldanordnungen mit Lichtungen				
100 %	90°, oS	a/H = 1 u. 5	H, V, QA	

*oS = offener Stammraum, SS = Schaumstoffkanten, EB = Einzelbaumkanten

**H = Horizontalprofile in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$), V = Vertikalprofile, F = Frequenzanalyse, QA = Quadrantenanalyse

Die Anströmung erfolgt bei allen Versuchen senkrecht zur Waldkante. Der Ursprung des verwendeten x,z-Koordinatensystems liegt auf der Windkanalbodenplatte am luvseitigen Waldrand mit der x-Koordinate in horizontaler Hauptströmungsrichtung und mit der z-Koordinate in nach oben gerichteter, vertikaler Richtung (siehe Abb. 1).

In Tabelle 2 sind die ausgewerteten Strömungsgrößen der LDA-Messungen zusammengefasst. In Kapitel 3 dieses Berichts wird der Einfluss der untersuchten Bestandsparameter (Tab. 1) auf die aerodynamische Kraftwirkung und auf den turbulenten Impulsaustausch beschrieben.

Die mittlere Windbelastung ist proportional zum Quadrat der mittleren horizontalen Geschwindigkeit. Die maximale Windbelastung ist proportional zum Quadrat der Summe aus mittlerer horizontaler Geschwindigkeit und dem Produkt eines Böenwichtungsfaktors und der Standardabweichung der mittleren horizontalen Geschwindigkeit. Der Böenwichtungsfaktor wurde dabei zu 3.5 angenommen. Die Windbelastungen wurden jeweils normiert mit der mittleren Windbelastung in der ungestörten Anströmung in gleicher Höhe. Zusätzlich wurde auch noch das Verhältnis der maximalen zur mittleren Windbelastung in Kronendachnähe in Anlehnung an den in den mechanistischen Windschadensrisikomodellen ForestGales und HWIND verwendeten Böenfaktor G berechnet (z. B. Gardiner et al 2000, 2008; Quine und Gardiner 2007; Peltola et al

1999), welcher jedoch das Verhältnis des extremen zum mittleren Stammbiegemoment beschreibt.

Tab. 2: *Windkanalversuche mit statischem Waldmodell: Übersicht über die ausgewerteten Strömungsgrößen.*

Horizontale u. vertikale Geschwindigkeitskomponente:		
Zeitreihen	$u(t), w(t)$	m/s
Mittelwert	u, w	m/s
Standardabweichung	u', w'	m/s
3. Moment	u^3, w^3	m^3/s^3
4. Moment	u^4, w^4	m^4/s^4
Schiefe	Sku, Skw	-
Kurtosis	$Kurtu, Kurtw$	-
Turbulente kinetische Energie	TKE	m^2/s^2
Korrelation der Geschwindigkeitsschwankungen	$\overline{u'w'}$	m^2/s^2
Strömungswinkel zur Horizontalen		°
Tripelprodukte	$u'w'^2, u^2w'$	m^3/s^3
Aerodynamische Kraftwirkung (in $z/H = 1.13$)		
Mittlere Windbelastung	F_{mean}	-
Maximale Windbelastung	F_{max}	-
Verhältnis maximale zur mittlere Windbelastung	F_{max}/F_{mean}	-
Quadrantenanalyse		
Impulsaustauschanteile (alle Werte)	$S_{i,0}$	-
Zeitanteile (alle Werte)	$t_{i,0}$	-
Sweep-Burst-Faktor (alle Werte)	SBF	-
Exuberanz-Faktor (alle Werte)	E_s	-
Mittelwerte der 100 höchsten Werte der Quadranten	$u'w'_i$	m^2/s^2
Extremer Sweep-Burst-Faktor	SBF extreme	-
Extremer Exuberanz-Faktor	E_s extreme	-
Frequenzanalyse (für ausgewählte Konfigurationen)		
Spektren Horizontalkomponente	$fS_{uu}, fS_{uu}/u^2$	$m^2/s^2, -$
Spektren Vertikalkomponente	$fS_{ww}, fS_{ww}/w^2$	$m^2/s^2, -$

Der turbulente Impulsaustausch ist von großem Interesse, da es die weit verbreitete Hypothese gibt, dass Windwurf zumindest teilweise durch Böen verursacht wird, die von oben kommend auf das Kronendach auftreffen. Die zeitlich gemittelte Korrelation der Geschwindigkeitsschwankungen $\overline{u'w'}$ beschreibt die mittlere Intensität des turbulenten Impulsaustausches in vertikaler Richtung. Nimmt die horizontale Geschwindigkeit mit der Höhe zu, ist $\overline{u'w'}$ per Konvention negativ, siehe Stull 1988. Turbulente Wirbel transportieren in diesem Fall Impuls abwärts zum Boden hin. Die Struktur dieses turbulenten Impulsaustausches wurde mit Hilfe der Quadrantenanalyse auch noch genauer untersucht (siehe Projekt-Zwischenbericht Juni 2009).

2.2 Windkanal: dynamisches Waldmodell

Zusätzlich zum statischen Waldmodell wurde ein dynamisches Waldmodell gebaut. Mit diesem dynamischen Modell ist es möglich, gleichzeitig die Auslenkung der Kronenspitzen vieler Bäume als Funktion relevanter Bestandsparameter in ausgewählten Bestandsbereichen aufzunehmen.

Durch die räumliche und zeitliche Erfassung der Baumkronenauslenkungen können dann Rückschlüsse auf die räumliche und zeitliche Verteilung der angreifenden Biegemomente gezogen werden. Die Baumkronenauslenkungen werden dabei optisch mit Hilfe einer Kamera erfasst. Um einen guten Kontrast bei den Aufnahmen zu erlangen, wurden kleine weiße Kügelchen auf den Kronenspitzen der Modellbäume angebracht. Die Lage der Baumkronen wird mit Hilfe eines Particle-Tracking-Algorithmus aus den Aufnahmen bestimmt.

Das dynamische Waldmodell (Länge = Breite = $3.83 \cdot H$, Abb. 7 links) besteht aus bis zu 144 starren, am Fuß gelenkig gelagerten Einzelbäumen (12 Reihen á 12 Bäume). Die Struktur und die Abmessungen der Einzelbäume sind ähnlich zu denen des statischen Waldmodells (Kap. 2.1), jedoch wurden die Bäume auf Styroporkugeln befestigt, an deren Unterseite Gewichte angebracht wurden, siehe Abbildung 7 rechts. Die Bäume schwimmen in einem Wasser gefüllten Behälter. Die Lage der Styroporkugeln, die einen Durchmesser $D=3$ cm besitzen, ist durch Bohrungen im Behälterdeckel fixiert. Die maximale realisierbare Bestandsdichte beträgt 600 Bäume/ m^2 (150 Bäume/ha in der Natur), was $BD=25\%$ (lichter Bestand mit gleichmäßig verteilten Einzelbäumen) entspricht.



Abb. 7: Foto des dynamischen Waldmodells und Detailaufnahme eines Einzelbaums.

Bei den durchgeführten Versuchen wurden Sequenzen, bestehend aus 190 Bildern, mit einer Aufnahme­frequenz von 14.95 Hz erfasst. Die Sequenzdauer beträgt somit 12.7 s. Abbildung 8 gibt den Zusammenhang zwischen einwirkendem Biegemoment und resultierender Baumauslenkung wieder.

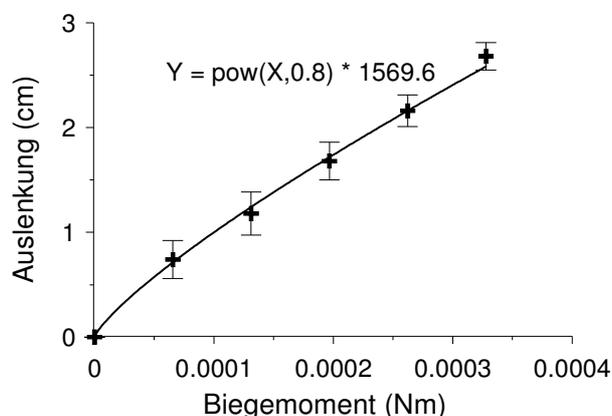


Abb. 8: Zusammenhang zwischen einwirkendem Biegemoment und Baumkronenauslenkung (Mittelwerte aus 5 Einzelbaummessungen).

2.3 Numerische Berechnungen

Allgemein

Die numerischen Berechnungen wurden mit dem Softwarepaket FLOVENT der Firma Flomerics Ltd. durchgeführt, welches auf einem LVEL k- ϵ Turbulenzmodell basiert. Die Waldbestände wurden dabei als hochporöse und homogene Körper simuliert, die als Strömungswiderstände mit Hilfe von Druckverlustkoeffizienten und einem vereinfachten Senkenterm für die turbulente kinetische Energie realisiert wurden. Eine genauere Beschreibung der numerischen Vorgehensweise ist in Frank und Ruck (2008) gegeben.

Berechnung Stammbiegemomente

Um die auf die Bäume einwirkenden Windbelastungen zu quantifizieren, wurden aus den numerisch berechneten Strömungsgrößen sowohl mittlere als auch maximale Biegemomente (BMmean bzw. BMmax) um den Stammfuß (siehe Abb. 9) mit Hilfe folgender Formeln bestimmt:

$$BM_{mean} = \sum_{i=1}^n 0.5 \cdot \rho \cdot u_i \cdot |u_i| \cdot c_d \cdot a \cdot A(z_i) \cdot dz_i \cdot z_i \quad (4)$$

$$BM_{max} = \sum_{i=1}^n 0.5 \cdot \rho \cdot (u_i + gu'_i) \cdot (|u_i| + |gu'_i|) \cdot c_d \cdot a \cdot A(z_i) \cdot dz_i \cdot z_i \quad (5)$$

wobei ρ = Dichte der Luft, u = mittlere horizontale Geschwindigkeit, c_d = Widerstandsbeiwert, a = Blattflächendichte (in m^2/m^3), $A(z)$ = projizierte Grundfläche eines Baums, g = Böenfaktor, u' = Standardabweichung der horizontalen Geschwindigkeit, dz = Höhe der Gitterzelle, z = Hebelarm, Index i = Wert der i -ten Gitterzelle (siehe auch Abb. 9).

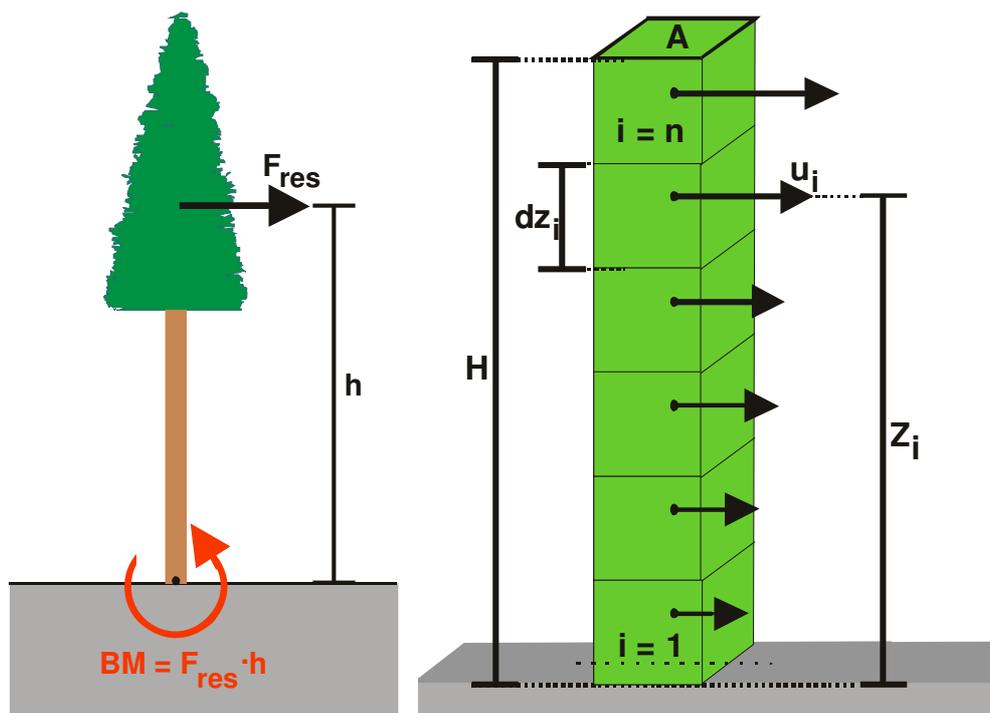


Abb. 9: Skizze Stammbiegemoment und verwendete Nomenklatur

In die Berechnung der mittleren Biegemomente geht die mittlere horizontale Geschwindigkeit u ein, in die Berechnung der maximalen Biegemomente die Summe aus mittlerer horizontaler Geschwindigkeit u und dem Produkt aus einem Böenwichtungsfaktor g und der Standardabweichung der horizontalen Geschwindigkeit u' . Der Böenwichtungsfaktor g wurde zu 1.5 angenommen und die Standardabweichungen u' wurden unter Annahme isotroper Turbulenz aus der turbulenten kinetischen Energie TKE abgeleitet:

$$u' = 0.82 \cdot TKE^{0.5} \quad (6)$$

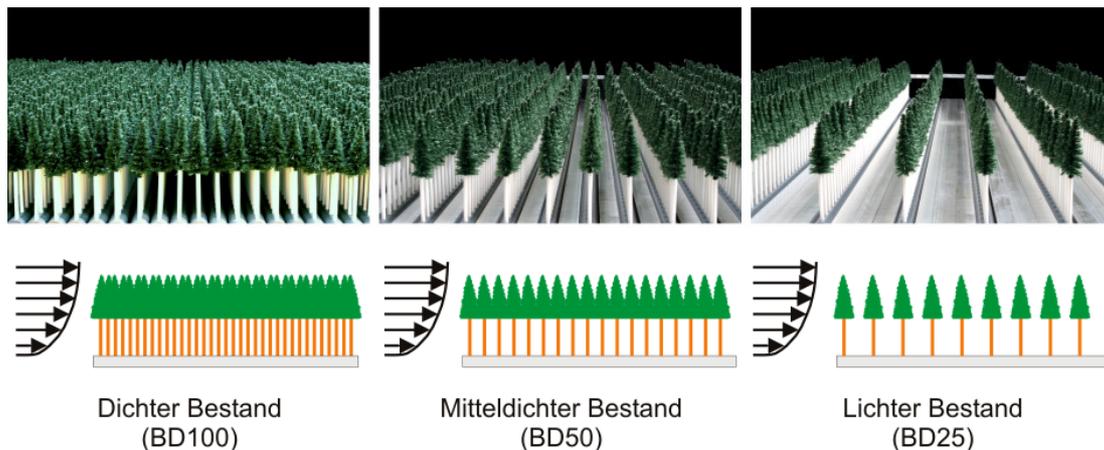
Im Bereich von ausgeprägten Rezirkulationsgebieten ergibt sich das größte maximale Biegemoment nicht mehr zwangsläufig mit positiven Schwankungsgeschwindigkeiten u' . Daher wurde das maximale Biegemoment bei den stufigen Waldanordnungen (Kap. 5.2.2) und bei den Hügelanordnungen (Kap. 5.7) auf zwei unterschiedliche Weisen berechnet: Berechnung B1, wie oben dargestellt, mit positivem u' und Berechnung B2, bei der das Vorzeichen der Schwankungsgeschwindigkeit an das Vorzeichen der mittleren Geschwindigkeit angepasst wurde. Die betragsmäßig höheren Werte der so berechneten maximalen Stammbiegemomente sind in den Abbildungen der betroffenen Anordnungen zusätzlich zu den herkömmlich berechneten Werten dargestellt.

Der numerisch modellierte Wald besitzt einen vertikal homogenen Aufbau. Die damit höhenunabhängige projizierte Grundfläche eines Baums wurde bei allen Berechnungen zu $1.73 \text{ m} \times 1.73 \text{ m}$ angenommen, was einer Bestandsdichte von 3340 Bäumen/ha entspricht. Die Länge und Breite der Einzelbäume sind damit identisch zum Baumabstand in den Untersuchungen von Stacey et al. (1994) und Gardiner et al. (1997) – Anordnung K1 –, was einen Vergleich mit deren Windkanalergebnissen vereinfacht. Die Waldflächen wurden bei der numerischen Simulation als Volumenwiderstände mit Hilfe eines geschätzten Druckverlustkoeffizienten k_r modelliert. Bei der Berechnung der Biegemomente wurde angenommen, dass $cd \cdot a = k_r = 0.8 \text{ m}^{-1}$.

Die Biegemomente BM werden im weiteren Verlauf in Form dimensionsloser Biegemomentskoeffizienten BM_{Coeff} dargestellt

$$BM_{Coeff} = \frac{BM}{0.5 \cdot \rho \cdot u_{ref}^2 \cdot H_{ref}^3} \quad (7)$$

mit $u_{ref} = 6.7 \text{ m/s}$ in $z_{ref} = 43.7 \text{ m}$, H_{ref} = Referenzbestandshöhe.



	Bestandsdichte *		ax	ax/H	ay	ay/H	L	L/H	
	[%]	Modell							Natur
		[Bäume/m ²]	[Bäume/ha]	[mm]	[-]	[mm]	[-]	[mm]	[-]
Referenzfall	100	2400	600	20.6	0.18	20.0	0.17	2060	17.91
Jede 2. Reihe entfernt	50	1200	300	40.2	0.35			1990	17.30
Jede 2.-4. Reihe entfernt	25	600	150	80.8	0.70			1960	17.04

Abb. 10: Versuchsübersicht (a_x = Abstand zwischen den Bäumen in Hauptströmungsrichtung, a_y = Abstand zwischen den Bäumen in lateraler Richtung (quer zur Anströmung), L = Länge des Bestands = Distanz zwischen erster und letzter Baumreihe, * Bestandsdichte jeweils bezogen auf die Grundfläche des Referenzfalls)

3 Ergebnisse der Windkanaluntersuchungen mit statischem Modell

3.1 Bestandsdichte

3.1.1 Homogene Bestände

Versuchsübersicht

Die Bestandsdichte des homogenen Modellwalds wurde dreifach variiert, indem ganze Baumreihen in regelmäßigen Mustern entfernt wurden. Abbildung 10 gibt einen Überblick über die verschiedenen Konfigurationen. Die homogenen Bestände besitzen allesamt senkrechte Bestandskanten ($\text{TW} = 90^\circ$) und zeichnen sich durch einen offenen Stammraum aus.

Aerodynamische Kraftwirkung

In Abbildung 11 ist der Verlauf der Windbelastung über homogenen Waldbeständen mit unterschiedlicher Bestandsdichte dargestellt. Die Windlast wurde dabei proportional dem Quadrat der Windgeschwindigkeit direkt über dem Kronendach angesetzt, was für den Kronenkörper eine Näherung darstellt.

Wie man anhand Abbildung 11 sieht, ist die Windbelastung des Bestands an der Waldkante am höchsten. Eine abnehmende Bestandsdichte geht dabei einher mit einer zunehmenden Windlast. Die Bäume in aufgelockerten Beständen müssen demnach höhere Windlasten ertragen. Verfolgt

man die Kurven weiter stromab, so stellt man fest, dass sie sich angleichen. Das bedeutet, dass sich die Bestandsdichte im Grunde nur in Nähe der Kanten signifikant auf das Strömungsfeld auswirkt. Ab einer gewissen Entfernung von der Kante hat sich eine neue interne Grenzschicht ausgebildet, die nur noch in Maßen von der Oberflächenrauigkeit abhängt. Die Kurven lassen sich auch so interpretieren, dass die anströmende Wind durch ein lichtereres Kronendach weniger schnell abgebremst wird und tiefer in das Bestandesinnere eindringen kann mit der Folge, dass die Windkräfte über lichterem Bestand im Kantenbereich höher sind. Nach erfolgter Abbremsung gleichen sich die Windgeschwindigkeiten dann an und es bildet sich eine neue interne Grenzschicht aus. Signifikant ist, dass das Verhältnis von F_{\max}/F_{mean} im Bereich von $x/H \approx 5$ maximale Werte annimmt. Dies ist ein Zeichen dafür, dass turbulente Schwankungen besonders in diesem Bereich auftreten.

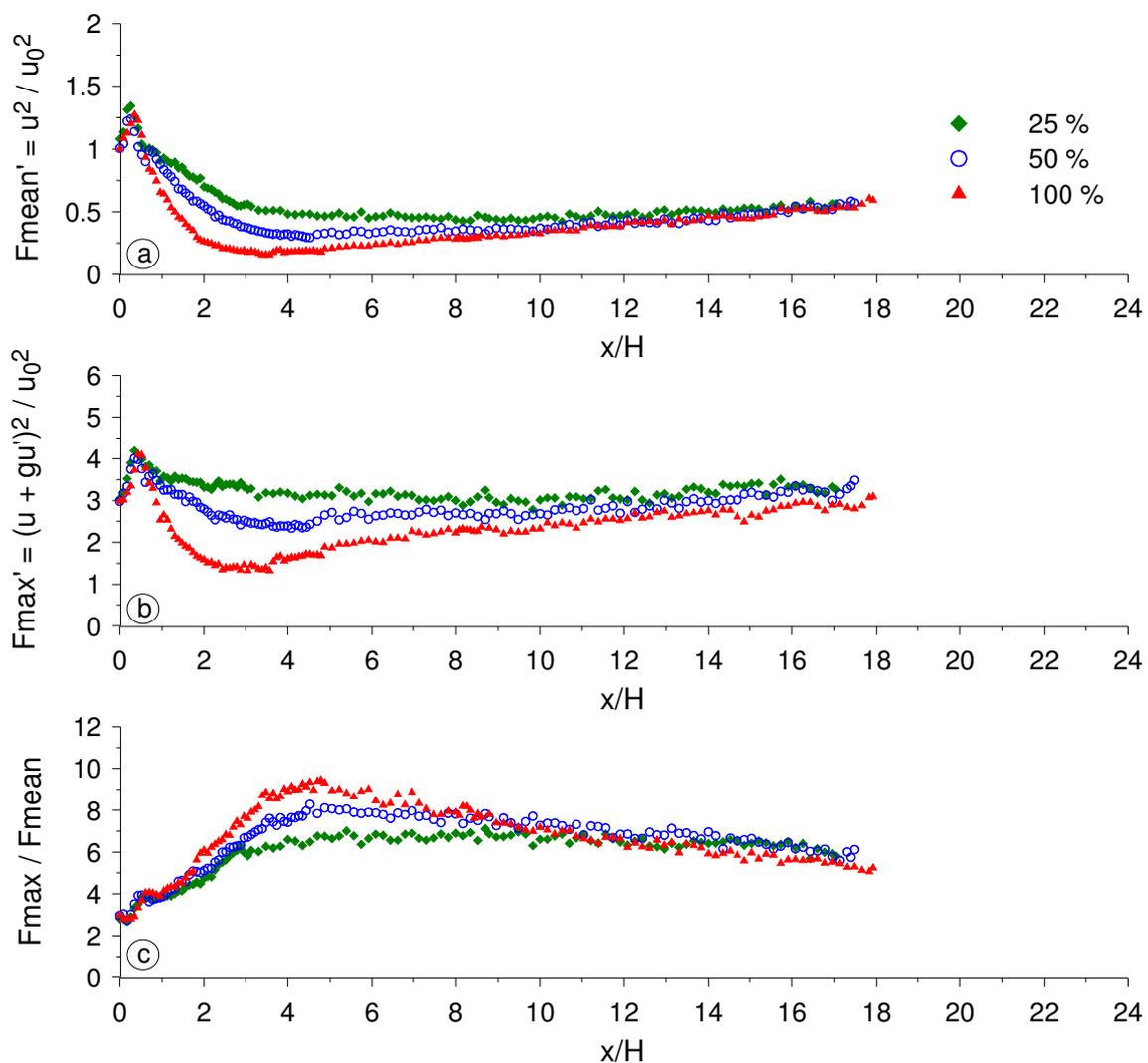


Abb. 11: Verlauf der Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von unterschiedlich dichten Waldbeständen: a) mittlere Windbelastung F_{mean}' , b) maximale Windbelastung F_{max}' , c) Verhältnis maximale zur mittleren Windbelastung $F_{\text{max}}/F_{\text{mean}}$ ($g = 3.5$, $u_0 = 5.4$ m/s).

Ein Vergleich der Windbelastungsverläufe mit den Stammbiegemomenten von Gardiner und Stacey (1996) zeigt, dass die Tendenzen, die bei den einzelnen Größen beobachtet wurden, recht gut übereinstimmen. Lediglich in der Nähe der luvseitigen Bestandskante (für $x/H < 0.5$) ist ein

gegenläufiges Verhalten zu beobachten, welches darauf zurückzuführen ist, dass Stammbiegemomente integrale Größen sind, die die Veränderung der Windbelastung über die gesamte Bestandshöhe beschreiben und in diesem kantennahen Bereich die Windbelastungen für $z < H$ noch wesentlich zum resultierenden Stammbiegemoment beitragen.

Turbulenter Impulsaustausch

Abbildung 12 zeigt Isoplots des mittleren turbulenten Impulsaustausches für drei unterschiedlich dichte Waldanordnungen. Der mittlere turbulente Impulsaustausch in Kronendachnähe nimmt (betragsmäßig) mit zunehmender Entfernung zum luvseitigen Bestandsrand allmählich zu, siehe Abbildung 13. Die Kurvenverläufe weisen bei $x/H \approx 5$ ein Maximum auf und die Werte nehmen im weiteren Verlauf leicht ab. Mit abnehmender Bestandsdichte nimmt der mittlere Impulsaustausch über der gesamten Waldlänge zu. Eine geringere Bestandsdichte geht einher mit einem rauerem Kronendach, was den Austausch horizontalen Impulses in vertikaler Richtung begünstigt.

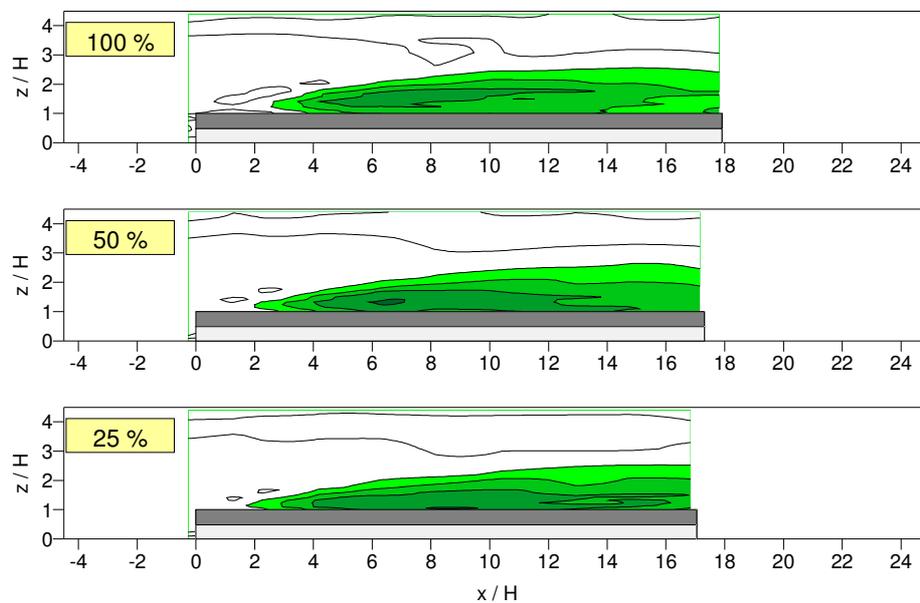


Abb. 12: Mittlerer turbulenter Impulsaustausch $\overline{u'w'}$ / u_{ref}^2 über unterschiedlich dichten Waldbeständen ($u_{ref} = 4.34 \text{ m/s}$ in $z_{ref} / H = 0.43$).

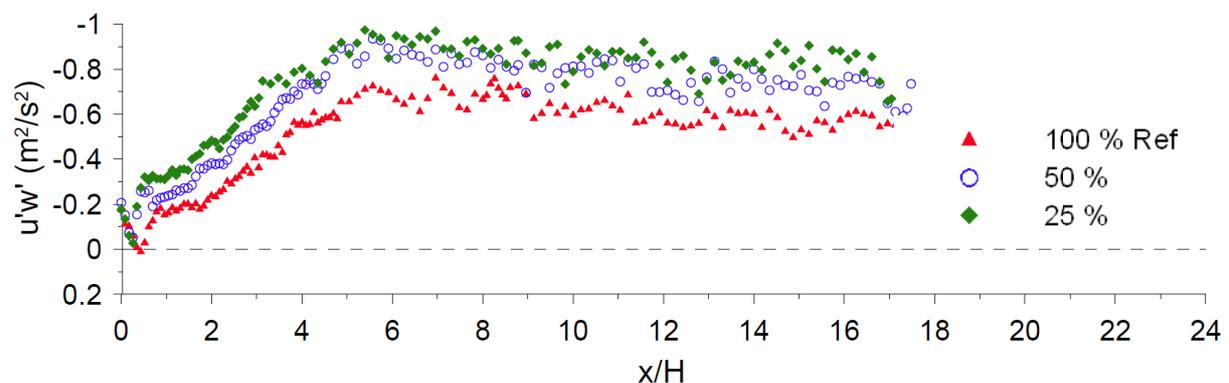


Abb. 13: Verlauf des mittleren turbulenten Impulsaustausches $\overline{u'w'}$ in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von unterschiedlich dichten Waldbeständen.

In Abbildung 14 ist der Einfluss der Bestandsdichte auf den Verlauf der extremen turbulenten Impulsaustauschgrößen gemäß der Quadrantenanalyse auf die einzelnen Quadranten dargestellt. Abbildung 14 zeigt deutlich, dass insbesondere bei den Sweeps (Q4) teilweise extrem hohe Werte auftreten, die ein Vielfaches des mittleren Impulsaustausches (Abb. 13) betragen und die relevant für das Eintreten von Windwurf sein dürften. Darüber hinaus zeigt Abbildung 14, dass der Einfluss der Bestandsdichte bei den einzelnen Quadranten unterschiedlich stark ausgeprägt ist. Insbesondere bei den Extremwerten von Quadrant 2 (Bursts) ist ein deutlicher Anstieg mit abnehmender Bestandsdichte zu beobachten. Bei den Sweeps (Q4) zeigt sich fernab der Waldkante ebenfalls ein Anstieg mit abnehmender Bestandsdichte, im kantennahen Bereich sind hingegen keine nennenswerten Unterschiede zu beobachten. Die Extremwerte der Quadranten 1 und 3 werden durchweg nur wenig von der Bestandsdichte beeinflusst.

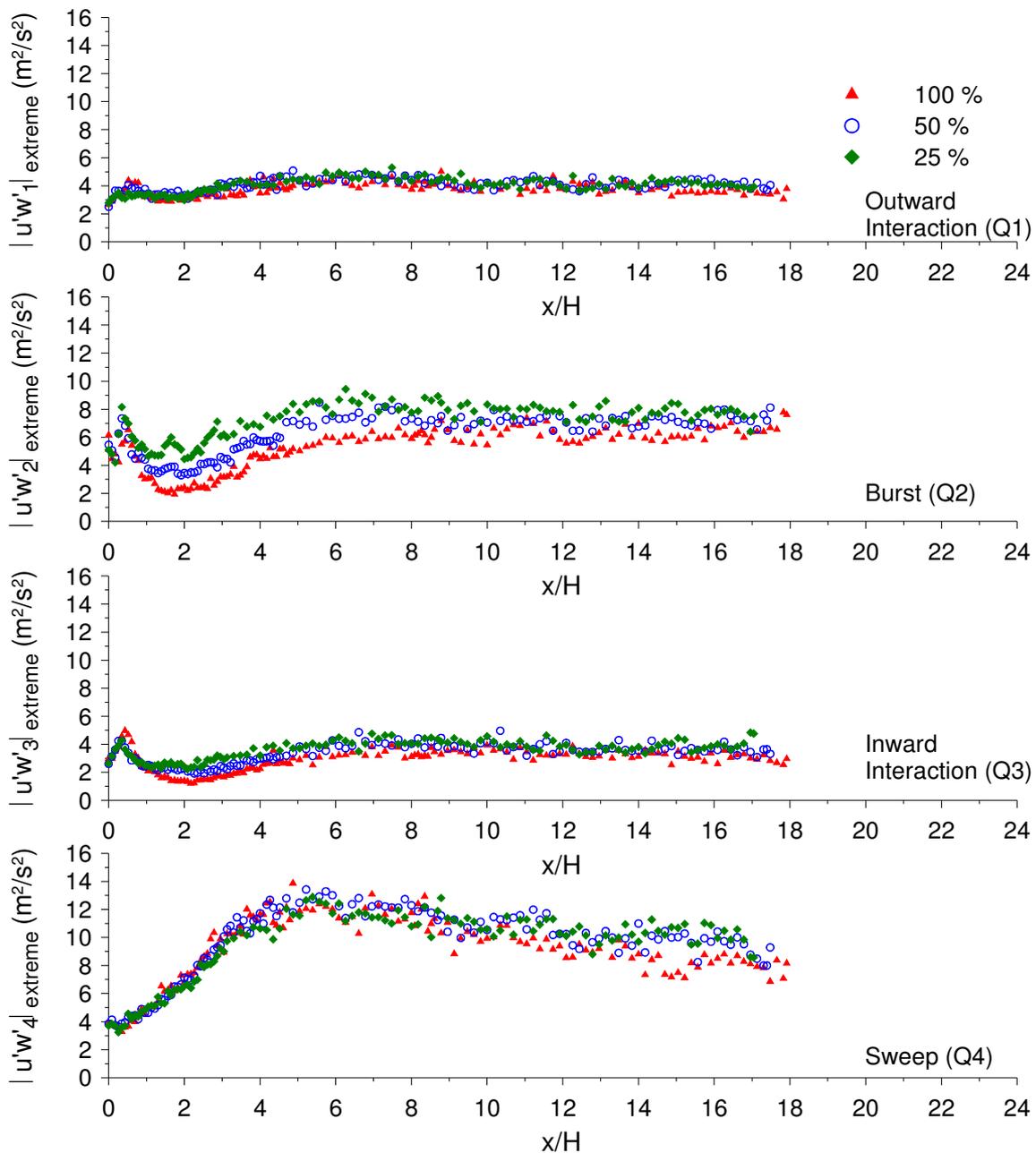


Abb. 14: Verlauf der extremen $u'w'$ -Werte in den einzelnen Quadranten in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von unterschiedlich dichten Waldbeständen

3.1.2 Staffelanordnungen

Versuchsübersicht

Zusätzlich zu den im vorhergehenden Kapitel beschriebenen unterschiedlich dichten Waldbeständen mit einheitlichem Aufbau wurden auch gestaffelte Anordnungen untersucht, bei denen lichte und dichte, gleich hohe Bestände unterschiedlicher Länge kombiniert wurden. Die untersuchten Varianten sind in Abbildung 15 skizziert. Die gestaffelten Bestände besitzen allesamt senkrechte Bestandskanten ($TW = 90^\circ$) und einen offenen Stammraum.

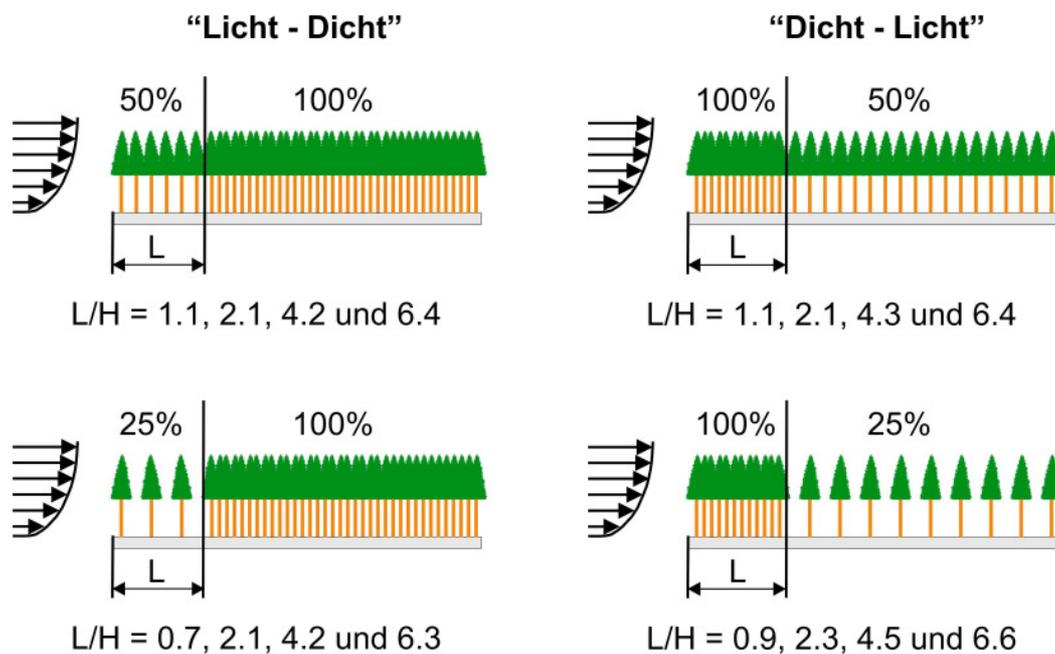


Abb. 15: Übersicht über die untersuchten gestaffelten Anordnungen (100 % = 600 Bäume/ha, 50 % = 300 Bäume/ha, 25 % = 150 Bäume/ha, Bestandshöhe $H = 23$ m)

3.1.2.1 Anordnungen vom Typ „Licht - Dicht“

Aerodynamische Kraftwirkung

In Abbildung 16 ist der Verlauf der Windbelastung über gestaffelten Waldanordnungen des Typs „Licht – Dicht“ mit den Bestandsdichten $BD = 25/100$ % dargestellt. Zusätzlich sind auch die Verläufe über den homogenen Waldbeständen vergleichbarer Bestandsdichten aufgetragen. Die vertikalen Linien markieren jeweils den Übergang vom lichten zum dichten Waldbestand, also die Lage der inneren Bestandsränder (Dichtegrenzen). Die Kurven der Staffelanordnungen werden von den Kurven der beiden homogenen Bestände eingeschlossen. Ist der luvseitig angeordnete lichte Waldbestand kurz ($L = 0.7 \cdot H$), ähneln die Kurven der Windbelastungen noch sehr denen des einheitlich dichten Bestands, im kantennahen Bereich bis $x/H \approx 4$ sind die Windbelastungen jedoch leicht erhöht. Weist der lichte Waldbestand eine größere Länge auf ($L \geq 2.1$), sind die Kurven der gestaffelten Waldanordnungen im Bereich der luvseitigen Waldkante nahezu identisch zu den Kurven des einheitlich lichten Bestands und ab einer bestimmten Entfernung stromab der inneren Dichtegrenze vergleichbar zu den Kurven des einheitlich dichten Bestands.

Die Windbelastung passt sich in einem Bereich zwischen etwa $1 - 2 \cdot H$ stromauf und $4 - 5 \cdot H$ stromab der inneren Bestandskanten an die veränderte Bestandsdichte an. Mit zunehmender Länge des lichten Waldbestands nimmt über dem luvseitigen Bestandsbereich sowohl die mittlere als auch die maximale Windbelastung zu und das F_{\max}/F_{mean} -Verhältnis nimmt ab.

Die Untersuchungen der gestaffelten Anordnungen vom Typ „Licht - Dicht“ mit den Bestandsdichten $BD = 50/100\%$ bestätigen die zuvor beschriebenen Beobachtungen. Die Kurven dieser gestaffelten Anordnungen verlaufen ebenfalls zwischen den Kurven der homogenen Waldanordnungen vergleichbarer Bestandsdichten; die Unterschiede zwischen den einzelnen Kurven sind insgesamt aber kleiner.

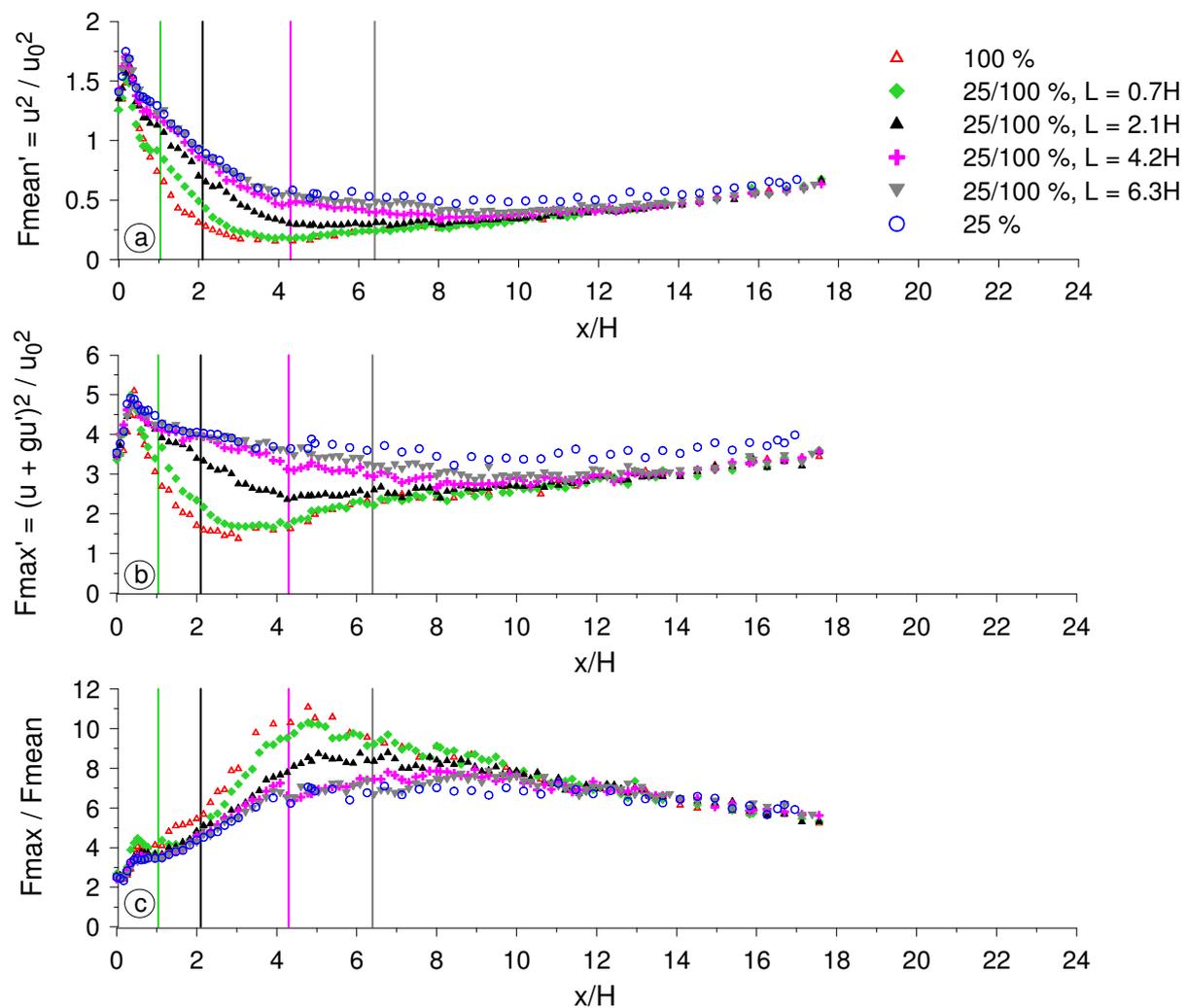


Abb. 16: Verlauf der Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von gestaffelten Waldanordnungen (BD25 - BD100) unterschiedlicher Länge über x/H : a) mittlere Windbelastung F_{mean} , b) maximale Windbelastung F_{max} , c) Verhältnis maximale zur mittleren Windbelastung $F_{\text{max}}/F_{\text{mean}}$ ($g = 3.5$, $u_0 = 5.4$ m/s).

Gardiner und Stacey (1996) wie auch Dupont und Brunet (2008) führten Studien über den Einfluss der Traufkantenausbildung auf die Höhe der einwirkenden Biegemomente durch und stellten fest, dass vorgelagerte lichte Bestände mit einer Länge von $2H$ zu einer Reduktion der Biegemomente im kantennahen Bereich des dichten Bestands führen. Die Biegemomente an der ur-

sprünglich frei angeströmten Kante des einheitlich dichten Bestands wurden dabei mit denen an der inneren Bestandsgrenze der gestaffelten Anordnung verglichen. Unsere Messungen bestätigen tendenziell deren Ergebnisse. Sie zeigen jedoch auch, dass weiter stromab, in größerem Abstand zur inneren Dichtegrenze, mit einem Anstieg der Windbelastung zu rechnen ist.

Turbulenter Impulsaustausch

In Abbildung 17 ist der Verlauf des mittleren turbulenten Impulsaustausches in unmittelbarer Kronendachnähe von gestaffelten Waldanordnungen (BD25 – BD100) und zusätzlich von den einheitlichen Beständen vergleichbarer Bestandsdichten aufgetragen. Die Kurven des mittleren turbulenten Impulsaustausches von den gestaffelten Anordnungen des Typs „Licht - Dicht“ sind stromauf der inneren Bestandsränder nahezu identisch zur Kurve des einheitlich lichten Bestands und passen sich innerhalb weniger Baumhöhen an die Kurve des einheitlich dichten Bestands an. Ein ähnliches Verhalten zeigt sich auch bei den Extremwerten der Quadranten Q2 und Q3 (Bursts und Inward Interaction). Bei den Extremwerten der Quadranten Q1 und Q4 (Outward Interaction und Sweeps) bewirkt die veränderte Bestandsdichte bei den untersuchten Staffelanordnungen keine gravierenden Veränderungen, was mit den Ergebnissen der homogenen Bestände in gutem Einklang steht. Die Ergebnisse der gestaffelten Anordnungen vom Typ „Licht - Dicht“ mit den Bestandsdichten BD = 50/100 % bestätigen diese Beobachtungen.

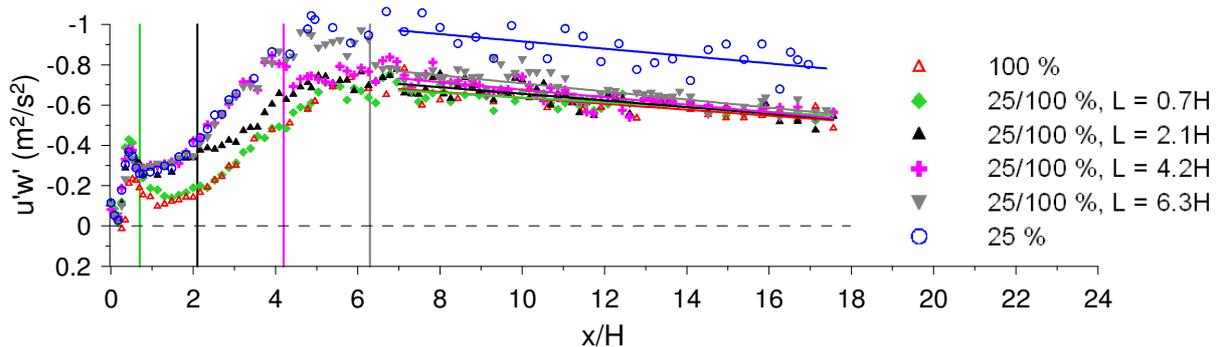


Abb. 17: Verlauf der Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von gestaffelten Waldanordnungen (BD25 – BD100) unterschiedlicher Länge über x/H : a) mittlere Windbelastung F_{mean} , b) maximale Windbelastung F_{max} , c) Verhältnis maximale zur mittleren Windbelastung F_{max}/F_{mean} ($g = 3.5$, $u_0 = 5.4$ m/s).

3.1.2.2 Anordnungen vom Typ „Dicht - Licht“

Die Kurven der gestaffelten Anordnungen des Typs „Dicht - Licht“ verlaufen ebenfalls zwischen den Kurven der beiden homogenen Bestände, siehe Frank und Ruck (2009). Die Strömungsgrößen ähneln im kantennahen Bereich erwartungsgemäß denen über dem dichten Bestand und weiter stromab denen über dem lichten Bestand. Der Bereich, in dem sich die Windbelastungen an die veränderte Bestandsdichte anpassen, ist bei den Staffelanordnungen vom Typ „Dicht - Licht“ insgesamt etwas länger als bei den „Licht - Dicht“-Anordnungen.

3.1.3 Zusammenfassung Bestandsdichte

Der Vergleich der Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe mit Stammbiegemomentverläufen aus der Literatur zeigt bei den Beständen mit senkrechter Kante und offenem Stamm-

raum mit variiertem Bestandsdichte eine tendenziell gute Übereinstimmung. Lediglich direkt an der luvseitigen Bestandskante ($x/H < 0.5$) gibt es Abweichungen im Verhalten der beiden Größen, worauf schon eingegangen wurde.

Insbesondere im kantennahen Bestandsbereich von etwa $1 \leq x/H \leq 6$ ist bei einer Auslichtung dicht stehender Waldbestände Vorsicht geboten, da hier die größte Zunahme bei der mittleren und maximalen Windbelastung zu erwarten ist. Wenn eine Auslichtung durchgeführt wird, ist – zumindest in den ersten Jahren nach dieser waldbaulichen Maßnahme, in denen sich die Bäume noch nicht durch adaptives Wachstum an die erhöhte Windbelastung angepasst haben – mit einer höheren Sturmschadensanfälligkeit zu rechnen.

Der mittlere turbulente Impulsaustausch nimmt über der gesamten Waldlänge mit abnehmender Bestandsdichte zu. Die Struktur dieses Impulsaustausches wurde mit Hilfe der Quadrantenanalyse genauer untersucht, siehe RESTER Zwischenbericht Juni 2009. Der turbulente Impulsaustausch ist stark intermittierend. In Kronendachnähe dominieren im Allgemeinen Sweeps, deren Intensität teilweise höher ist als das 30-fache des mittleren turbulenten Impulsaustausches und die verantwortlich für das Eintreten von Windwurf in Wäldern unmittelbar stromab von exponierten Waldrändern sein dürften. In Kronendachnähe treten die höchsten Extremwerte bei den Sweeps an der Stelle $x/H \approx 5$ auf und der Betrag dieser höchsten Extremwerte zeigt sich als nahezu unabhängig von der Bestandsdichte. Eine Zunahme des Baumabstands mit abnehmender Bestandsdichte führt jedoch dazu, dass Böen tiefer in den Bestand eindringen können und somit den turbulenten Austausch innerhalb des Bestands erhöhen, siehe Green et al. (1995), Novak et al. (2000).

Die Untersuchungen der Staffelanordnungen zeigen, dass sich die Strömung relativ schnell an eine veränderte Bestandsdichte anpasst. Die Kurven der Staffelanordnungen werden im Allgemeinen von den Kurven der homogenen Bestände vergleichbarer Bestandsdichten eingeschlossen. Der Größe des Anpassungsbereichs variiert je nach betrachteter Strömungsgröße und Lage des Übergangs.

Zum Einfluss der Bestandsdichte wurden auch Untersuchungen mit dem dynamischen Waldmodell durchgeführt, siehe Kapitel 4.1.

3.2 Traufkantenausbildung

3.2.1 Schräge luvseitige Kantenanordnungen

Versuchsübersicht

Waldanordnungen mit unterschiedlich ausgebildeten luvseitigen Traufkanten wurden experimentell untersucht. Dabei kamen zwei verschiedene Kantentypen zum Einsatz: Aus Einzelbäumen zusammengesetzte Kanten (EB, siehe Abb. 18b-18d) und Kanten aus porösem Schaumstoff (SS, siehe Abb. 18e-18g). In Abbildung 8a ist der Bestand mit senkrechter Traufkante und offenem Stammraum abgebildet.

Das verwendete Schaumstoffmaterial zeichnet sich durch eine sehr gleichmäßige, offenzellige Struktur aus und lässt sich mit 10 p.p.i. (d. h. 10 Poren pro inch, Zellgröße etwa 2.5 mm) und 97 % Porenvolumenanteil genauer spezifizieren. Der Druckverlustkoeffizient dieses Schaum-

stoffs beträgt nach Zaschke und Ruck (2006) im Modellmaßstab $k_{r,M} \approx 300 \text{ m}^{-1}$ (dies entspricht in der Natur $k_{r,N} = 1,5 \text{ m}^{-1}$). Die Höhe der Schaumstoffkanten betrug an der luvseitigen Bestandskante 11 cm; die Kante ist somit etwas niedriger als die mittlere Bestandshöhe $H = 11,5 \text{ cm}$. Die Einzelbaumkanten setzen sich aus einzelnen Bäumen zusammen, die im Abstand $2 \text{ cm} \times 2 \text{ cm}$ angeordnet sind (was dem Baumabstand des dichten Waldbestands – BD100 – entspricht). Die Kantenbäume, deren Höhe kleiner als die Kronenhöhe K des Standardbaums ist ($K = 6 \text{ cm}$), wurden durch „Köpfen“ der Standardkrone realisiert und sind somit in Bodennähe verhältnismäßig breit. Bei den höheren Kantenbäumen wurde die Stammhöhe variiert. Die Einzelbaumkanten zeichnen sich durch eine weniger einheitliche, aber natürlicher anmutende und etwas lichtere Struktur als die Schaumstoffkanten aus. Die verschiedenen Kanten wurden sowohl mit dem dichten (BD100) als auch mit dem lichten Bestand (BD25), bei dem jede 2.-4. Reihe entfernt wurde, kombiniert (Abb. 10).

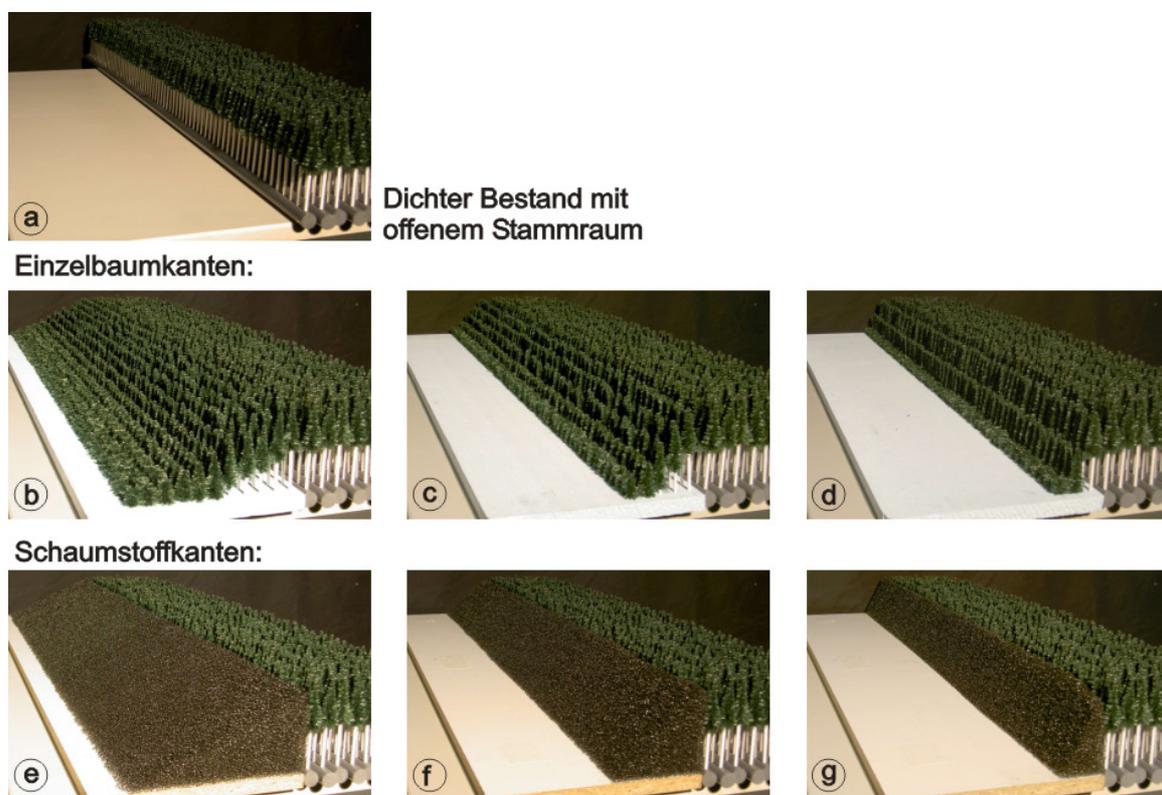


Abb. 18: Fotos der untersuchten Waldkanten: Dichter Bestand (BD100 = 600 Bäume/ha) a) mit offenem Stammraum ($TW = 90^\circ$), b-d) mit Kanten aus Einzelbäumen [b) $TW = 27^\circ$, c) $TW = 45^\circ$, d) $TW = 63^\circ$] und e-f) mit Schaumstoffkanten [e) $TW = 27^\circ$, f) $TW = 45^\circ$, g) $TW = 63^\circ$].

3.2.1.1 Traufkanteneinfluss bei dichten Waldbeständen

Aerodynamische Kraftwirkung

In Abbildung 19 ist der Verlauf der Windbelastung über dichten Waldbeständen mit unterschiedlichen luvseitigen Kanten dargestellt. Mit zunehmendem Traufkantenwinkel nimmt sowohl die mittlere als auch die maximale Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe über dichten Beständen mit Einzelbaumkanten leicht ab und das Verhältnis der maximalen zur mittleren Windbelastung steigt leicht an.

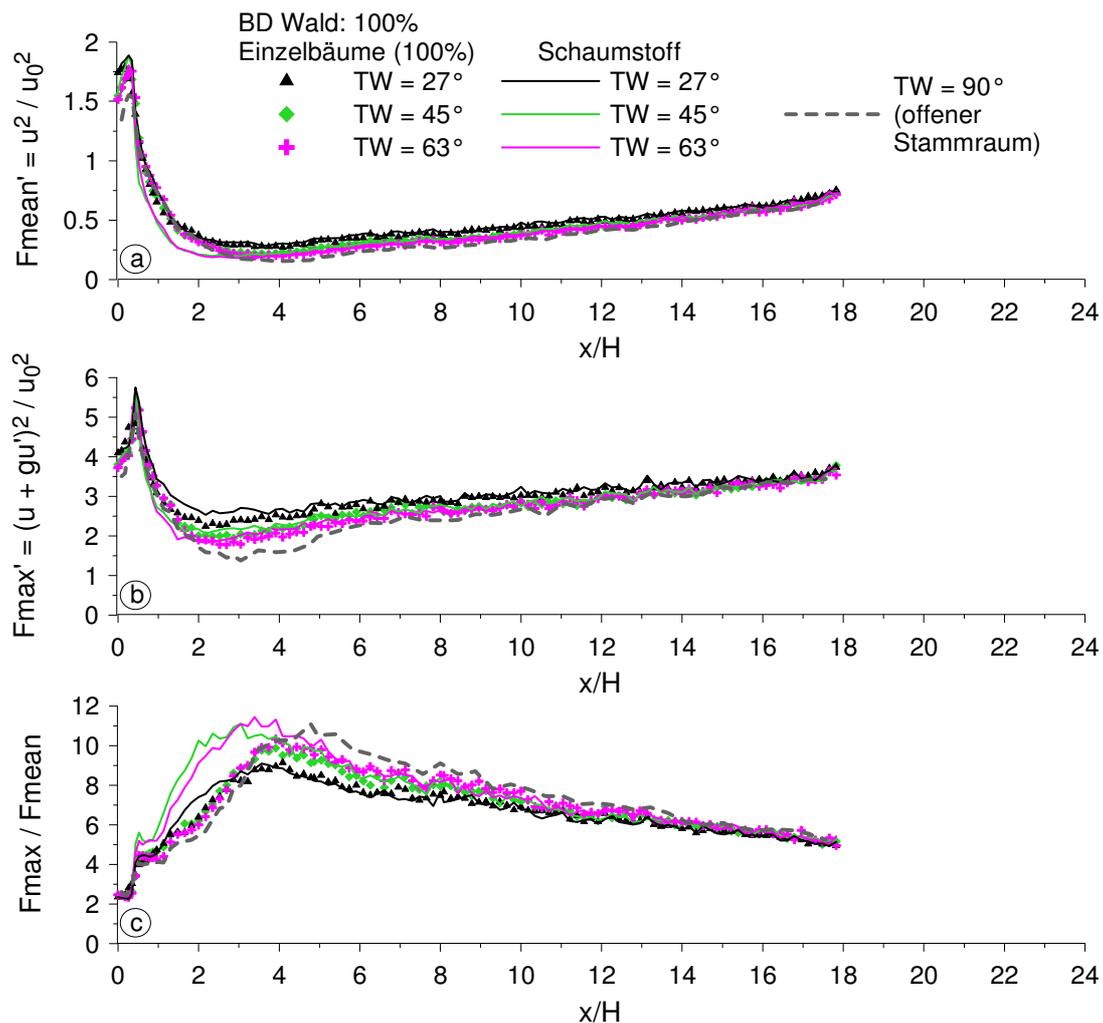


Abb. 19: Verlauf der Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von dichten Waldbeständen (BD100) mit unterschiedlichen luvseitigen Traufkanten: a) mittlere Windbelastung F_{mean}' , b) maximale Windbelastung F_{max}' , c) Verhältnis maximale zur mittleren Windbelastung $F_{\text{max}}/F_{\text{mean}}$ ($g = 3.5$, $u_0 = 5.4 \text{ m/s}$).

Turbulenter Impulsaustausch

In Abbildung 20 ist der Verlauf des mittleren turbulenten Impulsaustausches in unmittelbarer Kronendachnähe von dichten Beständen (BD100) mit unterschiedlichen luvseitigen Traufkanten dargestellt. Im Vergleich zum Bestand mit offenem Stammraum nehmen über dichten Beständen sowohl der mittlere turbulente Impulsaustausch als auch die Extremwerte in allen Quadranten im kantennahen Bereich infolge der Gegenwart von vorgelagerten schrägen Kanten zu. Dabei ist bei den Beständen mit den dichteren Schaumstoffkanten der Anstieg generell höher als bei den Beständen mit den lichtereren Einzelbaumkanten. Bei letzteren zeigen die Messwerte auch einen eindeutigen Anstieg mit abnehmendem Traufkantenwinkel.

Der Vergleich des lichten Waldbestands mit offenem Stammraum mit den Kantenanordnungen zeigt, dass für $0.5 < x/H < 8$ die Windbelastungen über den lichten Wäldern mit schrägen Kanten deutlich kleiner sind (Abb. 21). Die niedrigsten $F_{\text{max}}/F_{\text{mean}}$ -Werte sind über dem lichten Wald mit offenem Stammraum zu beobachten. Bei den lichten Waldbeständen zeigt sich

weder bei den Schaumstoff- noch bei den Einzelbaumkanten eine eindeutige Abhängigkeit der mittleren und maximalen Windbelastungen vom Traufkantenwinkel. Die Unterschiede zwischen den Kurven sind insgesamt recht klein und liegen damit wohl im Bereich der Messgenauigkeit.

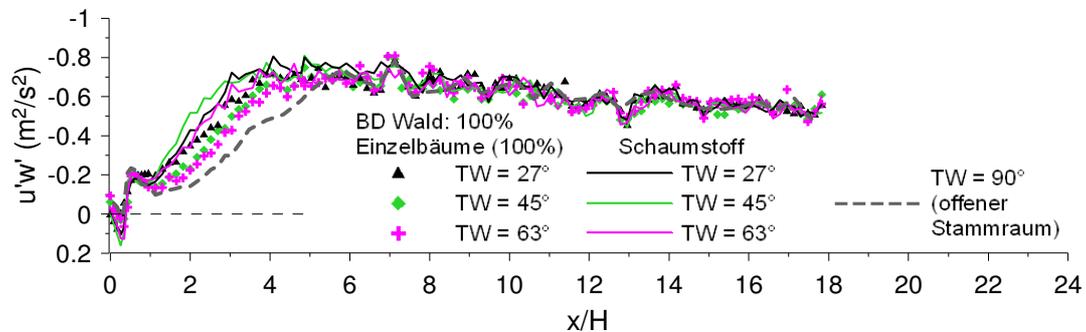


Abb. 20: Verlauf des mittleren turbulenten Impulsaustausches $\overline{u'w'}$ in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von dichten Waldbeständen (BD100) mit unterschiedlichen luvseitigen Traufkanten.

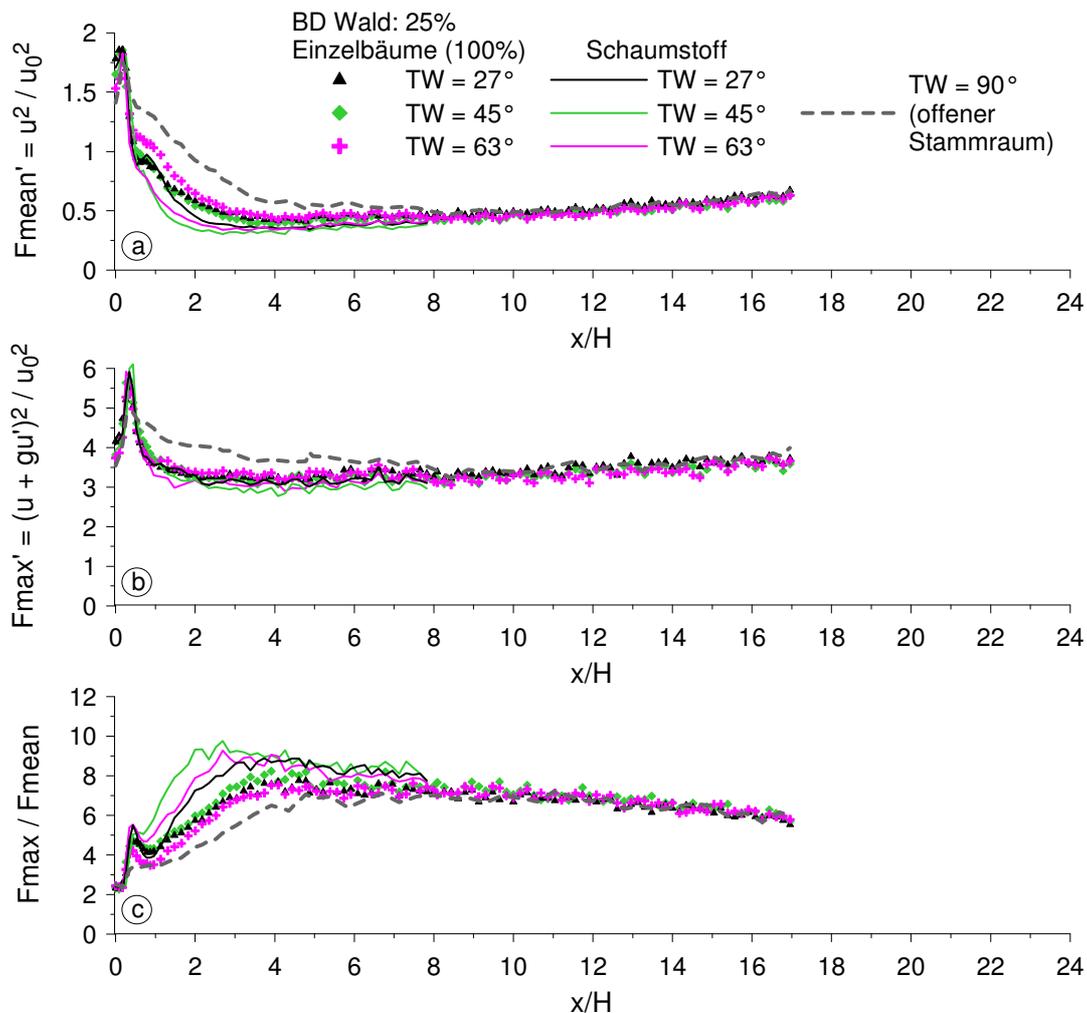


Abb. 21: Verlauf der Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von lichten Waldbeständen (BD25) mit unterschiedlichen luvseitigen Traufkanten: a) mittlere Windbelastung F_{mean}' , b) maximale Windbelastung F_{max}' , c) Verhältnis maximale zur mittleren Windbelastung $F_{\text{max}}'/F_{\text{mean}}'$ ($g = 3.5$, $u_0 = 5.4 \text{ m/s}$).

3.2.1.2 Traufkanteneinfluss bei lichten Waldbeständen

Aerodynamische Kraftwirkung

Vertikalprofile

Neben den Horizontalprofilen wurden auch noch Vertikalprofile im Lee der 1. Bestandsreihe in den lichten Waldbeständen mit unterschiedlich geneigten Kanten aufgenommen, siehe Abbildung 22.

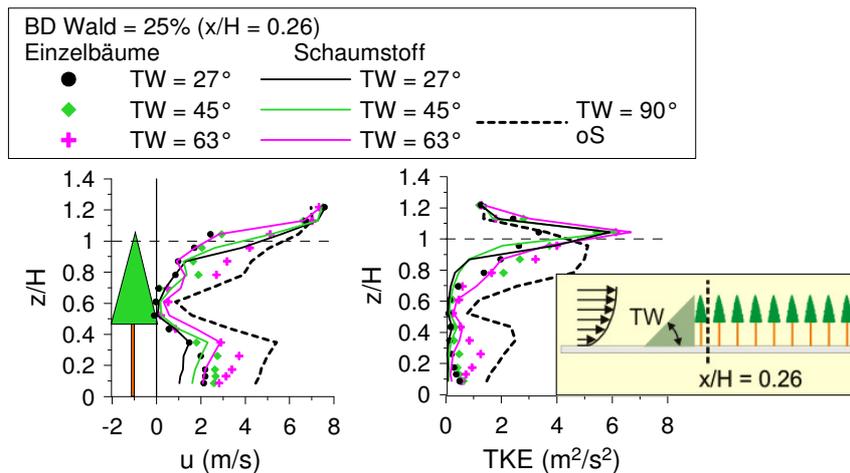


Abb. 22: Vertikalprofile der mittleren horizontalen Geschwindigkeit u (links) und der turbulenten kinetischen Energie TKE (rechts) im Lee der 1. Bestandsreihe ($x/H = 0.26$) in lichten Waldbeständen (BD25) mit unterschiedlichen luvseitigen Traufkanten.

Sowohl die mittlere horizontale Geschwindigkeit u als auch die turbulente kinetische Energie TKE nehmen bei den Anordnungen mit geneigter Kante im Vergleich zum lichten Bestand mit offenem Stammraum deutlich ab (und damit einhergehend auch die mittlere und maximale Windbelastung im Bestand). Dies deutet des Weiteren darauf hin, dass sich auch die auf die Bäume einwirkenden Biegemomente im Fall der schrägen Kantenanordnungen verringern (was mit den numerischen Ergebnissen tendenziell übereinstimmt, siehe Kap. 5.3.1). Im Stammbereich nehmen mit abnehmendem Traufkantenwinkel (d. h. mit flacher werdender Kante) sowohl die u - Werte als auch die TKE - Werte ab. Leeseits der dichteren Schaumstoffkanten sind im Stammbereich beide Werte kleiner als im Lee der lichtereren Einzelbaumkanten. Im Kronenbereich zeigt sich solch eine tendenzielle Abnahme bei u und TKE nur bei den Einzelbaumkanten.

3.2.2 Undurchlässige Wand im Luv des dichten Waldbestands

Versuchsübersicht

Um die Auswirkungen einer dichten, kaum permeablen Waldkante auf die Eigenschaften des Strömungsfelds konservativ abzuschätzen, wurde unmittelbar stromauf des Bestands bei $x/H = 0$ eine undurchlässige Wand der Höhe $h = 60$ mm ($h/H = 0.52$ mit $H =$ mittlere Bestandshöhe) angeordnet, welche die Einströmung in den Stammraum am luvseitigen Bestandsrand völlig verhindert, siehe Abbildung 23. Der Modellwald selbst entspricht der dichten Waldanordnung (BD100).

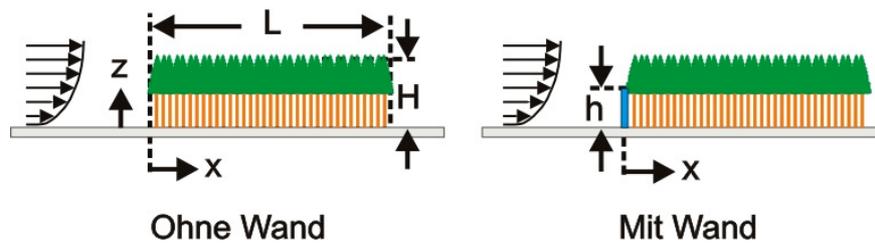


Abb. 23: Skizze der Waldanordnung mit und ohne undurchlässige Wand.

Aerodynamische Kraftwirkung und turbulenter Impulsaustausch

Über dem dichten Wald mit Wand sind die Windbelastungen in Kronendachnähe leicht höher als bei der Anordnung mit offenem Stammraum (Abb. 24). Das Maximum des F_{max}/F_{mean} -Verhältnisses verschiebt sich infolge der Anordnung der undurchlässigen Wand etwas zur luvseitigen Bestandskante hin und nimmt leicht zu.

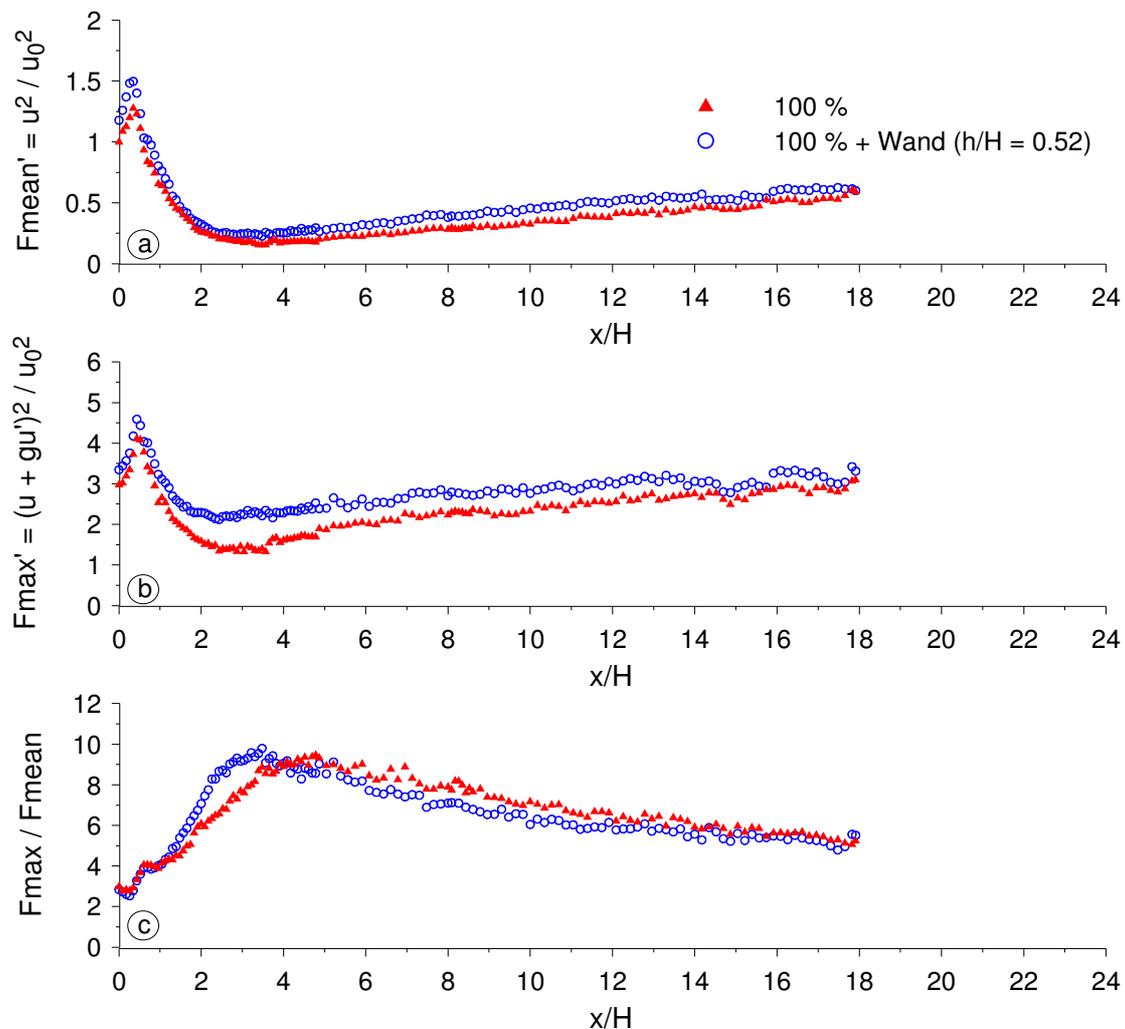


Abb. 24: Verlauf der Windbelastung in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von dichten Waldbeständen (BD100) mit und ohne luvseitig angeordneter, undurchlässiger Wand: a) mittlere Windbelastung F_{mean}' , b) maximale Windbelastung F_{max}' , c) Verhältnis maximale zur mittleren Windbelastung F_{max}/F_{mean} ($g = 3.5$, $u_0 = 5.4$ m/s).

Die Anordnung einer undurchlässigen Wand bewirkt darüber hinaus, dass sowohl der mittlere turbulente Impulsaustausch (Abb. 25) wie auch die Extremwerte in den verschiedenen Quadranten im kantennahen Bereich zunehmen.

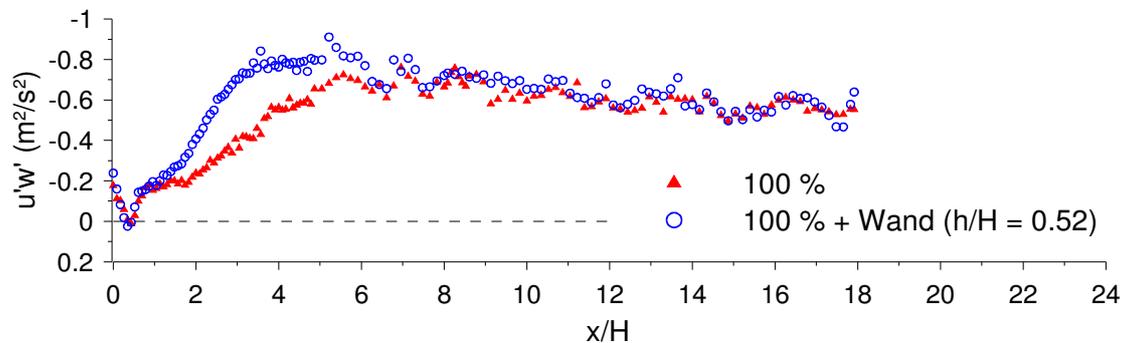


Abb. 25: Verlauf des mittleren turbulenten Impulsaustausches $\overline{u'w'}$ in unmittelbarer Kronendachnähe ($z/H = 1.13$) von dichten Waldbeständen (BD100) mit und ohne luvseitig angeordneter, undurchlässiger Wand.

3.2.3 Zusammenfassung Traufkantenausbildung

Es wurde gezeigt, dass die luvseitige Traufkantenausbildung die Strömungsvorgänge vor allem im kantennahen Bereich beeinflusst, was mit Beobachtungen von Dupont und Brunet (2008) übereinstimmt. Der Einfluss vorgelagerter, permeabler schräger Kanten reicht bei allen Konfigurationen bis zu einem Abstand von der Waldkante von ungefähr $x/H = 8$. Es zeigte sich, dass die Waldkantenform und -dichte, sowie der Traufwinkel die wichtigsten Einflüsse auf das sich ausbildende Strömungsfeld über dem kantennahen Kronendach ausüben. Die Form und die Dichte der Traufkante bestimmt hierbei die Höhe des Volumenstroms, der frontal in den Bestand kantenseitig eindringt.

Vorgelagerte schräge Traufkanten bewirken, dass sich die Biegemomente, welche auf die am Rand des eigentlichen Bestands stehenden Bäume einwirken, verringern (Gardiner und Stacey 1996; Dupont und Brunet 2008). Eigene numerische Berechnungen, (siehe Kap. 5.3) bestätigen dies. Der Grad der Biegemomentreduktion ist abhängig vom Traufwinkel, der wiederum auch die Kantendichte beeinflusst. Die Ergebnisse bestätigen weitgehend eine Abnahme der Windbelastung innerhalb des lichten Bestands mit zunehmender Kantendichte, was ebenfalls auf eine Reduktion der einwirkenden Biegemomente hindeutet. Reduzierte Biegemomente bedeuten reduzierte Baumauslenkungen, siehe Kapitel 4.2.

4 Ergebnisse der Windkanaluntersuchungen mit dynamischem Modell

4.1 Bestandsdichte und Baumanordnung

Mit Hilfe des dynamischen Modells wurden unterschiedlich dichte Bestände mit senkrechter Traufkante und offenem Stammraum untersucht: ein lichter Bestand (BD25) mit gleichmäßig verteilten Einzelbäumen (Abb. 26a) und zwei sehr lichte Bestände (BD12.5), bei denen die Einzelbäume in Reihe (Abb. 26b) bzw. versetzt (Abb. 26c) angeordnet wurden. Die Kreuze in Abbildung 26 veranschaulichen die Ruhepositionen der Kronenspitzen bei Windstille, die Rauten

die augenblicklichen Positionen bei turbulenter Anströmung und die Kreise die mittleren Positionen der ausgelenkten Baumspitzen. In Abbildung 27 sind die Mittelwerte, Standardabweichungen und Maximalwerte der Baumauslenkungen in Hauptströmungsrichtung und in lateraler Richtung für die verschiedenen Konfigurationen mit senkrechter Kante ($ITW = 90^\circ$, offener Stammraum) aufgetragen. Es handelt sich hierbei um reihengemittelte Werte. Zusätzlich sind auch die Werte eines frei angeströmten Einzelbaums gegeben.

Die größten Baumauslenkungen treten bei allen Anordnungen erwartungsgemäß am luvseitigen Bestandsrand auf (Abb. 26 und Abb. 27a, 27e). Die mittlere Baumauslenkung in Hauptströmungsrichtung nimmt bei diesen frei angeströmten Beständen mit zunehmendem Abstand zur luvseitigen Kante tendenziell allmählich ab (Abb. 27a). Beim lichten Bestand (BD25) bieten die stark ausgelenkten Bäume der ersten Reihe den unmittelbar stromab angeordneten Bäumen der zweiten Reihe einen erhöhten Deckungsschutz. Solch ein erhöhter Deckungsschutz ist bei den sehr lichten Beständen (BD 12.5), bei denen der Abstand zwischen den Bäumen größer ist, nicht zu beobachten. Abbildung 27a zeigt, dass die mittlere Baumauslenkung in Hauptströmungsrichtung mit abnehmender Bestandsdichte zunimmt. Der Unterschied zwischen Reihenanordnung und versetzter Anordnung ist relativ gering. Die mittleren Baumauslenkungen in lateraler Richtung (Abb. 27b) sind allesamt klein.

In der Nähe der Bestandsränder sind die Schwankungen bei den Baumauslenkungen generell größer als in der Mitte des Waldes (Abb. 26). In beiden Richtungen nimmt mit abnehmender Bestandsdichte die Standardabweichung der Baumauslenkung leicht zu (Abb. 27c, 27d). Die Werte der versetzten Anordnung sind dabei leicht kleiner als die der Reihenanordnung. Bei den maximalen Baumauslenkungen $S_{x,Max}$ (Abb. 27e, 27f) ergibt sich ein ähnliches Bild wie bei den mittleren Baumauslenkungen (Abb. 27a, 27b).

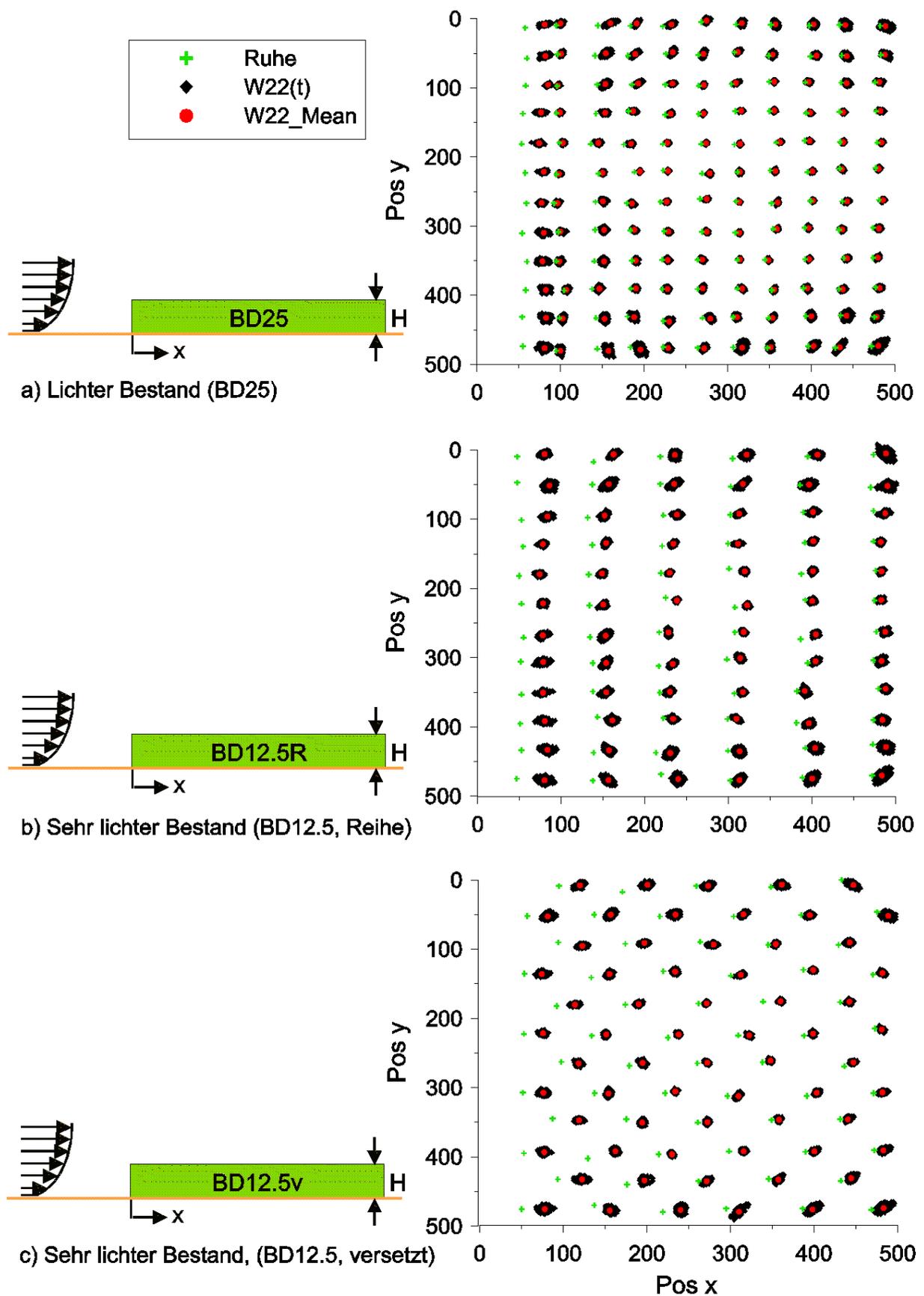


Abb. 26: Einfluss der Bestandsdichte und der Baumanordnung auf die Baumauslenkungen bei Beständen mit senkrechter Traufkante ($TW = 90^\circ$, offener Stammraum).

Zusätzlich zu den oben beschriebenen frei angeströmten Konfigurationen ($TW = 90^\circ$ mit offenem Stammraum) wurden auch noch Anordnungen untersucht, bei denen den dynamischen Waldanordnungen die in Kapitel 3.2.1 beschriebenen statischen Einzelbaumkanten (BD100, Abb. 18b-18d) mit unterschiedlicher Traufkantenneigung vorgelagert wurden. Es zeigt sich, dass der Einfluss der Bestandsdichte bei Wäldern mit vorgelagerten Kanten wesentlich geringer ist als bei Beständen mit senkrechter Kante und offenem Stammraum.

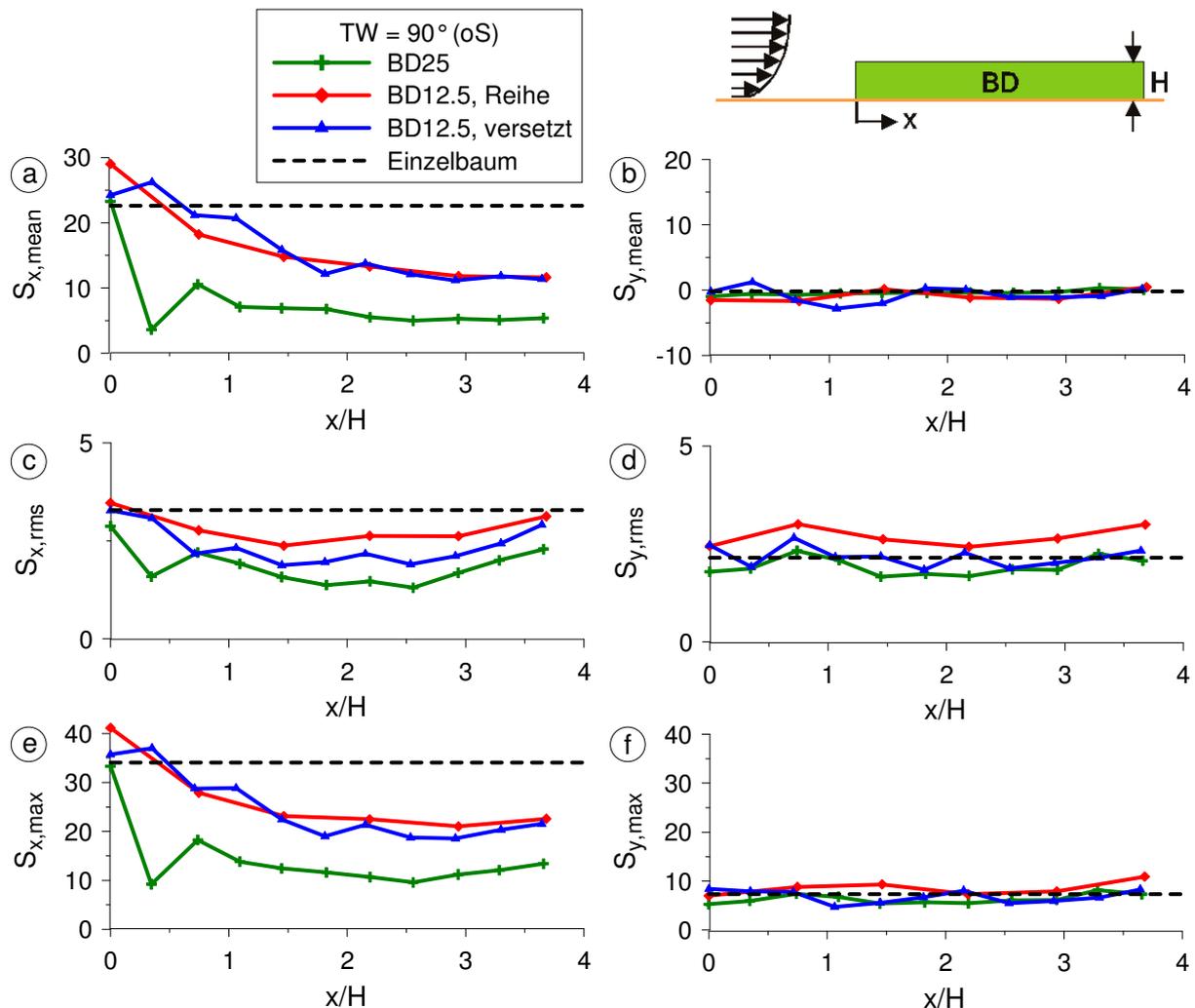


Abb. 27: Bestände mit senkrechter Traufkante ($TW = 90^\circ$, offener Stammraum): Baumauslenkungen in Abhängigkeit vom Abstand zum luvseitigen Bestandsrand für verschiedene Bestandsdichten und Baumarrangements.

4.2 Traufkantenausbildung

In Abbildung 28 sind die reihengemittelten Werte der Baumauslenkungen in Abhängigkeit vom Abstand zum luvseitigen Bestandsrand x/H für die lichten Anordnungen mit unterschiedlich geneigten Einzelbaumkanten aufgetragen. Zusätzlich sind auch die Werte des frei angeströmten lichten Bestands und eines frei angeströmten Einzelbaums gegeben.

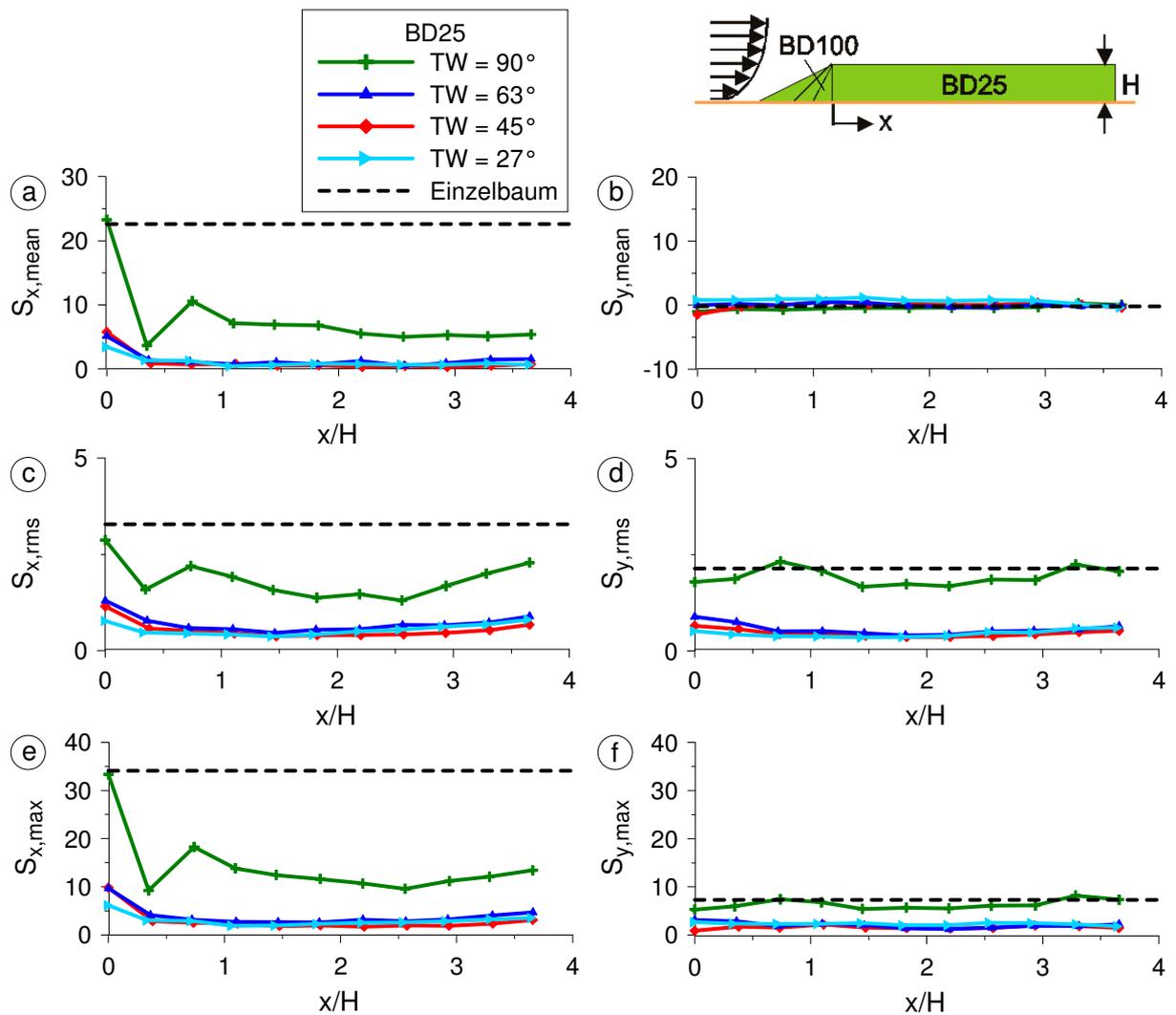


Abb. 28: Lichte Bestände (BD25) mit vorgelagerten statischen Einzelbaumkanten (BD100): Baumauslenkungen in Abhängigkeit vom Abstand zum luvseitigen Bestandsrand für verschiedene Traufkantenwinkel.

Bei gleicher Anströmung schwingen die Bäume in Beständen mit vorgelagerten Kanten weniger stark und die Auslenkungen sind deutlich kleiner als beim Bestand ohne vorgelagerte Kante. Insbesondere die Bäume in der 1. Reihe werden infolge des Deckungsschutzes, den die schräge Kante bietet, weniger stark ausgelenkt. Die Gegenwart von vorgelagerten Kanten führt erwartungsgemäß zu einer deutlichen Abnahme bei den mittleren und maximalen Baumauslenkungen in Hauptströmungsrichtung (Abb. 28a, 28e). Der Einfluss des Traufkantenwinkels ist insgesamt recht gering. Die mittlere Auslenkung in lateraler Richtung ist bei allen Anordnungen sehr klein (Abb. 28b). Die Standardabweichung ist in beiden Richtungen ähnlich hoch und beim Bestand mit offenem Stammraum etwas höher als bei den Beständen mit vorgelagerten schrägen Kanten (Abb. 28c, 28d).

Die Untersuchungen von sehr lichten Beständen (BD12.5) mit vorgelagerten Einzelbaumkanten bestätigen die obigen Aussagen; der Einfluss des Traufkantenwinkels ist bei den sehr lichten Beständen jedoch generell etwas größer als bei den lichten Beständen.

4.3 Diskussion und Zusammenfassung dynamisches Modell

Das dynamische Modell ermöglicht, die Auslenkung ganzer Baumkollektive simultan zu erfassen. Infolge der Größe der gewählten Styroporkugeln (Durchmesser = 3 cm), auf denen die Bäume befestigt wurden, beträgt der minimal realisierbare Baumabstand beim dynamischen Modell jeweils 4 cm in beiden Richtungen und ist damit doppelt so groß wie beim statischen Modell. Dies hat zur Folge, dass die dichten und mitteldichten Waldanordnungen dynamisch nicht untersucht werden konnten. Beim lichten Bestand stimmt die Baumanzahl zwar überein, die räumliche Anordnung unterscheidet sich jedoch. Die Untersuchungsergebnisse der vergleichbaren Anordnungen zeigen tendenziell dennoch gute Übereinstimmungen:

- Die größten (mittleren und maximalen) Baumauslenkungen wie auch die höchsten (mittleren und maximalen) Windbelastungen in Kronendachnähe treten immer an der luvseitigen Waldkante auf und beide Größen nehmen stromab bis $x/H = 4$ allmählich ab.
- Eine abnehmende Bestandsdichte führt im kantennahen Bereich zu einem deutlichen Anstieg sowohl der Windbelastungen (Abb. 11) als auch der Baumauslenkungen (Abb. 27).
- Vorgelagerte schräge Kanten bewirken beim lichten Bestand (BD25) eine deutliche Abnahme sowohl der Baumauslenkungen als auch der Windbelastungen und der Einfluss des Traufkantenwinkels ist bei lichten Beständen mit schrägen Kanten gering (Abb. 21 und Abb. 28).

Die Untersuchungen mit dem dynamischen Modell haben aber auch gezeigt, dass große Baumauslenkungen unter Umständen lokal die Strömungsverhältnisse stark beeinflussen können.

5 Ergebnisse der numerischen Berechnungen

5.1 Abstand zur luvseitigen Bestandskante

In Abbildung 29 ist der Verlauf des Biegemoments entlang eines 15 m hohen, homogenen Waldbestands dargestellt: Links sind die mittleren und rechts die maximalen Biegemomente aufgetragen. Die Symbole sind Daten von Gardiner et al. (2005) bzw. von Stacey et al. (1994) und die Linien sind unsere berechneten Biegemomente.

Sowohl die mittleren als auch die maximalen Biegemomente sind unmittelbar an der luvseitigen Waldkante hoch und nehmen mit zunehmendem Abstand zur Kante erst rapide ab und im weiteren Verlauf dann wieder leicht zu. Der Vergleich mit den Literaturdaten zeigt eine recht gute Übereinstimmung bei den mittleren Biegemomenten.

Bei den maximalen Biegemomenten sind die Literaturdaten im Kantenbereich etwas niedriger und die kleinsten extremen Biegemomente treten in geringerem Abstand zur Waldkante auf. Trotz dieser Abweichungen wird der prinzipielle Verlauf auch bei den maximalen Biegemomenten tendenziell gut wiedergegeben.

Auch Somerville (1980) und Somerville et al. (1989) zeigten, dass sich Windschäden im Bereich der ersten 100-200 m stromab von exponierten Bestandskanten konzentrieren. Während bei jungen Beständen Windwurf oftmals direkt bei den Randbäumen einsetzt, bleiben bei älteren Beständen häufig intakte Randstreifen stehen und Schäden treten erst in einiger Entfernung

stromab der Waldkante auf. Dass die größte relative Schadensintensität im Bereich der luvseitigen Bestandskante beobachtet wurde, kann mit dem Biegemomentverlauf gut erklärt werden. Dass bei älteren Beständen die Randbäume häufig stehen bleiben, ist möglicherweise eine Folge des adaptiven Wachstums. Randbäume sind häufig sturmstabiler als Bäume, die im Bestandsinneren stehen, und haben ein günstigeres H/D-Verhältnis und größere Wurzelballen.

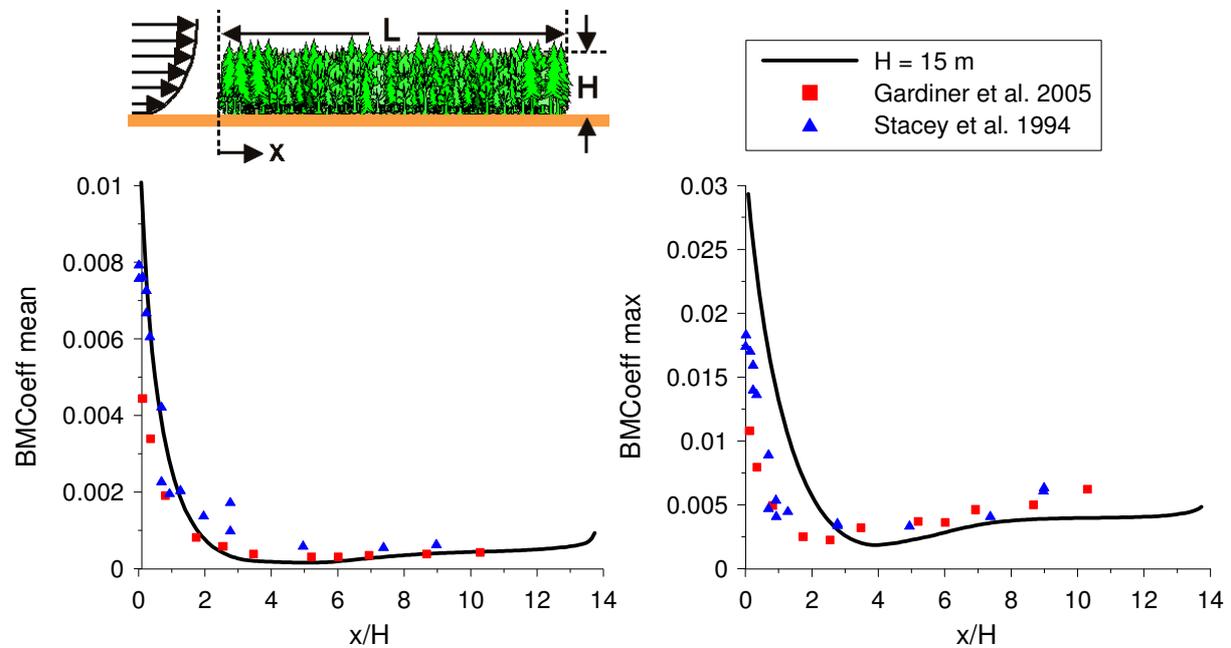


Abb. 29: Verlauf des mittleren (links) und maximalen (rechts) Biegemoments entlang eines homogenen Waldbestands: Vergleich mit Literaturdaten ($u_{ref} = 6.7 \text{ m/s}$, $H = H_{ref} = 15 \text{ m}$, $L = 206 \text{ m}$).

5.2 Bestandshöhe

5.2.1 Homogene Bestände

Der Einfluss der Bestandshöhe auf den Biegemomentsverlauf ist in Abbildung 30 dargestellt. Sowohl die mittleren als auch die maximalen Biegemomente nehmen mit zunehmender Bestandshöhe zu. Die mittleren Biegemomente steigen insbesondere in Kantennähe an, für $x/H > \text{ca. } 4$ ist der Einfluss der Bestandshöhe relativ gering. Bei den extremen Biegemomenten zeigt sich im Gegensatz dazu eine deutliche Zunahme entlang der gesamten Waldfläche. Literaturdaten zum Verlauf von Biegemomenten entlang unterschiedlich hoher, homogener Waldbestände liegen leider keine vor.

Die in Rottmann (1986) zusammengefassten Sturmschadensanalysen zeigen allesamt eine generelle Zunahme des Schadensanteils mit zunehmender Bestandshöhe. Rollerson et al. (2007) beobachteten an externen Kanten von variablen Retentionsflächen einen generellen Anstieg mit der Bestandshöhe sowohl bei den Windschäden als auch bei deren Eindringtiefe in den Bestand. Dieser Anstieg kann mit dem Biegemomentverlauf gut erklärt werden.

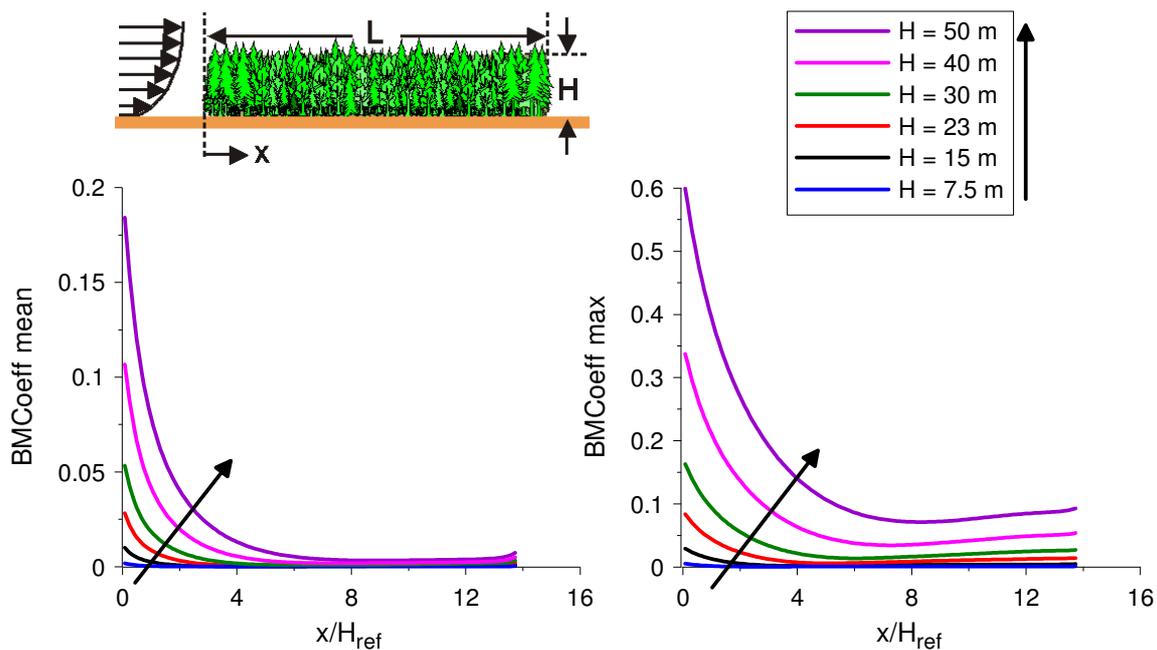


Abb. 30: Verlauf des mittleren (links) und maximalen (rechts) Biegemoments entlang homogener Waldbestände unterschiedlicher Höhe ($u_{ref} = 6.7 \text{ m/s}$, $H = 50 \text{ m} / 40 \text{ m} / 30 \text{ m} / 23 \text{ m} / 15 \text{ m} / 7.5 \text{ m}$, $H_{ref} = 15 \text{ m}$, $L = 206 \text{ m}$).

5.2.2 Stufige Waldanordnungen

Die untersuchten stufigen Waldanordnungen setzen sich aus zwei unterschiedlich hohen Teilbeständen zusammensetzen. Die mittleren und maximalen Biegemomente an der inneren Waldkante (bei $x_2/H = 0$) von stufigen Waldanordnungen sind in Abbildung 31 in Abhängigkeit von der Höhe der stromauf gelegenen Waldfläche H_1 für Waldanordnungen mit unterschiedlich hohen leeseitigen Waldflächen und in Abbildung 32 in Abhängigkeit von der Höhe der stromab gelegenen Waldfläche H_2 für Waldanordnungen mit unterschiedlich hohen luvseitigen Waldflächen dargestellt. $x_2/H = 0$ steht dabei für die erste Baumreihe von W_2 . Die durchgehenden vertikalen Linien markieren die Werte inmitten ausgedehnter Wälder konstanter Höhe ($H_1 = H_2$), die gestrichelten Linien die Werte der ersten Baumreihe von Einzelbeständen ($H_1 = 0$). Zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung der Ordinaten in Abbildung 32.

Wie bereits in Kapitel 5.2.1 gezeigt wurde, nehmen bei homogenen Einzelbeständen die Biegemomente, welche auf die am luvseitigen Bestandsrand stehenden Bäume einwirken, mit der Bestandshöhe zu, siehe auch Abbildung 31a. Abbildung 31b-31d zeigt, dass ein tendenziell ähnliches Biegemomentverhalten auch an der inneren Kante bei $x_2/H = 0$ von stufigen Waldanordnungen zu beobachten ist, wenn die Höhe der stromauf angeordneten Waldfläche konstant gehalten und die Höhe der stromab gelegenen Waldfläche verändert wird. Ist die stromab gelegene Waldfläche höher als die stromauf Gelegene ($\Delta H = H_2 - H_1 > 0$), sind die berechneten Biegemomente an der inneren Bestandskante durchweg höher als die inmitten eines ausgedehnten Waldbestands konstanter Höhe, siehe Abbildung 31 und Abbildung 32. Ist die stromauf gelegene Waldfläche höher als die stromab Gelegene ($\Delta H = H_2 - H_1 < 0$), sind die Biegemomente an der inneren Bestandskante hingegen niedriger.

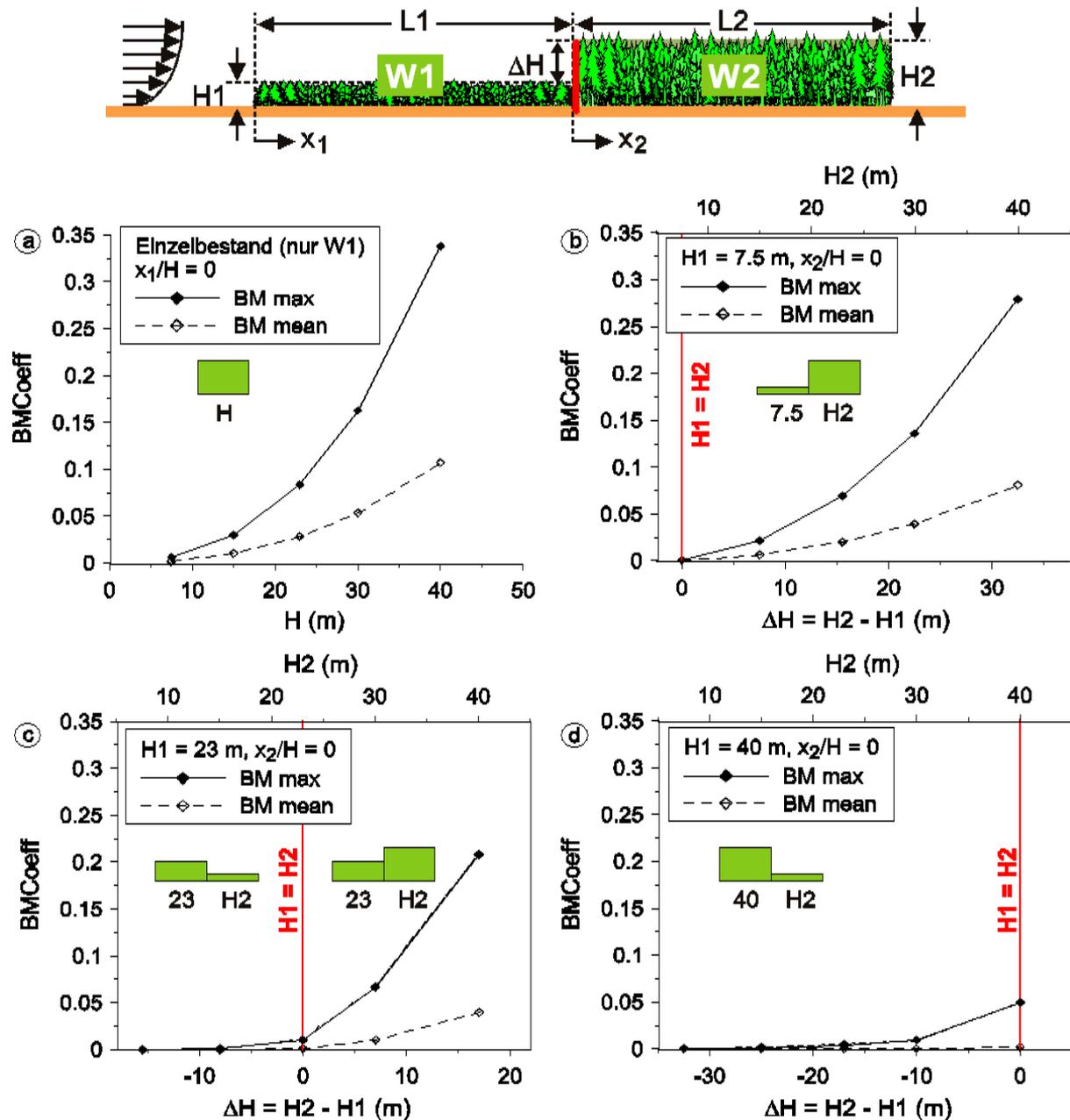


Abb. 31: Stufige Waldanordnungen: Mittlere und maximale Biegemomente bei $x_2/H = 0$ in Abhängigkeit von der Höhe der stromab gelegenen Waldfläche H_2 für Waldanordnungen mit unterschiedlich hohen luvseitigen Waldflächen b) $H_1 = 7.5 \text{ m}$, c) $H_1 = 23 \text{ m}$ und d) $H_1 = 40 \text{ m}$. In a) sind zum Vergleich die Biegemomente unterschiedlich hoher Einzelbestände (bei $x_1/H = 0$, nur W1) dargestellt. ($u_{ref} = 6.7 \text{ m/s}$, $H_2 = 7.5 \text{ m} / 15 \text{ m} / 23 \text{ m} / 30 \text{ m} / 40 \text{ m}$, $H_{ref} = 15 \text{ m}$, $L_1 = L_2 = 206 \text{ m}$).

Aus Abbildung 32 ist zu sehen, dass bei allen untersuchten stufigen Anordnungen die Gegenwart von luvseitigen Waldflächen W1 eine Reduktion der Biegemomente bei $x_2/H = 0$ im Vergleich zu den auf die Randbäume gleich hoher Einzelbestände einwirkenden Biegemomente bewirkt.

Der Verlauf der mittleren und maximalen Biegemomente entlang der stufigen Anordnungen ist im RESTER Zwischenbericht Juni 2009 dargestellt. Dort wurde gezeigt, dass die Höhe der stromab gelegenen Waldfläche die Biegemomentverläufe entlang von W1 nicht signifikant beeinflusst. Die Biegemomentverläufe entlang von W2 weisen, sobald die luvseitige Waldfläche niedri-

ger als die leeseitige Waldfläche ist, einen für exponierte Waldkanten typischen Kurvenverlauf auf. Das Auftreten dieses typischen Biegemomentverlaufs steht in guten Einklang mit der Wind-schadensanalyse von Somerville (1980) und Somerville et al. (1989).

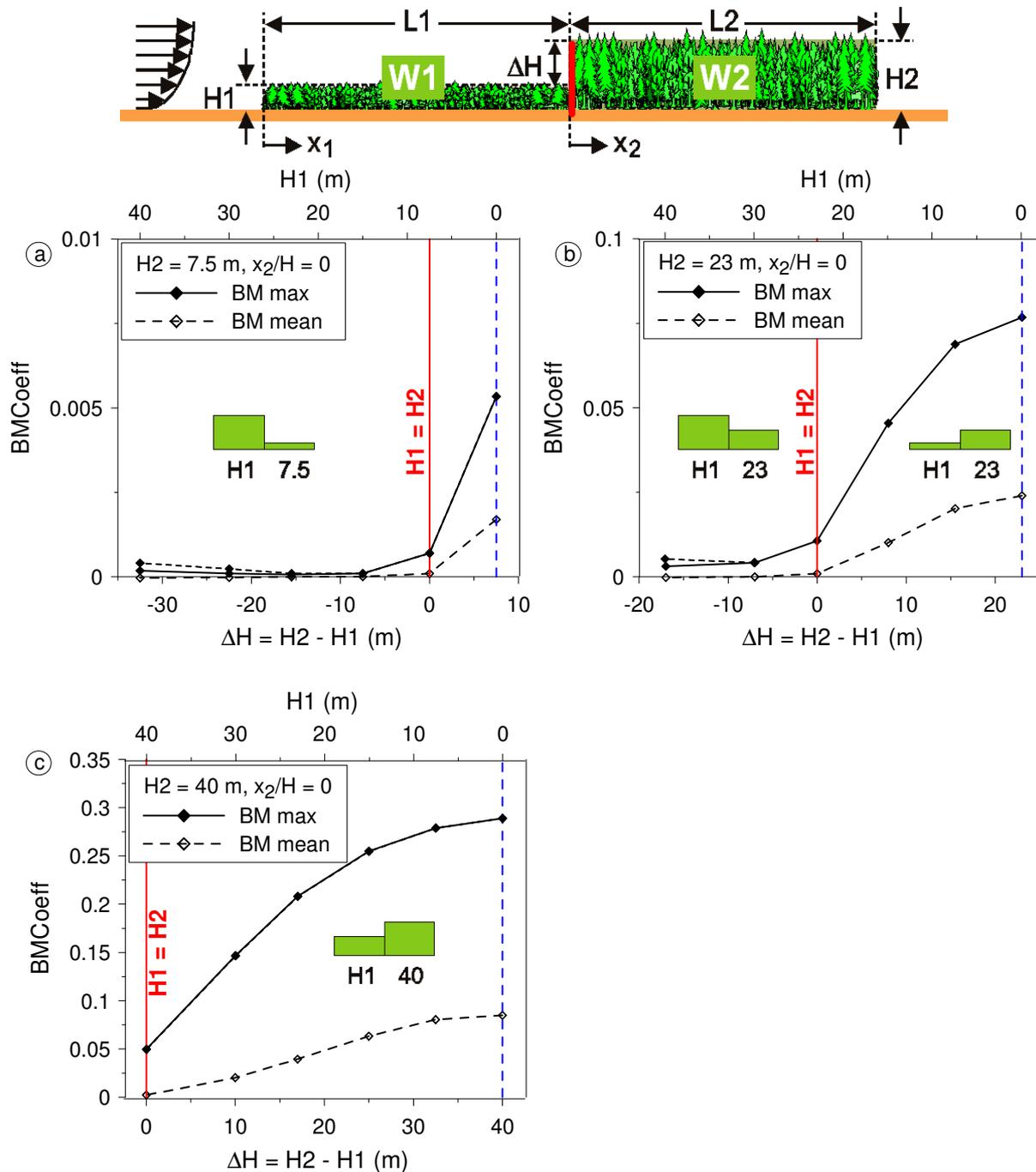


Abb. 32: Stufige Waldanordnungen: Mittlere und maximale Biegemomente bei $x_2/H = 0$ in Abhängigkeit von der Höhe der stromaufgelegenen Waldfläche $H1$ für Waldanordnungen mit unterschiedlich hohen leeseitigen Waldflächen b) $H2 = 7.5$ m, c) $H2 = 23$ m und d) $H2 = 40$ m. ($u_{ref} = 6.7$ m/s, $H1 = 7.5$ m / 15 m / 23 m / 30 m / 40 m, $H_{ref} = 15$ m, $L1 = L2 = 206$ m).

5.3 Schräge Waldkanten mit variiertem Traufkantenwinkel

In Abbildung 33 ist der Verlauf des Biegemoments entlang von 23 m hohen, homogenen Waldbeständen mit unterschiedlich geneigten Traufkanten dargestellt. Links sind die mittleren und rechts die maximalen Biegemomente aufgetragen. Mit abnehmendem Traufkantenwinkel nehmen die mittleren und die maximalen Biegemomente insbesondere im Kantenbereich ab. Diese Beobachtungen stehen tendenziell im Einklang mit den Ergebnissen von Gardiner und Stacey (1996) und von Dupont und Brunet (2008).

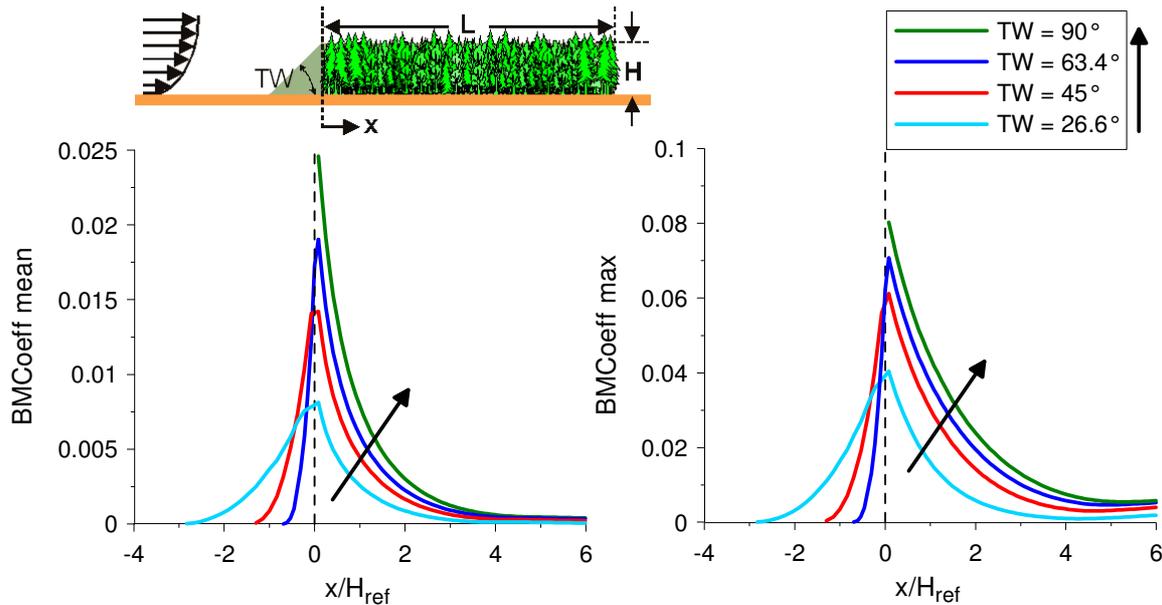


Abb. 33: Verlauf des mittleren (links) und maximalen (rechts) Biegemoments entlang homogener Waldbestände mit unterschiedlich geneigten luvseitigen Traufkanten ($u_{ref} = 6.7 \text{ m/s}$, $H = 23 \text{ m}$, $H_{ref} = 15 \text{ m}$, $L = 412 \text{ m}$).

5.4 Waldanordnungen mit 2D-Lichtungen

Die Lichtungslänge der 2D-Lichtungen wurde im Bereich $a/H = 0$ bis $a/H = 30$ variiert. Wie im RESTER Zwischenbericht Juni 2008 gezeigt wurde, beeinflusst die Lichtungslänge den Biegemomentsverlauf von W1 kaum. Lediglich in der luvseitigen Bestandshälfte nehmen sowohl die mittleren als auch die maximalen Biegemomente mit der Lichtungslänge leicht zu. Im Gegensatz hierzu ist der Einfluss der Lichtungslänge auf den Biegemomentsverlauf entlang der stromab der Lichtung gelegenen Waldfläche W2 groß (Abb. 34).

Unmittelbar an der luvseitigen Waldkante nehmen sowohl die mittleren als auch die maximalen Biegemomente deutlich zu. In Abbildung 35 sind u. a. die Biegemomente der ersten Baumreihe von W2 über die Lichtungslänge a/H aufgetragen. Die Abbildung zeigt, dass das mittlere Biegemoment bei kleinen Lichtungen annähernd linear mit der Lichtungslänge zunimmt und sich dann einem konstanten Wert annähert. Die extremen Biegemomente nehmen bei kleinen Lichtungslängen rapide zu, bei großen Lichtungen nur noch wenig.

Rollerson et al. (2007) beobachteten bei Retentionsflächen in Kanada, dass mit zunehmender freier Anströmlänge sowohl das Ausmaß der Windschäden als auch deren Eindringtiefe in den

Bestand zunimmt. Ein Vergleich ihrer Schadensdaten mit den Biegemomentverläufen zeigt eine sehr gute Übereinstimmung bei den Kurvenverläufen.

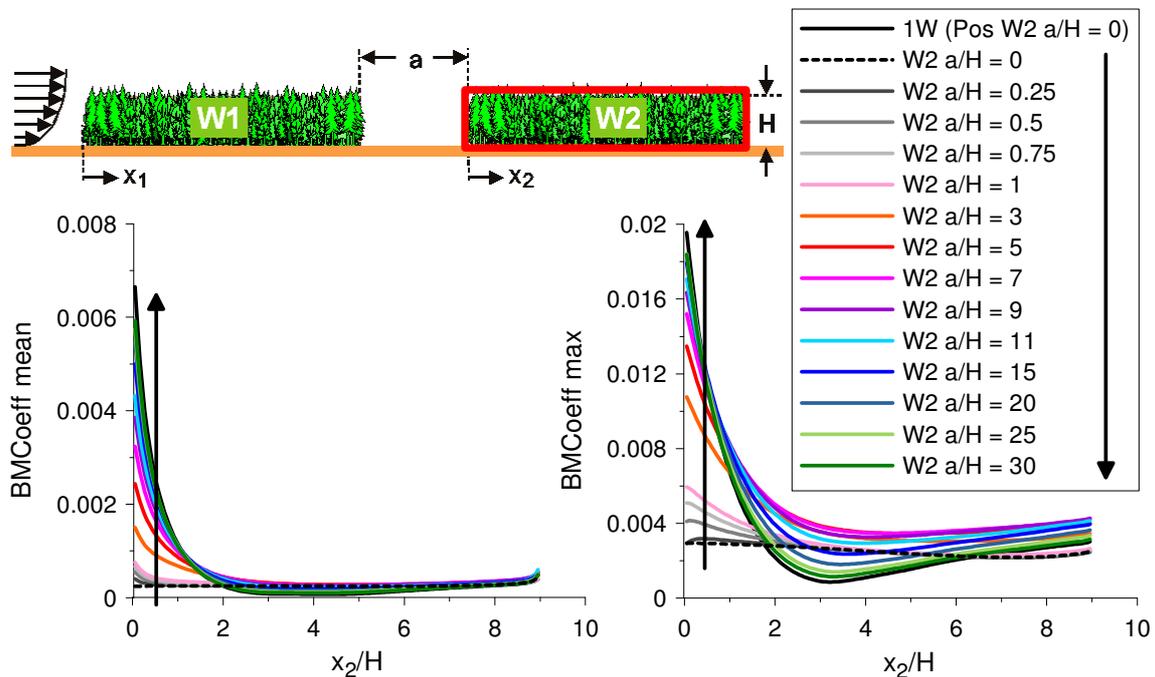


Abb. 34: Waldanordnungen mit 2D Lichtungen unterschiedlicher Länge a/H : Verlauf des mittleren (links) und maximalen (rechts) Biegemoments entlang der stromab der Lichtung gelegenen Waldfläche $W2$ ($u_{ref} = 6.7 \text{ m/s}$, $H1 = H2 = H_{ref} = 23 \text{ m}$, $L1 = L2 = 206 \text{ m}$).

5.5 Waldanordnungen mit 3D-Lichtungen

Zusätzlich zu den Waldbeständen mit 2D-Lichtungen, deren Ausdehnung quer zur Anströmrichtung unendlich ist (siehe Kap. 5.4), wurden auch Anordnungen mit quadratischen 3D-Lichtungen untersucht, die eine eingeschränkte laterale Breite a_y besitzen, siehe Skizze Abbildung 35 rechts oben. In Abbildung 35 sind die mittleren und maximalen Biegemomente am luvseitigen Bestandsrand der stromab gelegenen Waldfläche (bei $x_2/H = 0$) von den quadratischen 3D-Lichtungen unterschiedlicher lateraler Breite a_y/H in Abhängigkeit von der Lichtungslänge a/H (in Hauptströmungsrichtung) dargestellt. Die Biegemomente wurden jeweils in der lateralen Mitten-ebene der Lichtungen (bei $y/H = 0$) berechnet, wo die Geschwindigkeit in y -Richtung aus Symmetriegründen vernachlässigbar ist ($v \approx 0 \text{ m/s}$). Die Biegemomente von den Wäldern mit 2D-Lichtungen sind zu Vergleichszwecken ebenfalls in Abbildung 35 aufgetragen.

Abbildung 35 zeigt, dass bei kleinen Lichtungslängen ($a/H = 1$) die Unterschiede zwischen den Biegemomenten der 2D- und 3D-Lichtungen am luvseitigen Bestandsrand der stromab gelegenen Waldfläche $W2$ (bei $x_2/H = 0$) gering sind. Die mittleren Biegemomente sind in diesem Fall nahezu identisch, bei den maximalen Biegemomenten zeigt sich ein leichter Anstieg mit zunehmender lateraler Lichtungsbreite a_y/H . Es sei an dieser Stelle noch darauf hingewiesen, dass bei den Berechnungen der Waldanordnungen mit 2D-Lichtungen TKE-Senken an allen Waldkanten (Bestandsoberkante und vertikale Waldkanten) angesetzt wurden; bei den 3D-Lichtungsanordnungen waren die vertikalen TKE-Senken im Lichtungsbereich jedoch deaktiviert. Dies hat zur

Folge, dass die maximalen Biegemomentkoeffizienten der 3D-Lichtungen generell etwas höher sind als die der 2D-Lichtungen. Wie eine Vergleichsrechnung gezeigt hat, liegen die maximalen Abweichungen in einer Größenordnung von etwa 0.002 für $\text{BMCoeff}_{\text{max}}$. Es ist daher davon auszugehen, dass sich mit zunehmender Lichtungsbreite a_y/H die maximalen Biegemomente der 3D-Anordnungen mit $a/H = 1$ dem Wert der 2D-Anordnung annähert.

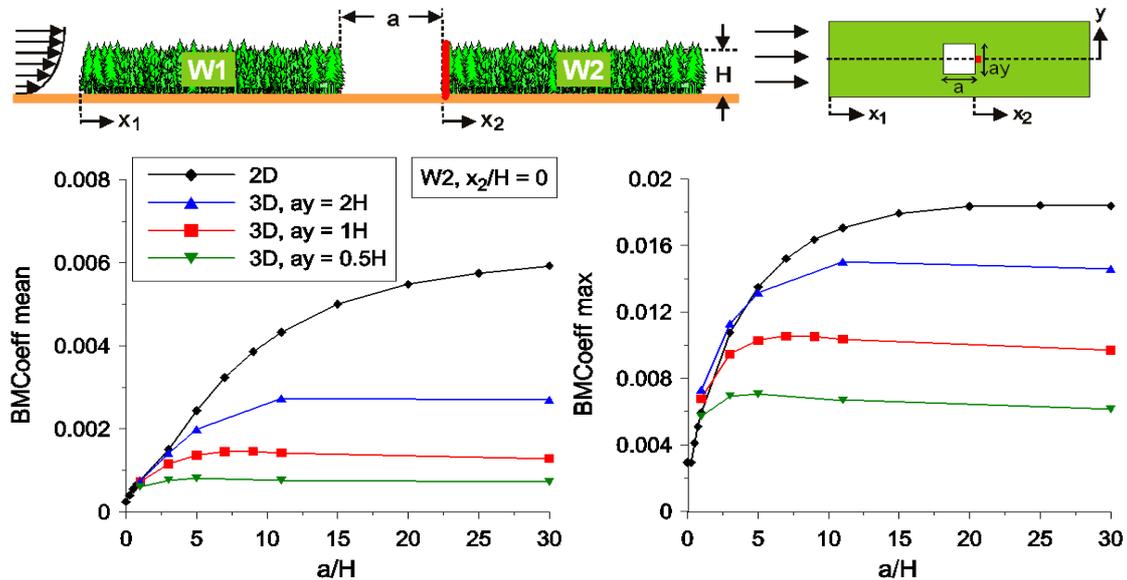


Abb. 35: Waldanordnungen mit quadratischen 3D-Lichtungen unterschiedlicher lateraler Breite a_y : Mittlere (links) und maximale (rechts) Biegemomente bei $x_2/H = 0$ in Abhängigkeit von der Lichtungslänge a/H (in Hauptströmungsrichtung); zusätzlich sind auch die Biegemomente der 2D-Lichtungen aufgetragen, die quer zur Anströmrichtung unendlich lang sind ($u_{\text{ref}} = 6.7 \text{ m/s}$, $H_1 = H_2 = H_{\text{ref}} = 23 \text{ m}$, $L_1 = L_2 = 206 \text{ m}$).

Bei größeren Lichtungslängen a/H ist mit zunehmender Lichtungsbreite a_y/H ein deutlicher Anstieg der Biegemomente zu beobachten, wobei sich die Werte wiederum allmählich an die der 2D-Lichtungen vergleichbarer Länge annähern. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die seitlichen Waldflächen das Einströmen von Luft aus größeren Höhen in den Lichtungsbereich hinein behindern und somit zu einer Strömungsberuhigung innerhalb der Lichtung im Vergleich zum zweidimensionalen Fall führen. Dabei nimmt mit abnehmender lateraler Lichtungsbreite a_y/H der Volumenstrom in die Lichtung ab und folglich die Strömungsberuhigung zu.

Die Berechnungen zeigen, dass Lichtungen, die in Hauptströmungsrichtung eine große Länge aufweisen, nicht zwangsläufig zu hohen Biegemomentbelastungen an der luvseitigen Waldkante der stromab gelegenen Waldfläche führen, denn die Höhe der einwirkenden Biegemomente kann an dieser Stelle durch die Wahl kleiner lateraler Lichtungsbreiten vergleichsweise niedrig gehalten werden. Das maximale auf die Randbäume von W2 einwirkende Biegemoment stromab von Lichtungen der Länge $a/H = 30$ und der Breite $a_y/H = 0.5$ beträgt beispielsweise nur etwa 1/3 des maximalen Biegemoments stromab einer gleich langen 2D-Lichtung.

5.6 Hügel unterschiedlicher Hangneigung

Numerische Berechnungen zur Umströmung bewaldeter Hügel wurden durchgeführt. Dabei wurden folgende Konfigurationen für jeweils drei unterschiedliche Hangneigungen untersucht: a)

Ebener Wald – bewaldeter Hügel – ebener Wald, b) Bewaldeter Hügel in unbewaldeter Ebene, c) Vergleichsrechnungen unbewaldeter Hügel. Da eine Veränderung der Hangneigung immer mit einer Variation einer weiteren geometrischen Hügelgröße (der Hügelhöhe, der Hanglänge oder der Hügelbreite in Hauptströmungsrichtung) einhergeht, wurden zwei Versuchsreihen durchgeführt: Hügel unterschiedlicher Hangneigung mit a.) konstanter Hanglänge L und variabler Hügelhöhe h und b.) konstanter Hügelhöhe h und variabler Hanglänge L .

Bewaldete Hügel unterschiedlicher Hangneigung und konstanter Hanglänge L (Hügelhöhe h variabel)

Biegemomentverläufe sind in Abbildung 36 für die Konfiguration „Ebener Wald – bewaldeter Hügel – ebener Wald“ und in Abbildung 37 für die Konfiguration „Bewaldeter Hügel“ aufgetragen. Mit zunehmendem Hangneigungswinkel HN und zunehmender Hügelhöhe h nehmen die Biegemomente hauptsächlich an der luvseitigen Hangfläche und dort insbesondere in der Nähe des Hügelgipfels zu (Abb. 36 und Abb. 37). Ist dem bewaldeten Hügel ein ebener Wald gleicher Höhe $H = 23$ m und einer Länge $L_1 = 206$ m = $9H$ vorgelagert (Abb. 36), zeigen sich am luvseitigen Bestandsrand keine Veränderungen bei den Biegemomenten. Befindet sich der luvseitige Bestandsrand jedoch direkt am Hangfuß (Abb. 37), nehmen sowohl die mittleren als auch die maximalen Biegemomente im Kantenbereich mit zunehmendem Hangneigungswinkel HN und zunehmender Hügelhöhe h ab. Die höchsten maximalen Biegemomente stellen sich bei dem hohen, steilen Hügel ($HN = 30^\circ$) im Bereich des Gipfels ein, bei den niedrigeren, flacheren Hügeln ($HN = 10^\circ$ und 20°) aber direkt an der luvseitigen Bestandskante. Dies gilt für beide Konfigurationen (mit und ohne ebenen Wald). Geht man davon aus, dass das Widerstandsverhalten aller Bäume gleich ist, sind bei $HN = 30^\circ$ also die Bäume am Gipfel am stärksten gefährdet und bei $HN = 20^\circ$ und $HN = 10^\circ$ die Bäume am luvseitigem Bestandsrand.

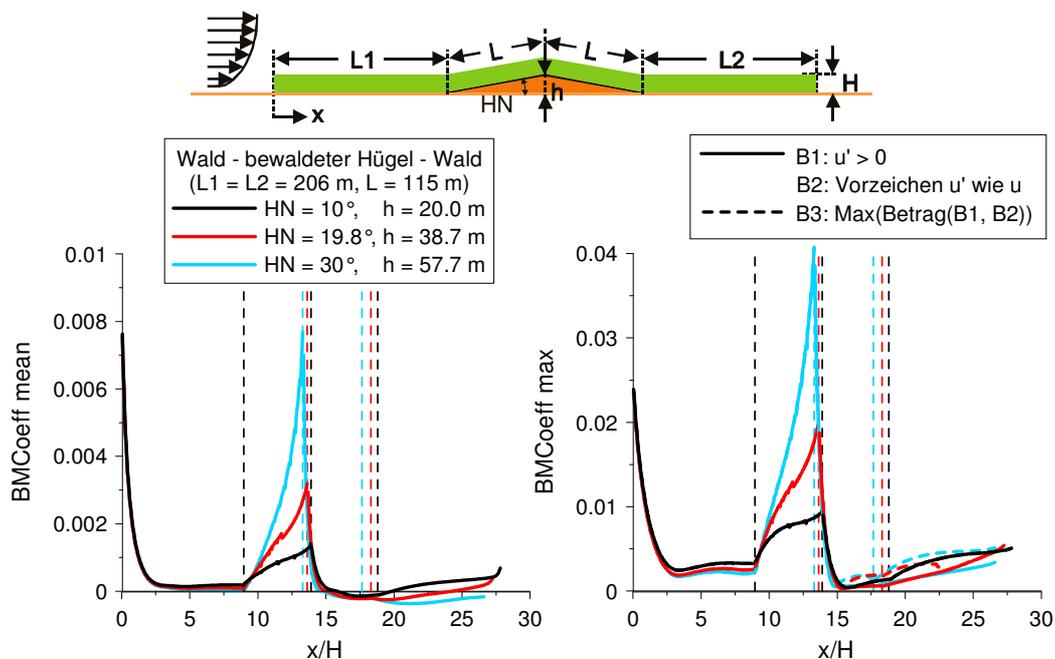


Abb. 36: Verlauf des mittleren (links) und maximalen (rechts) Biegemoments für die Konfigurationen „Ebener Wald – bewaldeter Hügel – ebener Wald“ mit konstanter Hügellänge L und variabler Hügelhöhe h ($u_{ref} = 6.7$ m/s, $H = H_{ref} = 23$ m); gestrichelte Linien: Lage des luv- und leeseitigen Hangfußes sowie des Gipfels; luvseitiger Hangfuß konstant bei $x/H = 9$.

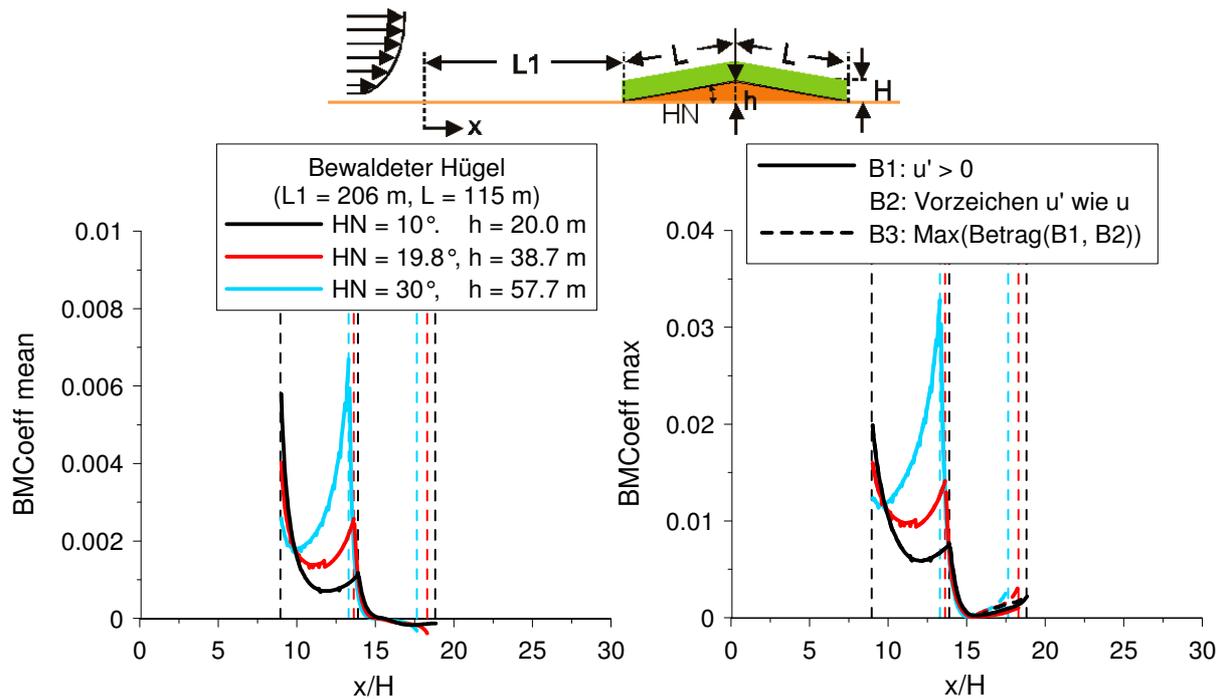


Abb. 37: Verlauf des mittleren (links) und maximalen (rechts) Biegemoments für die Konfigurationen „Bewaldeter Hügel“ mit konstanter Hügellänge L und variabler Hügelhöhe h ($u_{ref} = 6.7$ m/s, $H = H_{ref} = 23$ m); gestrichelte Linien: Lage des luv- und leeseitigen Hangfußes sowie des Gipfels; luvseitiger Hangfuß konstant bei $x/H = 9$.

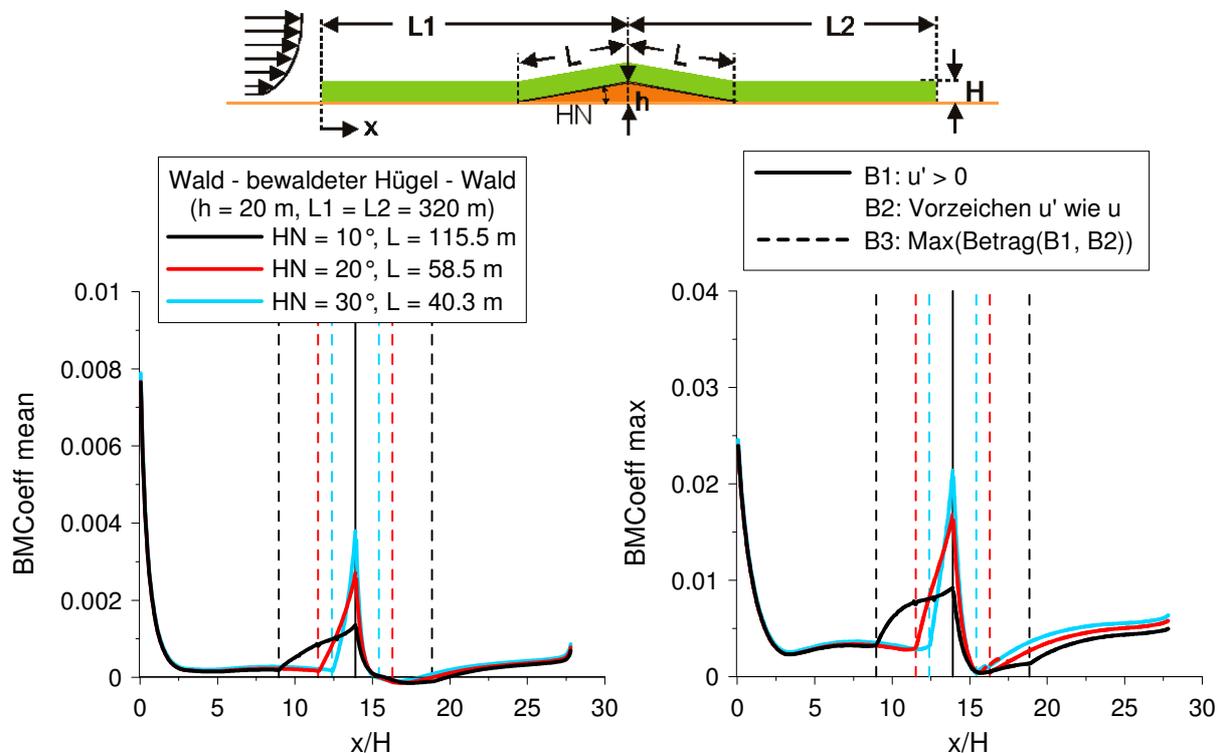


Abb. 38: Verlauf des mittleren (links) und maximalen (rechts) Biegemoments für die Konfigurationen „Ebener Wald - bewaldeter Hügel - ebener Wald“ mit konstanter Hügelhöhe h und variabler Hügellänge L ($u_{ref} = 6.7$ m/s, $H = H_{ref} = 23$ m); gestrichelte Linien: Lage des luv- und leeseitigen Hangfußes; Gipfel konstant bei $x/H = 13.9$.

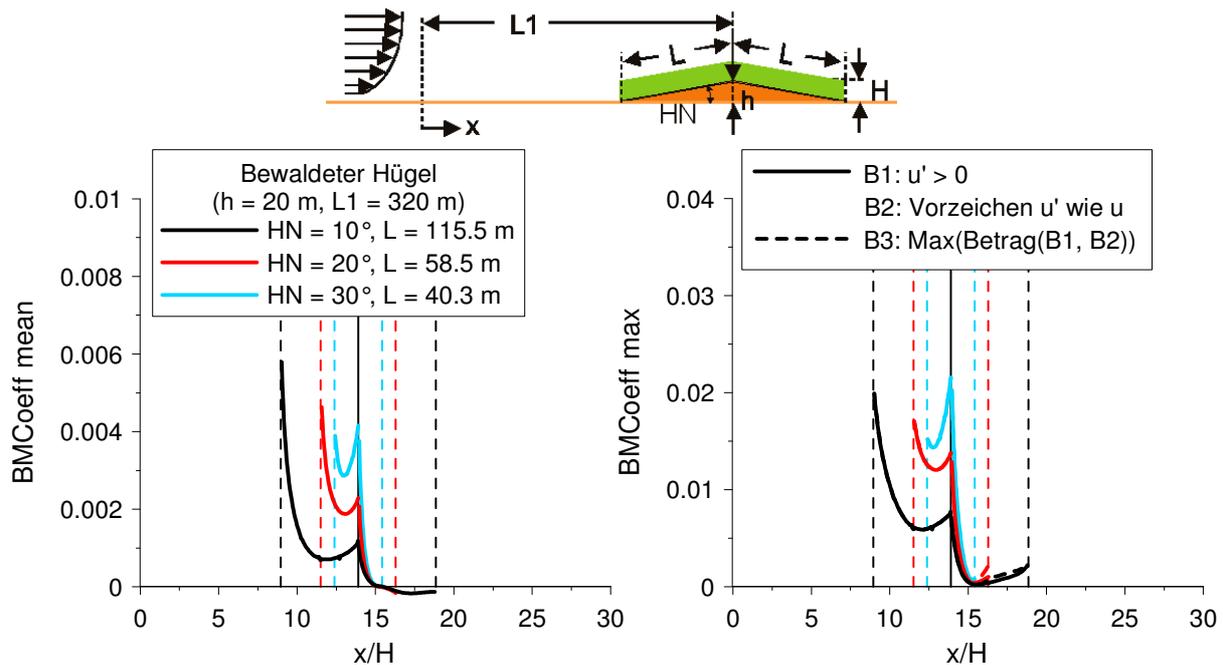


Abb. 39: Verlauf des mittleren (links) und maximalen (rechts) Biegemoments für die Konfigurationen „Bewaldeter Hügel“ mit konstanter Hügelhöhe h und variabler Hügellänge L ($u_{ref} = 6.7 \text{ m/s}$, $H = H_{ref} = 23 \text{ m}$); gestrichelte Linien: Lage des luv- und leeseitigen Hangfußes; Gipfel konstant bei $x/H = 13.9$.

Bewaldete Hügel unterschiedlicher Hangneigung und konstanter Hügelhöhe h (Hanglänge L variabel)

Auch bei den Hügelanordnungen konstanter Höhe treten die größten Veränderungen bei den Biegemomenten über der luvseitigen Hangfläche auf, siehe Abbildung 38 („Ebener Wald – bewaldeter Hügel – ebener Wald“) und Abbildung 39 („Bewaldeter Hügel“). Mit zunehmender Hangneigung nehmen die Biegemomente am Hügelgipfel wiederum zu, jedoch nicht mehr in so starkem Maße wie bei den zuvor beschriebenen Hügeln konstanter Hanglänge. Daraus lässt sich nunmehr schließen, dass sowohl eine Zunahme der Hangneigung als auch eine Zunahme der Hügelhöhe zu einer Erhöhung der Biegemomente im Bereich des Hügelgipfels führen. Wie schon bei Hügeln konstanter Hanglänge sind auch bei Hügeln konstanter Höhe bei den Konfigurationen „Ebener Wald – bewaldeter Hügel – ebener Wald“ keine Veränderungen beim Biegemoment am luvseitigen Bestandsrand festzustellen (Abb. 38), wohingegen bei den bewaldeten Hügeln ohne ebenen Wald wiederum mit zunehmender Hangneigung eine Abnahme der Biegemomente am Hangfuß zu beobachten ist (Abb. 39). Bei den Hügeln konstanter Höhe tritt bei nahezu allen untersuchten Anordnungen das höchste maximale Biegemoment an der luvseitigen Bestandskante auf; einzige Ausnahme hiervon ist der steile, kurze Hügel ohne ebenen Wald, bei dem das höchste maximale Biegemoment am Hügelgipfel zu beobachten ist.

5.7 Diskussion und Zusammenfassung der numerischen Ergebnisse

Für eine umfassende Beurteilung der Sturmstabilität von Waldbeständen müssen neben den einwirkenden Biegemomenten natürlich auch die Widerstandsmomente der Bäume gegenüber Windwurf bzw. Windbruch bekannt sein, siehe z. B. Achim et al. (2005), Quine und Gardiner (2007), Peltola et al. (1999). Nur wenn die Widerstandsmomente bekannt sind, lassen sich kriti-

sche Windgeschwindigkeiten abschätzen, ab denen die beiden unterschiedlichen Schadensarten auftreten. Unter der Annahme, dass die Widerstandsmomente aller Bäume eines Bestandes gleich sind, kann man davon ausgehen, dass der Bereich der maximal einwirkenden Biegemomente mit dem am stärksten gefährdeten Bereich übereinstimmt. In diesem Fall deuten höhere Biegemomente auf eine höhere Sturmschadensanfälligkeit hin. Bei der Berechnung der einwirkenden Stammbiegemomente wurden die zugrunde gelegten Baumkennwerte mit Ausnahme der Baumhöhe vereinfacht als konstant angenommen. Eine Variation der Baumhöhe beeinflusst jedoch sicherlich auch zu einem gewissen Grad die anderen Kennwerte (Druckverlustkoeffizient und projizierte Grundfläche) und darüber hinaus natürlich auch die Widerstandsmomente der Bäume.

Die numerischen Berechnungen zeigen, dass bei Waldbeständen die höchsten Stammbiegemomente üblicherweise direkt am luvseitigen Bestandsrand auftreten. Die Höhe der Biegemomente nimmt mit zunehmendem Abstand zur luvseitigen Waldkante relativ schnell ab und ein Minimalwert wird bereits in einer Entfernung von wenigen Baumhöhen beobachtet. Im weiteren Verlauf nehmen die Biegemomente dann wieder leicht zu. Mit zunehmender Bestandshöhe nehmen die mittleren Biegemomente im kantennahen Bereich und die maximalen Biegemomente über der gesamten Waldfläche zu. Niedrige Waldbestände schützen unmittelbar stromab angeordnete höhere Waldbestände. Bei stufigen Waldanordnungen zeigt sich stromab der inneren Waldkanten ein tendenziell ähnlicher Biegemomentverlauf wie bei frei angeströmten externen Waldkanten, wenn die luvseitige Waldfläche niedriger ist als die Leeseitige. Ist die stromauf gelegene Waldfläche W1 höher als die stromab Gelegene W2, sind die Biegemomente an der inneren Bestandskante sogar niedriger als die inmitten eines ausgedehnten Waldbestands konstanter Höhe H1. Vorgelagerte schräge Kanten führen zu einer Reduktion der Biegemomente im kantennahen Bereich. Mit abnehmendem Traufkantenwinkel nimmt die Biegemomentreduktion zu. Bei Waldanordnungen mit quer zur Anströmung verlaufenden, unendlich langen Lichtungen nehmen die Biegemomente mit zunehmender Lichtungslänge am luvseitigen Waldrand der stromab gelegenen Waldfläche zu und nähern sich allmählich den Werten eines frei angeströmten Bestands an. Eine Begrenzung der lateralen Lichtungsbreite führt bei langen Lichtungen zu einer deutlichen Reduktion dieser Biegemomente, hat jedoch bei kleinen Lichtungslängen keine signifikanten Auswirkungen. Bei niedrigen bewaldeten Hügeln, die quer zur Anströmrichtung unendlich lang sind und einen idealisierten dreieckförmigen Querschnitt besitzen, beeinflusst eine Variation der Hangneigung insbesondere den Biegemomentverlauf über der luvseitigen Hangfläche. Die größten Biegemomente treten je nach Anordnung entweder am luvseitigen Bestandsrand oder direkt am Hügelgipfel auf. Sowohl eine Zunahme der Hangneigung als auch eine Zunahme der Hügelhöhe führen zu einer Erhöhung der Biegemomente im Bereich des Hügelgipfels.

Literatur

Achim, A., Ruel, J.-C., Gardiner, B.A., 2005: "Evaluating the effect of precommercial thinning on the resistance of Balsam Fir to windthrow through experimentation, modelling, and development of simple indices", *Can. J. For. Res.*, 35(8), 1844-1853

Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (BMELV), 2005: „Die zweite Bundeswaldinventur – BWI². Der Inventurbericht“

Burgy, R.H., 1961: "Aerodynamics drag on tall vegetation: Studies of three-dimensional structure of the planetary boundary layer", *Annual Rept., Dept. of Meteorology, Univ. of Wisconsin*, 37-44

Counihan, J., 1975: "Adiabatic atmospheric boundary layers: A review and analysis of data from the period 1880-1972", *Atmos. Environ.*, 9, 871-905

- Dupont, S., Brunet, Y., 2008:** "Impact of forest edge shape on tree stability: A large-eddy simulation study", *Forestry*, 81(3), 299-316
- Durst, F., Melling, A., Whitelaw, J.H., 1976:** "Principles and Practice of the Laser-Doppler-Anemometry", Academic Press, London
- Eurocode 1, 2005:** „Einwirkungen auf Tragwerke – Teil 1-4: Allgemeine Einwirkungen, Windlasten“, Deutsche Fassung EN 1991-1-4:2005
- Frank, C., 2005:** „Wirksamkeit von dünnen Windschutzstreifen auf Sockelwällen in luv- und leeseitiger Anordnung“, Dissertation, Universitätsverlag Karlsruhe
- Gardiner, B., Byrne, K., Hale, S., Kamimura, K., Mitchell, S.J., Peltola, H., Ruel, J.-C., 2008:** "A review of mechanistic modelling of wind damage risk to forests", *Forestry*, 18(3), 447-463
- Gardiner, B.A., Marshall, B., Achim, A., Belcher, R., Wood, C., 2005:** "The stability of different silvicultural systems: A wind-tunnel investigation", *Forestry*, 78, 471-484
- Gardiner, B., Peltola, H., Kellomäki, S., 2000:** "Comparison of two models for predicting the critical wind speeds required to damage coniferous trees", *Ecological Modelling*, 129(1), 1-23
- Gardiner, B., Stacey, G., 1996:** "Designing forest edges to improve wind stability", Forestry Commission, Technical Paper 16, 8 pages
- Gardiner, B.A., Stacey, G.R., Belcher, R.E., Wood, C.J., 1997:** "Field and wind tunnel assessments of the implications of respacing and thinning for tree stability", *Forestry*, 70, 233-252
- Green, S.R., Grace, J., Hutchings, N.J., 1995:** "Observations of turbulent air flow in three stands of widely spaced Sitka spruce", *Agricultural and Forest Meteorology*, 74, 205-225
- Mayer, H., 2004:** „Forstliche Meteorologie“, Vorlesungsskript, Univ. Freiburg, 128 S.
- Mayhead, G.J., 1973:** "Some drag coefficients for British forest trees derived from wind tunnel studies", *Agric. Meteorol.*, 12, 123-130
- Meroney, R.N., 1968:** "Characteristics of wind and turbulence in and above model forests", *J. Applied Meteorology*, 7, 780-788
- Novak, M.D., Warland, J.S., Orchansky, A.L., Ketler, R., Green, S., 2000:** "Wind tunnel and field measurements of turbulent flow in forests. Part I: Uniformly thinned stands", *Boundary-Layer Meteorology*, 95, 457-495
- Peltola, H., Kellomäki, S., Väisänen, H., Ikonen, V.-P., 1999:** "A mechanistic model for assessing the risk of wind and snow damage to single trees and stands of Scots pine, Norway spruce, and birch", *Can. J. For. Res.*, 29, 647-661
- Plate, E.J., 1995:** „Windprofile in der Gebäudeaerodynamik“, In: Plate, E.J. (ed.): Windprobleme in dichtbesiedelten Gebieten, WTG-Berichte Nr. 3, 7-26, Windtechnologische Gesellschaft, Aachen
- Quine, C.P., Gardiner, B.A., 2007:** "Understanding how the interaction of wind and trees results in windthrow, stem breakage, and canopy gap formation". In: Johnson, E.A., Miyanishi, K. (Eds.): *Plant Disturbance Ecology - The Process and the Response*, 103-155
- Raymer, W.G., 1962:** "Wind resistance of conifers", NPL Aeronaut. Report No.1008, 15 pp.
- Rollerson, T.P., Peters, C.M., Beese, W.J., 2007:** "Variable retention windthrow monitoring project, 2001 to 2007", Progress Report, March 2007
- Rottmann, M., 1986:** „Wind- und Sturmschäden im Wald. Beiträge zur Beurteilung der Bruchgefährdung, zur Schadensvorbeugung und zur Behandlung sturmgeschädigter Nadelholzbestände“, J.D. Sauerländer's Verlag, Frankfurt am Main, 128 S.
- Ruck, B., 1987:** „Laser-Doppler-Anemometrie“, AT-Fachverlag, Stuttgart
- Ruck, B. (Hrsg.), 1990:** „Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik“, AT-Fachverlag, Stuttgart
- Rudnicki, M., Mitchell, S.J., Novak, M.D., 2004:** "Wind tunnel measurements of crown streamlining and drag relationships for three conifer species", *Canadian J. Forest Research*, 34(3), 666-676

- Somerville, A., 1980:** "Wind stability: Forest layout and silviculture", *New Zealand Journal of Forest Science*, 10(3), 476-501
- Somerville, A., Wakelin, S., Whitehouse, L. (eds.), 1989:** "Workshop on wind damage in New Zealand exotic forests", *FRI Bulletin* 146, Forest Research Institute, Ministry of Forestry, Rotorua, New Zealand
- Stacey, G.R., Belcher, R.E., Wood, C.J., Gardiner, B.A., 1994:** "Wind flows and forces in a model spruce forest", *Boundary-Layer Meteorology*, 69, 311-334
- Stull, R.B., 1988:** "An introduction to boundary layer meteorology", Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Windkanalrichtlinie, 1994:** In: Plate, E.J. (ed.): *Windprobleme in dichtbesiedelten Gebieten*, WTG-Berichte Nr. 3, 241-284, Windtechnologische Gesellschaft, Aachen
- Ylinen, A., 1952:** „Über die mechanische Schaftformtheorie der Bäume“, *Silva Fennica* Nr. 76.
- Zaschke, M., Ruck, B., 2006:** „Strömungsmuster im Bereich von Waldrändern“, *Proc. der Fachtagung „Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik“*, Sept. 2006, Braunschweig, 58.1-58.8

Publikationen aus dem Projekt

- Frank, C., Ruck, B., 2007:** „Windkanalstudie zur Strömung in Waldlichtungen“, *Proc. der 15. GALA - Fachtagung „Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik“*, Sept. 2007, Rostock, 9.1-9.9
- Frank, C., Ruck, B., 2008a:** "Numerical study of the airflow over forest clearings", *Forestry* 81(3), 259-277
- Frank, C., Ruck, B., 2008b:** „Über den Einfluss der Bestandsdichte auf die Strömungsvorgänge an Waldkanten“, *Proc. der 16. GALA - Fachtagung „Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik“*, Sept. 2008, Karlsruhe, 40.1-40.10
- Frank, C., Ruck, B., 2009:** "About the influence of the stand density on the flow characteristics at forest edges", *Proc. of the 2nd Int. Conf. on Wind Effects on Trees*, Oct. 2009, Freiburg, 15-21
- Frank, C., Ruck, B., Tischmacher, M., 2009a:** „Über den Einfluss der luvseitigen Traufkanten- und Traufkantenbildung auf die Strömungsvorgänge um Waldbestände“, *Proc. der 17. GALA - Fachtagung „Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik“*, Sept. 2009, Erlangen, 54.1-54.10
- Frank, C., Ruck, B., Tischmacher, M., 2009b:** "About the influence of the windward edge structure on the flow characteristics at forest edges", *Proc. of the 2nd Int. Conf. on Wind Effects on Trees*, Oct. 2009, Freiburg, 9-14

**Teilprojekt „Erarbeitung einer Risikokarte für Sturm-
schäden in Wäldern und forstlich relevante Sturm-
schadensmodelle als Grundlagen für Methoden zur
Reduzierung von Sturmschäden in Wäldern in
Baden-Württemberg“**

innerhalb des Forschungsprogramms
Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg

Karin Grebhan, Helmut Mayer, Dirk Schindler, Jochen Schönborn
Meteorologisches Institut
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

2010

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	103
1 Einleitung	105
2 Problemstellung.....	109
3 Methodik	112
3.1 Allgemeines	112
3.2 Untersuchungsgebiet	113
3.3 Sturmschadensdaten	114
3.4 Berechnung der Sturmschadenswahrscheinlichkeit	118
3.4.1 Weights-of-Evidence-Verfahren	118
3.4.2 Logistische Regressionsanalyse.....	119
3.5 Prädiktoren.....	120
3.6 Kartenerstellung	123
4 Ergebnisse	123
4.1 Schadenswahrscheinlichkeit infolge von Sturm „Lothar“	123
4.1.1 Weights-of-Evidence Verfahren.....	123
4.1.2 Logistisches Regressionsmodell	125
4.1.3 Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten.....	126
4.1.4 Vergleich der Karten mit den Sturmschadenswahrscheinlichkeiten.....	127
4.2 Schadenswahrscheinlichkeit infolge der Stürme „Wiebke“ und „Lothar“	129
5 Diskussion	134
Literatur	1367
Publikationen aus dem Projekt.....	141

Zusammenfassung

Für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs wurde die Wintersturmschadenswahrscheinlichkeit P_{DAM} berechnet und erstmals in flächendeckenden, GIS-basierten Karten (Auflösung: 50×50 m) dargestellt. Als Basis für die P_{DAM} -Berechnung dienten verschiedene Datensätze, die Informationen zu flächigen Schäden (Flächengröße: 0,1-627 ha) in den Wäldern Baden-Württembergs infolge der Winterstürme „Wiebke“ (Februar/März 1990) und „Lothar“ (Dezember 1999) enthalten. Zur P_{DAM} -Berechnung wurde neben dem Weights-of-Evidence (WofE) Verfahren ein logistisches Regressionsmodell (LRM) verwendet.

Da die flächigen Sturmschäden infolge von „Lothar“ durch satellitengestützte Kartierung im Rahmen des Corine Land Cover 2000 Projektes (CLC2000) vergleichsweise vollständig erfasst waren, wurden die beiden verwendeten Verfahren zunächst an den durch Sturm „Lothar“ verursachten Schäden erprobt. Mit Hilfe von WofE und des LRM wurden aus dem Kollektiv der zur Verfügung stehenden Prädiktoren diejenigen Prädiktoren identifiziert, die die größte räumliche Assoziation zu den infolge von „Lothar“ entstandenen flächigen Sturmschäden aufwiesen. Die für das Auftreten von flächigen Sturmschäden infolge von „Lothar“ bedeutendste Prädiktorenkombination umfasst die Prädiktoren Waldtyp, Bodentyp, Geologie, bodenkundliche Feuchtestufen, Bodenversauerung sowie die maximale Böengeschwindigkeit während „Lothar“. Mit dieser Prädiktorenkombination ergab sich die beste Prognosegüte für die infolge von „Lothar“ aufgetretenen Sturmschäden sowohl für das WofE- als auch für das logistische Regressionsmodell. Um die mit den beiden Modellen für jede Rasterzelle berechneten P_{DAM} -Werte zu veranschaulichen, wurden diese den Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen gering, mäßig und hoch zugeordnet und kartenmäßig dargestellt. Für „Lothar“ stimmen die Ergebnisse beider Modelle sehr gut überein. Unter der Voraussetzung, dass die maximale Böengeschwindigkeit während „Lothar“ 35 m s^{-1} überstieg, traten die höchsten P_{DAM} -Werte dort auf, wo Nadelwald auf versauerten, frischen bis feuchten Böden über Buntsandstein stockt.

Nach der Validierung der beiden statistischen Verfahren anhand der Sturmschäden infolge von „Lothar“ wurde P_{DAM} mit dem WofE-Verfahren auf der Basis von Sturmschadensdaten, die aus vier verschiedenen Quellen stammen und Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ abbilden, berechnet. Da nach „Wiebke“ Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs nicht kartiert wurden, musste auf Daten aus der Naturalbuchführung von Forstbetrieben in öffentlicher Hand zurückgegriffen werden. Im Rahmen der Naturalbuchführung werden Sturmholzmengen als „Zufällige Nutzung Sturm“ (ZN_{Sturm}) waldbauweise erfasst. ZN_{Sturm} -Daten lagen digital für 50846 Waldabteilungen des öffentlichen Waldes (ca. 55 % der gesamten Waldfläche Baden-Württembergs) vor.

Aus dem Kollektiv der zur Verfügung stehenden Prädiktoren wurden wiederum diejenigen Prädiktoren identifiziert, die die größte räumliche Assoziation zu den infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ entstandenen flächigen Sturmschäden aufwiesen. Zu diesen Prädiktoren gehörten Waldtyp, Geologie, Bodentyp, topographische Exposition und ein aus den Feldern der maximalen Böengeschwindigkeit während „Wiebke“ und „Lothar“ kombiniertes Feld der maximalen Böengeschwindigkeit. Basierend auf diesen Prädiktoren wurden die höchsten P_{DAM} -Werte - unter der Voraussetzung, dass die maximale Böengeschwindigkeit 35 m s^{-1} überschritt – für Standorte, wo Nadelwald auf stark exponierten, wechselfeuchten Böden über Buntsandstein stockt, bestimmt

(vor allem nördlicher Schwarzwald, östlicher Odenwald, Virngrund, Südwestdeutsches Alpenvorland).

Da diese Untersuchung für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs durchgeführt wurde, mussten bei der Datenverfügbarkeit und -analyse Kompromisse eingegangen werden. Es stehen bisher für retrospektive Sturmschadensanalysen keine hochaufgelösten, flächendeckenden, sturmschadensrelevanten Baum- und Bestandesdaten zur Verfügung. Für die flächendeckende Berechnung von P_{DAM} konnte daher nur der Einfluss der fernerkundlich erhobenen Prädiktoren Waldtyp und minimale Entfernung einer Sturmschadensfläche zum (westlichen) Bestandesrand auf das Auftreten von flächigen Sturmschäden untersucht werden. Der Einfluss anderer Faktoren wie Baumart, Baum-/Bestandesdimensionen oder waldbauliche Behandlung auf das Auftreten von Sturmschäden konnte nicht untersucht werden.

Neben der limitierten Verfügbarkeit baum- und bestandesbeschreibender Parameter ist die Charakterisierung der schadenauslösenden Sturmereignisse verbesserungswürdig. Obwohl die hier verwendeten Maximalböengeschwindigkeitsfelder schon erfolgreich für die Abschätzung des Wintersturmriskos an Gebäuden eingesetzt wurden, scheint die Approximation der Windwirkung in Wäldern durch sie nicht ausreichend, um großräumige Schadensmuster erklären zu können. Ein Grund dafür könnte im Reaktionsverhalten von Bäumen auf Windlasten liegen. Bäume sind sehr flexible Strukturen. Sie reagieren sowohl quasi-statisch als auch dynamisch auf Windlasten. Bis heute ist noch nicht vollständig geklärt, unter welchen Umständen und infolge welcher Windkräfte Bäume versagen. Als eine der größten Herausforderungen im Bereich der Wind-Baum-Interaktionen wird für die Zukunft die Verbesserung des Verständnisses windinduzierter Baumreaktionsmuster während schadenverursachender Sturmereignisse sowohl auf Einzelbaum- als auch Bestandesebene angesehen. Da die räumliche Assoziation der Maximalböenfelder zu den aufgetretenen Sturmschäden eher gering war, kann die Frage nach dem Anteil der Stürme „Wiebke“ und „Lothar“ am beobachteten Schadensausmaß nicht abschließend beantwortet werden.

Obwohl quasi-statische Prädiktoren wie Waldtyp, Geologie und bodenkundliche Feuchtestufen die flächendeckende P_{DAM} -Berechnung dominieren, ist die Prognosegüte (AUC-Wert von etwa 73 %) des auf der Basis von Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ erstellten WofE-Modells als akzeptabel einzustufen.

Trotz der erläuterten Defizite können die erstellten P_{DAM} -Karten für das derzeitige Wintersturmgeschehen als repräsentativ gelten, da während fast aller schweren Wintersturmereignisse über Baden-Württemberg im Zeitraum 1971-2000 (so wie während „Wiebke“ und „Lothar“) westliche Windrichtungen vorherrschten. Zudem scheint sich die Ausprägung des zukünftigen Wintersturmgeschehens über Baden-Württemberg gegenüber heute mit großer Wahrscheinlichkeit nicht gravierend zu ändern. Mit Bezug auf Winterstürme ist es daher sehr wahrscheinlich, dass die Regionen, in denen durch „Wiebke“ und „Lothar“ große Waldbereiche geschädigt wurden, auch in Zukunft die Regionen sein werden, in denen flächige Sturmschäden auftreten.

Die erstellten Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten stellen eine vielseitig einsetzbare Grundlage für Anwendungen in Forstwirtschaft und Forstverwaltung dar. Sie könnten z. B. in forstplanerische oder waldbauliche Entscheidungsprozesse einbezogen werden. Konkrete mittelfristige Maßnahmen zur Reduktion von Sturmschäden in Wälder lassen sich daraus zwar nicht ableiten,

aber die Kombination mit Ergebnissen, die in anderen Untersuchungen zu Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs erzielt wurden, erscheint viel versprechend.

1 Einleitung

Winterstürme haben in den vergangenen Jahrzehnten aufgrund ihrer großen räumlichen Ausdehnung und extrem ausgeprägter bodennaher Windfelder zu erheblichen Schäden in den Wäldern Baden-Württembergs geführt. Als herausragende Ereignisse sind die Sturmtiefserie Anfang 1990, die die Stürme „Daria“ (24./25. Januar), „Herta“ (3. Februar), „Judith“ (8. Februar), „Otilie“ (14./15. Februar), „Vivian“ (26./27. Februar) und „Wiebke“ (28. Februar bis 1. März) umfasste, sowie der Sturm „Lothar“ am 26. Dezember 1999 zu nennen. Nach „Wiebke“ mussten 15·106 Efm sturmgeschädigtes Holz aufgearbeitet werden. Infolge von „Lothar“ fiel eine Schadholzmenge von 30·106 Efm an, was etwa dem 3-fachen Jahreseinschlag in Baden-Württemberg entspricht. Der dadurch entstandene finanzielle Verlust wurde von Kohnle et al. (2003) und Hartebrodt (2004) auf 770 Millionen € geschätzt. Neben betriebswirtschaftlichen Schäden verursachen Winterstürme auch Folgeschäden im Bereich der Schutz- und Erholungsfunktionen von Wäldern, d. h. außer ökonomischen sind ökologische und gesellschaftliche Interessen betroffen (siehe z. B. Rottmann 1986; Mitchell 1995; Kohnle et al. 2003; Quine und Gardiner 2007). Für den Zeitraum zwischen 1950 und 2000 geben Schelhaas et al. (2003) für Europa den Anteil der durch Stürme angefallenen Schadholzmenge an der Gesamtschadholzmenge mit 53 % an.

Faktoren, die einen Einfluss auf die Entstehung von Sturmschäden in Wäldern haben, können den fünf ineinander greifenden Einflussfaktorengruppen Wettersituation, Topographie, Baum/Wald, anthropogene Einflüsse und Boden zugeordnet werden (Abb. 1).

Die Grundvoraussetzung für die Entstehung von Sturmschäden in Wäldern ist das Auftreten von atmosphärischen Bedingungen, die zur Entwicklung von starken Stürmen führen. Die Nordatlantische Oszillation (NAO) übt einen dominanten Einfluss auf das großräumige Sturmgesehehen über der nordatlantisch-europäischen Region aus (Hurrell et al. 2001; Bengtsson et al. 2006; Greeves et al. 2007). Da die NAO in den Wintermonaten besonders deutlich ausgeprägt ist, können zwischen Dezember und März Tiefdruckgebiete entstehen, die die Hauptursache von Winterstürmen und der damit einhergehenden extremen Windgeschwindigkeit über dem Nordatlantik und Europa sind. Im Zeitraum 1500 bis 1995 stellte Pfister (1999) für die Schweiz fest, dass 66 % aller schadbringenden Stürme zwischen Oktober und März auftraten. Heneka et al. (2006) untersuchten die Frequenz und Intensität von Winterstürmen (Oktober bis März) über Baden-Württemberg. Dabei identifizierten sie das stärkste jährliche Sturmereignis im Zeitraum 1971 bis 2000. Für Baden-Württemberg kann demnach der Wintersturm „Wiebke“ aufgrund seiner großen räumlichen Ausdehnung als das heftigste Sturmereignis in diesem Zeitraum gelten.

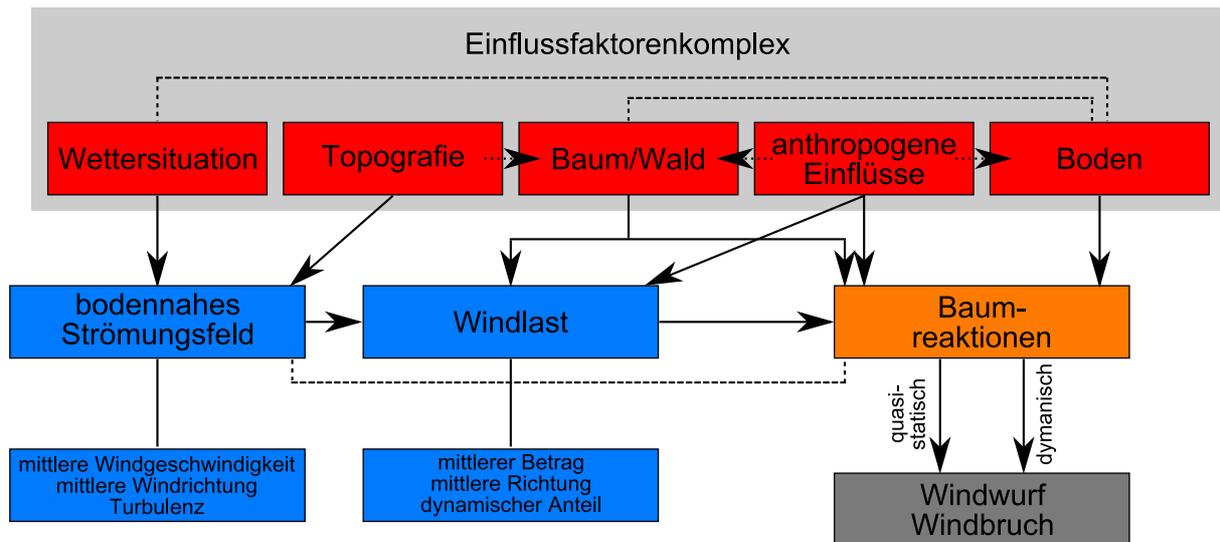


Abb. 1: Ineinander greifende Faktorengruppen, die einen Einfluss auf die Entstehung von Sturmschäden in Wäldern haben.

Da Bäume vor allem dynamisch auf turbulente Windlasten reagieren (Mayer 1987, 1989), ist während des Entstehungsprozesses von Sturmschäden nicht nur eine hohe Windgeschwindigkeit, sondern auch die bodennah auftretende Turbulenz für Wind-Baum-Interaktionen von großer Bedeutung. Lokal (bodennah) werden die Eigenschaften (Betrag, Richtung, Turbulenz) des übergeordneten, großräumigen Windfeldes durch topographische Gegebenheiten (z. B. Hangneigung, Hangrichtung) modifiziert (Whiteman und Doran 1993; Weber und Furger 2001).

Der auf einen Baum wirkenden Windkraft stehen Kräfte gegenüber, die von der Verankerung von Bäumen im Boden bestimmt werden. Der Grad der Verankerung von Bäumen wird durch Bodeneigenschaften beeinflusst (Nielsen 1990; Polomski und Kuhn 2001; Nicoll et al. 2006). Bodenparameter, deren Einfluss auf windinduzierte Baumreaktionen bzw. das Auftreten von Sturmschäden nachgewiesen worden ist, sind z. B. der Bodenwassergehalt zum Zeitpunkt von Stürmen (Mayer 1987; Nielsen 1990) oder die Bodenversauerung (Mayer et al. 2005).

Bezogen auf den Faktorenkomplex Baum- und Waldeigenschaften wurden u. a. Zusammenhänge zwischen Baumart (Helles und Lohmander 1987; Schmid-Haas und Bachofen 1991), Bestandeshöhe (Cremer et al. 1982; Helles und Lohmander 1987; Schmid-Haas und Bachofen 1991; Hanewinkel et al. 2004; Albrecht 2009), Baumartenzusammensetzung (Schmid-Haas und Bachofen 1991; Albrecht 2009), Bestandesvitalität (Lätt 1991) und dem Auftreten von Sturmschäden festgestellt.

Eine durch anthropogene Einflüsse bedingte Herabsetzung der Stabilität von Wäldern gegenüber Windkräften ergibt sich z. B. infolge waldbaulicher Behandlung (Albrecht 2009) oder wenn für Straßen oder Stromleitungen Bestandesränder aufgerissen bzw. offen gehalten werden (Lindemann und Baker 2002).

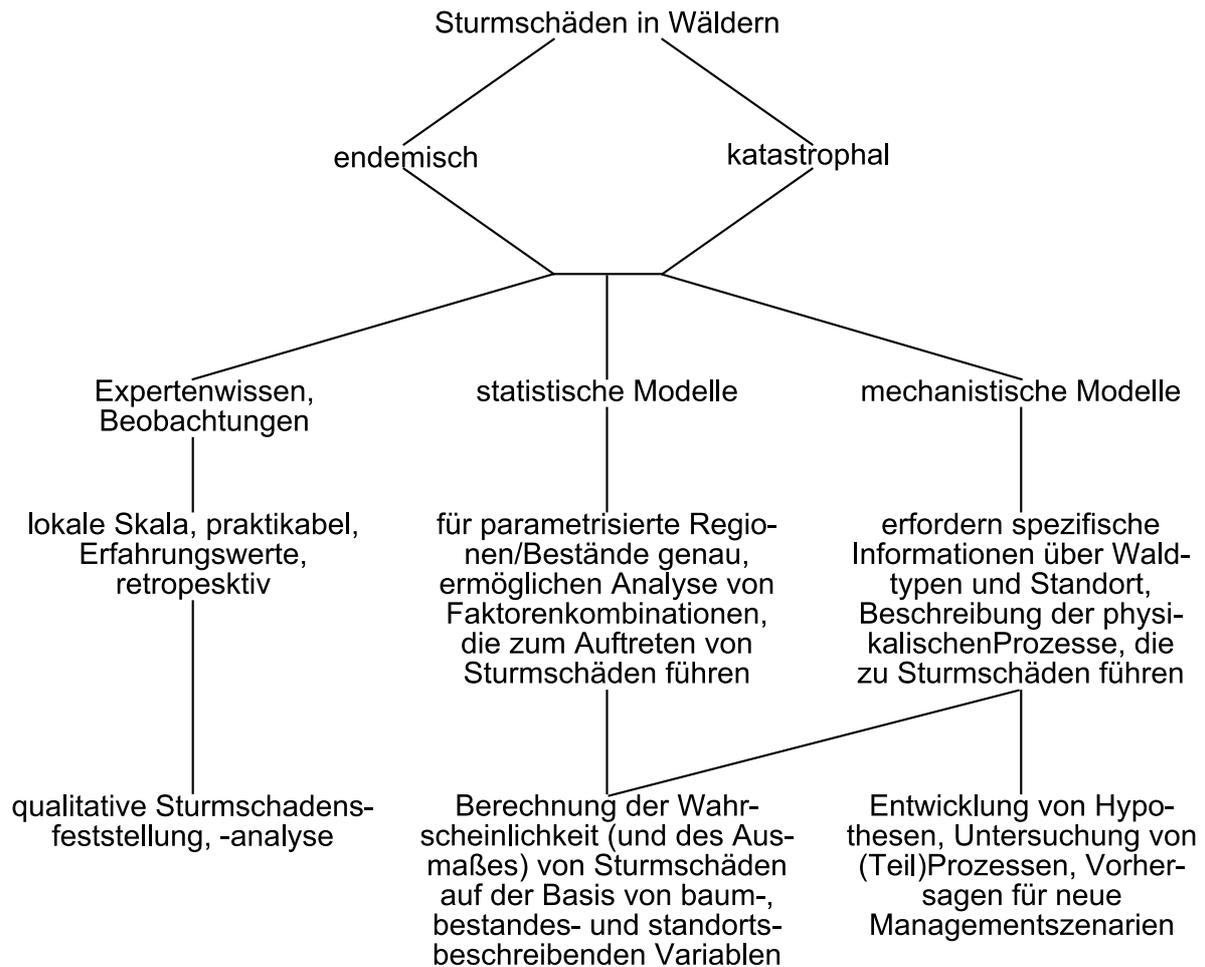


Abb. 2: *Methodische Ansätze zur Analyse der Entstehung, des Auftretens und der Ausprägung von Sturmschäden in Wäldern (nach Gardiner et al. 2008)*

Bei der Untersuchung von Sturmschäden in Wäldern kann zwischen endemischen und katastrophalen Sturmschäden unterschieden werden (Abb. 2). Von endemischen Sturmschäden spricht man, wenn im Kontext des lokalen Windklimas häufig wiederkehrende Spitzenwerte der Windgeschwindigkeit Schäden in Beständen auf labilen Standorten (Albrecht 2009) oder kürzlich waldbaulich behandelten Beständen hervorrufen (Miller et al. 1987; Gardiner et al. 2008). So gelten z. B. in Hauptwindrichtung aufgerissene Bestandesränder oder sehr stark durchforstete Bestände als besonders (für das Auftreten von endemischen Sturmschäden) anfällig (Gardiner et al. 2005; Lanquaye-Opoku und Mitchell 2005; Scott und Mitchell 2005). Katastrophale Sturmschäden entstehen dagegen meist als Folge des unregelmäßigen Auftretens ausgeprägter Sturmtiefs wie z. B. „Lothar“ (Clarke 2001; Pearce et al. 2001; Ulbrich et al. 2001; Wernli et al. 2002).

Ansätze zur Analyse der Entstehung, des Auftretens und der Ausprägung von Sturmschäden in Wäldern können methodisch in drei Gruppen unterschieden werden. Neben Expertenwissen und Beobachtungen werden vor allem statistische und mechanistische Modelle zu ihrer Untersuchung verwendet. Expertenwissen basiert i.d.R. auf qualitativen Analysen bereits eingetretener Sturmschadensfälle auf lokaler Skala. Statistische und mechanistische Sturmschadensmodelle ermöglichen die Berechnung der Wahrscheinlichkeit (und ggf. des Ausmaßes) von Sturmschäden auf der Basis baum-, bestandes- und standortbeschreibender Variablen. Da mechanistische Modelle versuchen, Prozesse zu beschreiben, die der Entstehung von Sturmschäden zugrunde liegen, ermög-

lichen sie außerdem die Entwicklung von Hypothesen und können als ein Hilfsmittel bei der Entwicklung von forstlichen Managementszenarien eingesetzt werden (Gardiner et al. 2008).

Eine wichtige Voraussetzung, die für die Anwendbarkeit mechanistischer Sturmschadensmodelle im konkreten Fall gegeben sein muss, ist die Verfügbarkeit sturmschadensrelevanter baum-, bestandes- und standortbeschreibender Variablen auf sehr kleiner räumlicher Skala. Mechanistische Sturmschadensmodelle sollen in erster Linie die Berechnung der sogenannten kritischen Windgeschwindigkeit ermöglichen, d. h. der Windgeschwindigkeit an der mittleren Bestandeshöhe, ab deren Überschreiten Sturmschäden in Wäldern nicht mehr verhindert werden können. Die Simulation der kritischen Windgeschwindigkeit beruht dabei auf Erkenntnissen und Parametrisierungen, die durch eine große Anzahl von Zugversuchen an Waldbäumen gewonnen wurden (Gardiner et al. 2000; Peltola et al. 2000; Nicoll et al. 2005, 2006). Durch Zugversuche wird der Zusammenhang zwischen auf einen Baum wirkender Windkraft, statischem Biegemoment und Verankerungsmoment von Bäumen im Boden parametrisiert.

Die Tabelle 1 enthält eine Zusammenstellung mechanistischer Sturmschadensmodelle, die für einzelne Länder bzw. Regionen über Zugversuche parametrisiert wurden (Gardiner et al. 2008). Die Berechnung der kritischen Windgeschwindigkeit erfolgt in den aufgeführten Modellen überwiegend durch das ursprünglich an finnische Verhältnisse angepasste Modell HWIND (Peltola und Kellomäki 1993; Peltola et al. 1999) sowie durch das für schottische Verhältnisse parametrisierte Modell GALES (Gardiner et al. 2000). Mechanistische Sturmschadensmodelle sind bisher ganz überwiegend nur für Nadelbaumarten parametrisiert. Ein Grund dafür ist, dass sich Wind-Baum-Interaktionen von Nadelbaumarten mit Hilfe der Balkentheorie (Niklas 1992) untersuchen und beschreiben lassen. Dies ist bei Laubbaumarten aufgrund ihrer Morphologie und Topologie nicht ohne Weiteres möglich. Mechanistische Sturmschadensmodelle liefern bisher vor allem in komplexem Gelände keine befriedigenden Ergebnisse (Gardiner et al. 2008).

Da für Wälder außerhalb der in Tabelle 1 aufgeführten Länder bzw. Regionen die für die Anwendung mechanistischer Sturmschadensmodelle benötigten Daten und Parametrisierungen nicht vorhanden sind, werden Sturmschäden in Wäldern häufig mit Hilfe statistischer Modellansätze untersucht. Dabei wurden in früheren Untersuchungen u. a. logistische Regressionsmodelle (Jalkanen und Mattila 2000; Mitchell et al. 2001; Hanewinkel 2005; Scott und Mitchell 2005), multiple lineare Regressionsmodelle (Schütz et al. 2006), neuronale Netze (Hanewinkel et al. 2004; Hanewinkel 2005), Klassifikations- und Regressionsbäume (Dobbertin 2002; Lindemann und Baker 2002; Albrecht 2009) sowie generalisierte additive Modelle (Schmidt et al. 2006) verwendet.

Tab. 1: Zusammenhang mechanistischer Sturmschadensmodelle (nach Gardiner et al. 2008).

Sturmschadensmodell	Berechnung der kritischen Windgeschwindigkeit	Windklima	Baumarten	Land/Region
FORGEM-W	HWIND	Klimadaten	Douglasie	Niederlande
WINDA	HWIND	WAsP ^a	Gemeine Fichte, Waldkiefer, Birke	Skandinavien
ForestGALES	GALES	DAMS ^b	die meisten in Europa kommerziell bedeutenden Nadelbaumarten	Großbritannien
ForestTYPHOON	GALES	WAsP ^a	Japan. Zeder, Zypresse, Japan. Lärche	Japan
STORMFALD	GALES	Klimadaten	die meisten in Europa kommerziell bedeutenden Nadelbaumarten	Dänemark
ForetVENT	GALES	Klimadaten	Küstenkiefer	Frankreich
WINDFIRM	GALES	Klimadaten	Schwarzfichte, Bankskiefer, Balsamtanne, Küstenkiefer	Kanada
FOREOLE	FOROLE	Klimadaten	Gemeine Fichte	Frankreich

^a WAsP Wind Atlas Analysis and Application Program (www.wasp.dk)

^b DAMS Detailed Aspect Method of Scoring (Quine und White 1993, 1994)

In den meisten Fällen beruht die Entwicklung statistischer Modelle auf dem gleichen konzeptionellen Ansatz (Guzzetti et al. 1999). Im Fall von Sturmschäden in Wäldern bedeutet dies z. B. (1) Kartierung sturmgeschädigter Flächen, (2) Kartierung von Umweltfaktoren, die direkt oder indirekt mit Sturmschäden verknüpft sind, (3) Abschätzung des relativen Beitrags dieser Umweltfaktoren zur Entstehung von Sturmschäden und (4) Klassifizierung der Sturmschäden anhand unterschiedlicher Sturmschadenswahrscheinlichkeitsstufen. Dabei ist allerdings zu beachten, dass die statistische Modellentwicklung keine prozessbasierten Erklärungen für die Entstehung, das Auftreten und das Ausmaß von Sturmschäden liefert.

2 Problemstellung

Sturmschadensereignisse werden immer wieder auf retrospektive Weise ausführlich analysiert, um ihr Ausmaß zu dokumentieren und Folgearbeiten zielgerichtet planen zu können. Aufgrund der erheblichen, vielschichtigen Schadwirkung von Stürmen besteht ein begründetes Interesse an einer wissenschaftsbasierten Optimierung bestehender Konzepte zur Reduzierung der Sturmschadenswahrscheinlichkeit in den Wäldern Baden-Württembergs. Da extreme Winterstürme wie „Wiebke“ und „Lothar“ jederzeit wieder auftreten können, besteht die Notwendigkeit, etablierte forstplanerische und waldbauliche Konzepte der strategischen Reduzierung von Sturmschäden im Sinne eines vorbeugenden Krisenmanagements zu optimieren. Dies setzt voraus, dass die Zu-

sammenhänge zwischen der Ausprägung der Sturmschadenswahrscheinlichkeit von Wäldern und Standorteigenschaften, Bestandeseigenschaften und wirkender Windlast (siehe Abb. 1) eingehend untersucht werden.

Um möglichst umfassende Untersuchungen zu Entstehung, Ausmaß und Ausprägung von Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs zu gewährleisten, setzt sich die Arbeitsgruppe, die im Rahmen des Forschungsprogramms „Herausforderung Klimawandel“ des Umweltministeriums Baden-Württemberg die Erarbeitung potentieller Optimierungsmöglichkeiten im Teilforschungsprojekt „Strategien zur Reduzierung des Sturmschadensrisikos für Wälder“ (RESTER) durchführt, aus folgenden Projektpartnern zusammen:

- RESTER UniFR: Meteorologisches Institut der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Bearbeitung des Unterprojekts „Erarbeitung einer Risikokarte für Sturmschäden in Wäldern und forstlich relevante Sturmschadensmodelle als Grundlagen für Methoden zur Reduzierung von Sturmschäden in Wäldern in Baden-Württemberg“ (Prof. Dr. H. Mayer, Dr. D. Schindler),
- RESTER UniKA-1: Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Bearbeitung des Unterprojekts „Winterstürme mit hohem Schadenpotenzial in einem veränderten Klima“ (Dr. M. Kunz, Prof. Dr. Ch. Kottmeier),
- RESTER UniKA-2: Institut für Hydromechanik, Laboratorium für Gebäude- und Umweltaerodynamik, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Bearbeitung des Unterprojekts „Verbesserung der Sturmstabilität von Waldbeständen“ (Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. B. Ruck, Dr. C. Frank).

Die RESTER-Partner werden in forstlichen Fachfragen durch die Abteilung Waldwachstum (PD Dr. U. Kohnle und Dr. Axel Albrecht) der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg (FVA) kostenneutral unterstützt. Die Mitarbeit der FVA wird insbesondere vor dem Hintergrund der Praxisrelevanz der erzielten Ergebnisse als dringend erforderlich angesehen. Des Weiteren wurden durch die Abt. Waldwachstum projektrelevante Boden- und Bestandesdaten aufbereitet und bereitgestellt.

Die inhaltliche Vernetzung der RESTER Unterprojekte ist in Abbildung 3 dargestellt. Es ist ersichtlich, dass die Ergebnisse aus den einzelnen Unterprojekten zum einen dazu verwendet werden, um statistische Sturmschadenswahrscheinlichkeitsmodelle zu entwickeln. Zum anderen sollen bestehende waldbauliche und forstplanerische Empfehlungen zur Reduzierung von Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs optimiert werden.

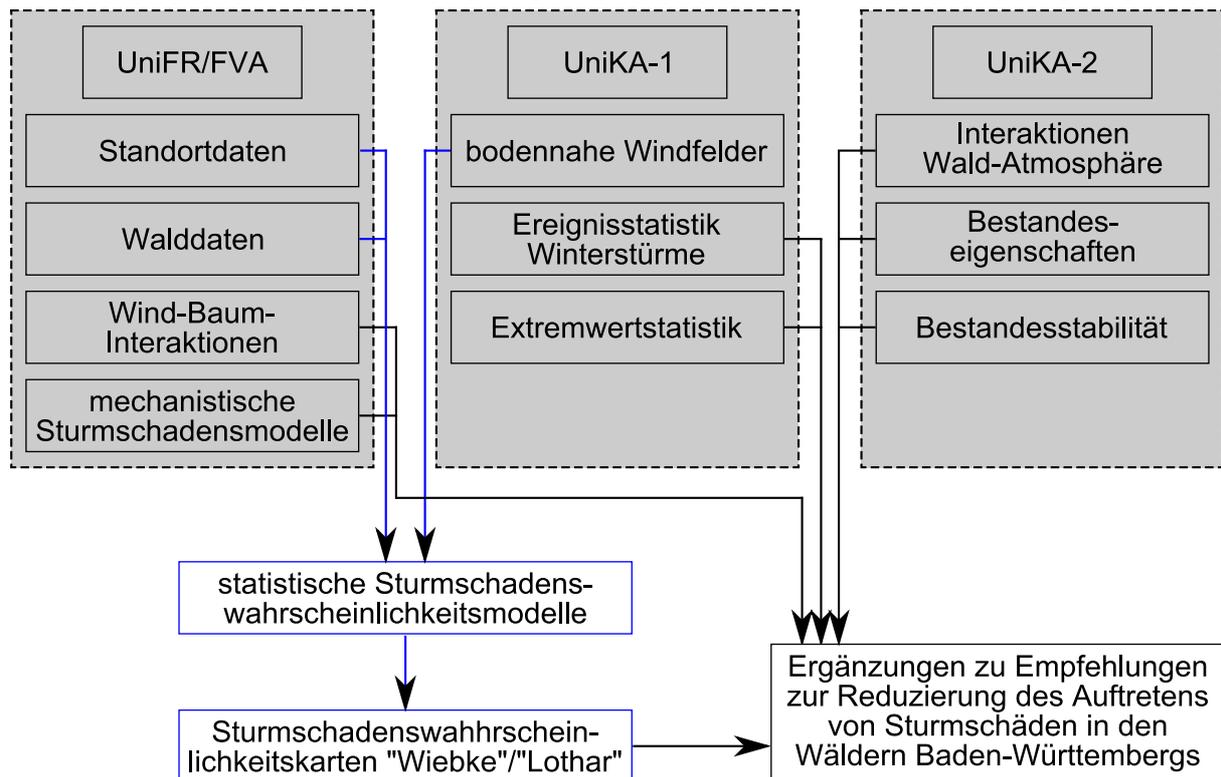


Abb. 3: Inhaltliche Vernetzung der RESTER-Unterprojekte

Bezogen auf den in Abbildung 1 dargestellten Einflussfaktorenkomplex war geplant, dass u. a. folgende Beiträge der RESTER Unterprojekte zum Gesamtprojekt RESTER geliefert werden:

- Bereitstellung flächendeckender Simulationsergebnisse von Strömungskenngrößen während der Sturmereignisse „Wiebke“ und „Lothar“ über Baden-Württemberg (RESTER UniKA-1);
- Untersuchung der derzeitigen (1971-2000) sowie der zukünftigen (2021-2050) Ereignisstatistik von Winterstürmen über Baden-Württemberg (RESTER UniKA-1);
- Windkanaluntersuchungen und numerische Simulationen zur Analyse der Einflüsse von Bestandeseigenschaften auf die Bestandesstabilität (RESTER UniKA-2);
- Überprüfung der mechanistischen Sturmschadenswahrscheinlichkeitsmodelle ForestGALES (Gardiner et al. 2000; Gardiner et al. 2008) und HWIND (Peltola et al. 1999; Gardiner et al. 2008) auf ihre Anwendbarkeit in den Wäldern Baden- Württembergs (RESTER UniFR);
- Entwicklung statistischer Sturmschadensmodelle auf der Basis flächendeckend für die Waldfläche Baden-Württembergs verfügbarer Boden-, Wald- und Strömungsdaten sowie Erstellung einer flächendeckenden Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarte (RESTER UniFR).

Im Verlauf von RESTER stellte sich heraus, dass eine Sturmschadensrisikokarte für die Wälder Baden-Württembergs aufgrund der verfügbaren Datengrundlage nicht erstellt werden kann. Nach Bedacht et al. (2008) ist Risiko eine Funktion von Gefährdung, Schadensanfälligkeit und exponierten Werten. Zur Quantifizierung der Gefährdung müsste ein umfassender Datensatz mit Ausprägungen von Windfeldern vorliegen, denen Eintrittswahrscheinlichkeiten zugeordnet werden müssen. Die Quantifizierung der Schadensanfälligkeit müsste über die Beschreibung des Zu-

sammenhang zwischen der Intensität eines Sturmereignisses und dem zu erwarteten Schaden auf der Basis empirischer Analysen vergangener Sturmereignisse erfolgen.

Wie in den folgenden Kapiteln noch genauer erläutert wird, ist die Quantifizierung der Schadensanfälligkeit der Wälder Baden-Württembergs infolge von Winterstürmen zum jetzigen Zeitpunkt nicht möglich. Derzeit stehen zum einen nur für die katastrophalen Winterstürme „Wiebke“ und „Lothar“ forstliche Sturmschadensdaten zur Verfügung. Zum anderen ist die Verknüpfung der verfügbaren Maximalböengeschwindigkeitsfelder (Heneka et al. 2006) mit den forstlichen Sturmschadensdaten nur eingeschränkt möglich. Im Folgenden wird daher nicht mehr der Begriff Sturmschadensrisikokarte, sondern der Begriff Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarte verwendet.

3 Methodik

3.1 Allgemeines

Im Rahmen von RESTER UniFR wird das Auftreten flächiger Sturmschäden untersucht, die nach den beiden Winterstürmen „Wiebke“ (Februar/März 1990) und „Lothar“ (Dezember 1999) in den Wäldern Baden-Württembergs auftraten. Für keines der beiden Sturmereignisse liegen Daten zu Einzelbaumschäden oder Schäden an Baumgruppen flächendeckend vor. Da für den Sturm „Lothar“ der mit Abstand umfangreichste Datensatz (Corine Land Cover 2000 Daten) zu flächigen Sturmschäden im Untersuchungsgebiet verfügbar war, wurde die angewendete Methodik zunächst für die GISbasierte Berechnung der Sturmschadenswahrscheinlichkeit P_{DAM} infolge von „Lothar“ getestet. Die P_{DAM} -Berechnung erfolgte durch das Weights-of-Evidence (WofE) Verfahren und durch ein logistisches Regressionsmodell (LRM). Um die für „Lothar“ erzielten Ergebnisse belastbarer zu machen, wurde P_{DAM} nach dem „Testfall Lothar“ mit Hilfe des WofE-Verfahrens auf der Basis von Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ berechnet.

Im Verlauf des Projektes RESTER UniFR stellte sich heraus, dass sich die mechanistischen Sturmschadensmodelle ForestGALES und HWIND (und alle für verschiedene Regionen parametrisierten Ableger davon) in ihrer gegenwärtigen Modellstruktur und mit ihren derzeitigen Parametrisierungen nur in sehr eingeschränktem Maß auf die Wälder Baden-Württembergs anwenden lassen (Ehler 2005; Kreuzer 2009). HWIND ist z. B. für Einzelbäume und Bestände der Baumarten Gemeine Waldkiefer (*Pinus sylvestris*), Gemeine Fichte (*Picea abies*) und Birke (*Betula spp.*) parametrisiert, die unter finnischen Verhältnissen aufwachsen und bewirtschaftet werden. Für diese Baumarten ermöglicht HWIND die Untersuchung von Sturm- und Schneeschäden an Bestandesrändern und in der Nähe von Bestandeslücken. Für den flächendeckenden Einsatz in Baden-Württemberg ist HWIND u. a. aus folgenden Gründen ungeeignet:

- Die Anwendung von HWIND (wie auch die Anwendung von ForestGALES (Gardiner et al. 2000)) erfordert die Kenntnis einer großen Anzahl baum-, bestandes- und standortbeschreibender Parameter auf kleiner Skala (z. B. Baumhöhe, Brusthöhendurchmesser). Solche Daten liegen derzeit für die Wälder Baden-Württembergs nicht (flächendeckend) vor.
- HWIND ist bisher nur für den Bodentyp Podsol parametrisiert. Er weist jedoch einen geringen Anteil an der Bodentypenverteilung in Baden-Württemberg auf.

- HWIND ist bisher nur für die Baumarten Gemeine Waldkiefer, Gemeine Fichte und Birke parametrisiert. Für Baumarten, die in Baden-Württemberg häufig vorkommen (wie Weißtanne oder Rotbuche), liegen keine Parametrisierungen vor.
- HWIND ist für einen Brusthöhendurchmesserbereich von 12-32 cm und für einen Baumhöhenbereich von 12-32 m parametrisiert. Beide Bereiche schließen nur einen geringen Prozentsatz der in Baden-Württemberg vorkommenden Baumdimensionen ein.

Da HWIND und ForestGALES z. T. sehr ähnliche oder gleiche Parametrisierungen verwenden, die auf Ergebnissen von Zugversuchen und Windkanaluntersuchungen beruhen, gilt für ForestGALES und die meisten anderen der in Tabelle 1 aufgeführten mechanistischen Sturmschadensmodelle Ähnliches, wie hier für die Anwendbarkeit von HWIND in den Wäldern Baden-Württembergs dargelegt wurde. Die Anpassung der Parametrisierungen mechanistischer Sturmschadensmodelle an die Waldverhältnisse in Baden-Württemberg würde die Durchführung einer sehr großen Zahl von destruktiven Zugversuchen erfordern. Sie können im Rahmen von RESTER nicht geleistet werden. Um die Sturmschadenswahrscheinlichkeit für die Wälder Baden-Württembergs abschätzen zu können, wurden daher anstatt mechanistischer Sturmschadensmodelle statistische Modellansätze zur Simulation der Sturmschadenswahrscheinlichkeit verwendet.

3.2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 4) entspricht der gesamten Waldfläche Baden- Württembergs (ca. 13.700 km²). Die Topographie im Untersuchungsgebiet ist vergleichsweise komplex und durch das Rheintal, den Schwarzwald sowie die Schwäbische Alb in West-Ostrichtung gegliedert.

63 % der Wälder Baden-Württembergs befinden sich im Besitz der öffentlichen Hand (Staats-, Kommunalwald) und 37 % in Privatbesitz (Kändler et al. 2005). Baden-Württemberg ist eines der am stärksten bewaldeten Bundesländer. Basierend auf den Ergebnissen des Corine Land Cover Projektes des Jahres 2000 (CLC2000) beträgt der Anteil von Nadelwäldern an der Gesamtwaldfläche Baden-Württembergs 45 %. 20 % der Waldfläche Baden-Württembergs wurden durch CLC2000 als Laubwälder, 35 % als Mischwälder klassifiziert.

Da für diese Untersuchung Sturmschadensdaten von den zwei Winterstürmen „Wiebke“ und „Lothar“ verwendet wurden, mussten sowohl Landnutzungsdaten des Corine Land Cover Projektes des Jahres 1990 (CLC1990) als auch von CLC2000 in die GISAnalysen einbezogen werden. Dieser Untersuchung wurde die Waldfläche, die im Rahmen von CLC1990 bestimmt wurde, zugrunde gelegt. Dies war notwendig, da zerstörte Waldflächen infolge von „Wiebke“ durch CLC2000 gelegentlich anderen Landnutzungen als Wald zugeordnet wurden. Diese Flächen hätten dann nicht mehr in den erstellten Sturmschadenswahrscheinlichkeitsmodellen berücksichtigt werden können.

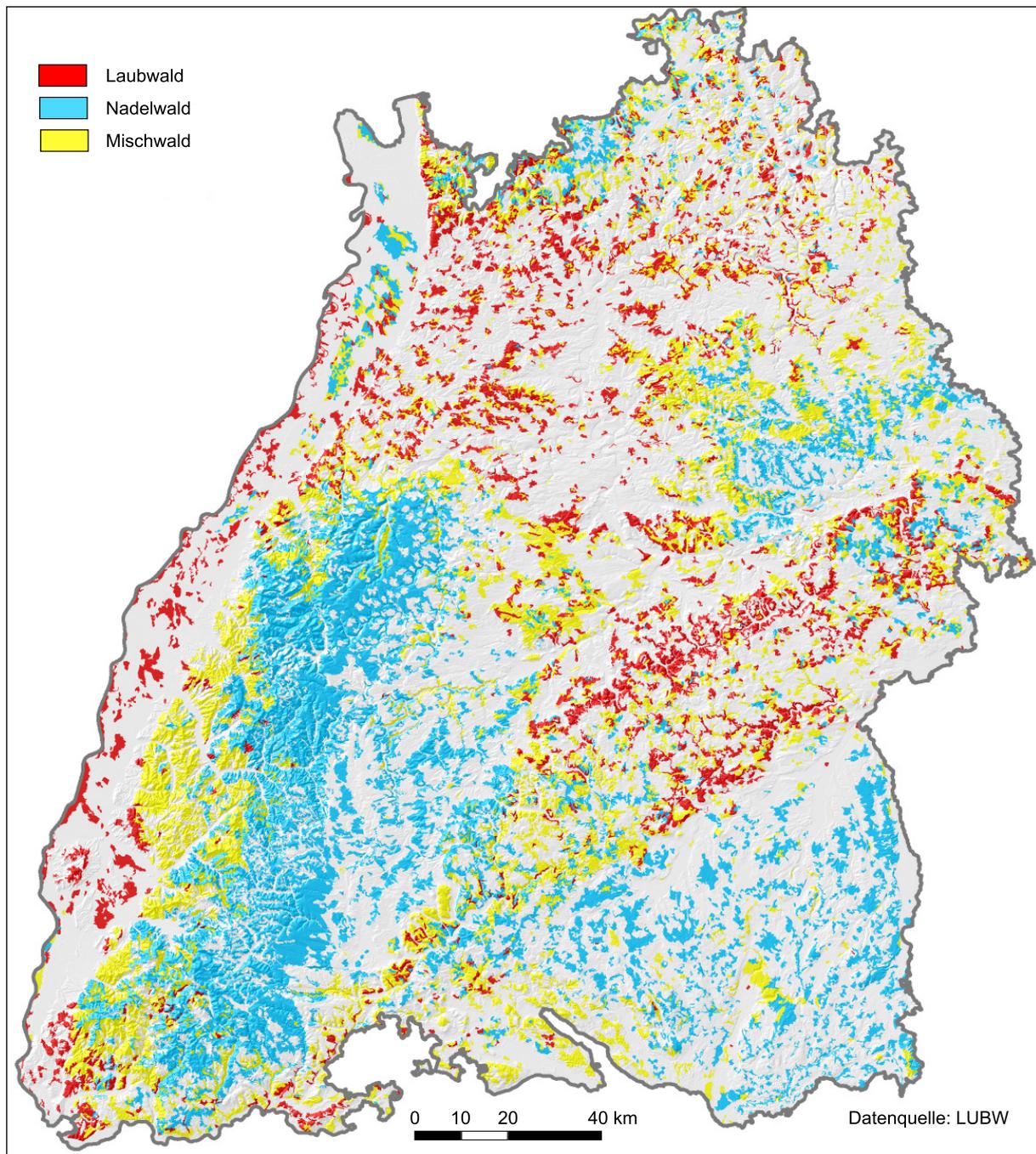


Abb. 4: Untersuchungsgebiet sowie Verteilung der Waldtypen Laub-, Nadel- und Mischwald (basierend auf CLC2000-Daten, nach Schindler et al. 2009).

3.3 Sturmschadensdaten

Für die Erstellung flächendeckender Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten standen für diese Untersuchung vier Datensätze (DS1-DS4) mit Informationen zu flächigen Sturmschäden (DAM) nach „Wiebke“ und „Lothar“ zur Verfügung (Tab. 2). Diese Datensätze stammen aus verschiedenen Quellen. Der umfangreichste Datensatz (DS1) wurde im Rahmen des Corine Land Cover 2000 Projekt erstellt (Keil et al. 2005). Im dazugehörigen Landnutzungsshapefile wurden für Baden-Württemberg 33900 ha über alle Waldbesitzarten hinweg als durch Lothar geschädigte Wald-

flächen kartiert. Da Satellitendaten die Grundlage für CLC2000 bildeten, ist die geringste Größe der kartierten Sturmschadensflächen durch die Auflösung der satellitengetragenen Messinstrumente bedingt und beträgt 5 ha. Bekannt und klar ist, dass „Lothar“ in den Wäldern Baden-Württembergs auch Sturmschäden mit einer geringen Flächengröße als 5 ha verursacht hat (siehe z. B. Schmoeckel und Kottmeier 2008). Nach Angaben von Bücking (2006) schädigte „Lothar“ 40000 ha der Waldfläche Baden-Württembergs. Durch DS1 werden davon etwa 85 % abgedeckt.

Tab. 2: Datensätze (DS1-DS4), die Informationen zu flächigen Sturmschäden infolge „Wiebke“ und „Lothar“ enthalten.

Datensatz	Waldbesitzart	Größe der sturmgeschädigten Flächen (ha)	Gesamtsturmschadensfläche (ha)	Datenquelle ^b
DS1	öffentlich, privat	5.0-627.0	33900	LUBW
DS2	öffentlich	0.3-72.6 ^a	17200	FVA
DS3	öffentlich	0.3-17.7	190	FELIS
DS4	öffentlich	0.1-74.6	2090	FVA

^a Größe der Waldabteilungen

^b LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz, FVA Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, FELIS Abteilung für Fernerkundung und Landschaftsinformationssysteme der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

Die Einbindung von GIS-Daten in GoogleTM Earth Pro ermöglichte die visuelle Kontrolle der im CLC2000-Projekt kartierten Sturmschadensflächen. Abbildung 5 zeigt beispielhaft die Übereinstimmung einer durch CLC2000 kartierten Sturmschadensfläche mit dem im Satellitenbild erkennbaren Flächenschaden.

Kartierte Flächen von Sturmschäden infolge von „Wiebke“ standen RESTER UniFR nicht zur Verfügung. Stattdessen wurde eine Methodik angewendet, die es ermöglichte, Daten aus der Naturalbuchführung von Forstbetrieben in öffentlicher Hand mit Informationen zu Sturmschadensflächen in DS1 zu verknüpfen. Grundlage für diese Verknüpfung sind als „Zufällige Nutzung Sturm“ (ZN_{Sturm}) erfasste Sturmholznutzungsmengen, die für 50846 Waldabteilungen des öffentlichen Waldes (ca. 55 % der Waldfläche Baden-Württembergs) für die Zeiträume 1989-1993 und 1999-2003 aggregiert vorliegen. Die ZN_{Sturm} -Daten wurden über mehrere Jahre hinweg zusammengefasst, da es nach katastrophalen Sturmereignissen wie „Wiebke“ und „Lothar“ aufgrund der enormen Schadholzmengen zu Verzögerungen bei deren Aufarbeitung kommt.

In der Tabelle 3 sind die sechs Baumartengruppen (BG1-BG6) aufgeführt, für die ZN_{Sturm} -Daten aggregiert wurden. Da (1) „Wiebke“ im Jahr 1990 das stärkste Sturmereignis über Baden-Württemberg war (Heneka et al. 2006) und da (2) in der Naturalbuchführung der Forstbetriebe keine ereignisgenaue Erfassung der Sturmschäden erfolgt, wurden alle 1990 durch Sturm angefallenen Schadholzmengen „Wiebke“ zugeordnet.

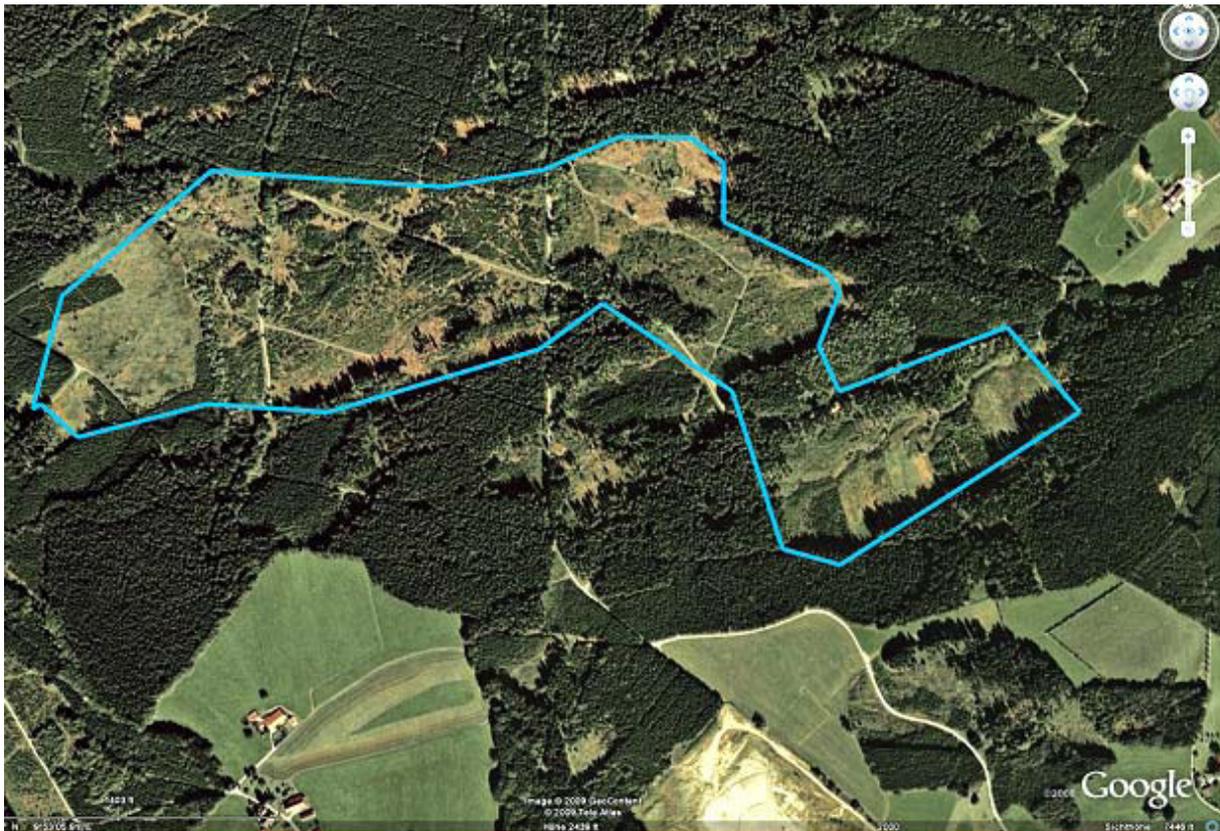


Abb. 5: Beispiel für die Übereinstimmung von einer im Corine Land Cover 2000 Projekt kartierten Sturm-schadensfläche (blaue Linie) und einem Satellitenbild (Google™ Earth Pro).

Für die in der Tabelle 3 aufgeführten Baumartengruppen stehen die in Tabelle 4 zusammengefassten Informationen zur Verfügung. Dies sind der waldbeteiligungsbezogene Anteil einer Baumartengruppe, die waldbeteiligungsbezogene Gesamtnutzung und der darauf bezogene Anteil der Sturmholznutzung je Baumartengruppe.

Tab. 3: Baumartengruppen (BG1-BG6), für die Informationen über die im Rahmen der Naturalbuchführung erfassten Sturmholznutzungsmengen (ZN_{Sturm}) für Waldabteilungen des öffentlichen Waldes in Baden-Württemberg in den Zeiträumen 1989-1993 und 1999-2003 aggregiert vorliegen.

Baumartengruppe	Baumarten
BG1	Gemeine Fichte (<i>Picea abies</i>), Weißtanne (<i>Abies alba</i>), Douglasie (<i>Pseudotsuga menziesii</i>) bis 1999
BG2	Rotbuche (<i>Fagus silvatica</i>)
BG3	Stieleiche (<i>Quercus robur</i>), Roteiche (<i>Quercus rubra</i>)
BG4	Waldkiefer (<i>Pinus sylvestris</i>), Europäische Lärche (<i>Larix decidua</i>), Douglasie (<i>Pseudotsuga menziesii</i>) ab 1999
BG5	Laubbaumarten mit niedriger Lebenserwartung (z. B. <i>Alnus spec.</i> , <i>Betula spec.</i> , <i>Populus spec.</i> , <i>Prunus spec.</i>)
BG6	Laubbaumarten mit hoher Lebenserwartung (z. B. <i>Acer spec.</i> , <i>Fraxinus spec.</i> , <i>Juglans spec.</i> , <i>Tilia spec.</i> , <i>Ulmus spec.</i>)

Tab. 4: *Waldabteilungsbezogene Informationen zu den sechs Baumartengruppen BG1-BG6 für die Zeiträume 1989-1993 und 1999-2003*

Baumartengruppenanteil (%)
Gesamtnutzung (m ³ /Waldabteilung) infolge „Wiebke“ je Baumartengruppe
Gesamtnutzung (m ³ /Waldabteilung) infolge „Lothar“ je Baumartengruppe
Anteil Sturmholznutzungsmenge (Z _{N_{Sturm}}) an der Gesamtnutzung nach „Wiebke“ (%) je Baumartengruppe
Anteil Sturmholznutzungsmenge (Z _{N_{Sturm}}) an der Gesamtnutzung nach „Lothar“ (%) je Baumartengruppe

Während die im Rahmen des CLC2000-Projekts kartierten Sturmschadensflächen unabhängig von forstlichen Verwaltungsgrenzen vorliegen, sind die Z_{N_{Sturm}}-Daten an Waldabteilungen geknüpft. Dies hat zur Folge, dass die Zuordnung von Sturmschäden infolge von „Wiebke“ nur auf Waldabteilungsebene durchgeführt werden kann. I.d.R. sind die sturmgeschädigten Waldabteilungsflächen allerdings nicht deckungsgleich mit realen Sturmschadensflächen. Infolgedessen kann auf die tatsächliche Ausdehnung von Sturmschadensflächen nicht geschlossen werden. Hinzu kommt, dass bei der Beseitigung von Schadholz Sammelhiebe über Abteilungsgrenzen hinweg durchgeführt wurden. Die aufgearbeiteten Sturmholzmengen wurden dabei vor Ort nicht immer trennscharf betroffenen Waldabteilungen zugeordnet. Das kann bedeuten, dass nicht immer die in einer Abteilung angefallene Sturmholzmenge dieser Abteilung zuordnet, sondern dass die Sturmholzmenge vor Ort gutachterlich auf mehrere benachbarte Waldabteilungen aufgeteilt wurde. Aufgrund dieser und möglicher weiterer Unzulänglichkeiten in den Z_{N_{Sturm}}-Daten wurde folgendes Verfahren zur Wahrung der Z_{N_{Sturm}}-Datenqualität und -plausibilität durchgeführt:

- abteilungsweise Berechnung der mittleren Sturmholznutzungsmengen pro Hektar (Efm/ha) für die Fünfjahresperioden 1989-1993 („Wiebke“) und 1999-2003 („Lothar“);
- Ermittlung des mittleren Efm/ha-Wertes für die durch CLC2000 kartierten Sturmschadensflächen nach „Lothar“ (79 Efm/ha);
- gutachterliche Korrektur des mittleren Efm/ha-Wertes nach „Lothar“ auf 70 Efm/ha, um der durch Sammelhiebe bedingten Überschätzung des mittleren Efm/ha-Wertes Rechnung zu tragen;
- Anwendung des mittleren „Lothar“-Efm/ha-Wertes als Auswahlkriterium von deutlich durch „Wiebke“ geschädigten (verbuchte Sturmholznutzungsmenge >70 Efm/ha) Waldabteilungen; die Anwendung dieses Kriterium führte zur Auswahl von 1686 Waldabteilungen (ungefähr 3,3 % aller zur Verfügung stehenden Waldabteilungen);
- Export der 1686 ausgewählten Waldabteilungen in GoogleTM Earth Pro; dort Durchführung einer Sturmschadensflächenkontrolle anhand von Satellitenbildern. Aus Waldabteilungen, die mindestens 50 % flächenhafte Sturmschäden im Satellitenbild erkennen ließen und aus denen sich anhand der Z_{N_{Sturm}}-Daten eine deutliche Sturmschädigung nach „Wiebke“ ableiten ließ, wurde ein neuer Datensatz generiert, der die flächenhaften Sturmschäden infolge „Wiebke“ zusammenfasst.

Bei der Auswahl von durch „Wiebke“ sturmgeschädigten Waldabteilungen wurden nur die Waldabteilungen berücksichtigt,

- die einen Mindestdurchmesser von 50 m aufwiesen, da die gewählte Rasterauflösung der zu erstellenden Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarte 50 m beträgt,
- die keine anderen Nutzungsarten (z. B. landwirtschaftliche Flächen, Sport- und Freizeitanlagen) aufwiesen.

Die Gesamtfläche der im zweiten verwendeten Datensatz (DS2) enthaltenen 1100 Waldabteilungen, die nach der individuellen Kontrolle in Google™ Earth Pro als durch „Wiebke“ deutlich geschädigt eingestuft wurden, beträgt 172 km². Gemäß der Dokumentation der Sturmschäden infolge „Wiebke“ (MLR, 1994) betrug die durch die Landesforstverwaltung damals ermittelte Sturmschadensfläche 164 km².

Zusätzlich zu DS1 und DS2 wurden Shapefiles mit kartierten Sturmschadensflächen infolge von „Lothar“ im Bereich des Forstbezirks Ettenheim (DS3) sowie im Bereich des gesamten öffentlichen Waldes (DS4) in Baden-Württemberg zur Sturmschadenanalyse herangezogen.

Die Gesamtfläche der durch DS1-DS4 abgebildeten Sturmschadensflächen betrug ungefähr 534 km². Nach dem Verschneiden von DS1-DS4 in ArcGIS® 9.2 führte die Überlagerung eines Teils der Sturmschadensflächen zur Reduktion der zur statistischen Analyse insgesamt zur Verfügung stehenden Sturmschadensfläche um 8 % auf 493 km² (ungefähr 4 % der Gesamtwaldfläche Baden-Württembergs).

3.4 Berechnung der Sturmschadenswahrscheinlichkeit

3.4.1 Weights-of-Evidence-Verfahren

Zur Berechnung der Sturmschadenswahrscheinlichkeit P_{DAM} wurden das multivariate Weights-of-Evidence (WofE) Verfahren (Raines et al. 2000) sowie eine multivariate logistische Regressionsanalyse angewendet. In diesem Kapitel werden zunächst die Durchführung von WofE sowie die WofE-basierte Anpassung der zur Verfügung stehenden Prädiktorvariablen erläutert. Im nächsten Kapitel wird dann auf die Durchführung der logistischen Regressionsanalyse eingegangen.

Das Weights-of-Evidence Verfahren, das auf dem Ansatz von Bayes beruht, wurde mit der ArcGIS® Softwareerweiterung ArcSDM3.1 (Sawatzky et al. 2004) durchgeführt. Sturmschäden wurden hierbei durch Trainingspunkte repräsentiert, die jeweils dem Zentroid einer Sturmschadensfläche entsprachen. Die Auswahl der Sturmschadensflächen bzw. der Trainingspunkte erfolgte durch Verwendung der ArcGIS® Geostatistical Analyst Softwareerweiterung zufällig.

Da die Anwendung von WofE auf WofE-klassifizierten Prädiktorvariablen basiert, mussten zunächst alle kontinuierlich und kategorial skalierten Prädiktoren durch Rekodierung zu Prädiktoren mit möglichst wenigen WofE-Klassen zusammengefasst werden. Für die Zusammenfassung werden Gewichte berechnet, die ein Maß für die räumliche Assoziation zwischen einzelnen Prädiktorklassen und den zufällig ausgewählten Trainingspunkten sind. Nach Bonham-Carter (1994) berechnen sich die Gewichte für das Vorhandensein (W^+) bzw. das Nichtvorhandensein (W^-) einer Prädiktorklasse an einem Trainingspunkt wie folgt:

$$W^+ = \ln \frac{P(B|D)}{P(B|\bar{D})} \quad (1)$$

$$W^- = \ln \frac{P(\bar{B} | D)}{P(B | D)} \quad (2)$$

wobei P die Wahrscheinlichkeit, B das Vorhandensein einer Prädiktorklasse, \bar{B} das Nichtvorhandensein einer Prädiktorklasse, D das Vorhandensein von Trainingspunkten und \bar{D} das Nichtvorhandensein von Trainingspunkten bedeuten.

Die Größenordnung von W^+ und W^- ist ein Maß für die Assoziation zwischen einer Prädiktorklasse und den Trainingspunkten. Die Differenz von W^+ und W^- wird als Kontrast C ($C=W^+-W^-$) bezeichnet, dessen Größenordnung einen Hinweis auf die generelle räumliche Assoziation zwischen Prädiktoren und Trainingspunkten liefert.

Anhand der berechneten Gewichte werden die Prädiktorklassen neu (WofE-basiert) klassifiziert. Ziel ist es dabei, die Klassen so zusammenzufassen, dass eine maximale räumliche Assoziation zwischen dem Prädiktor und den Trainingspunkten erreicht wird. Diese Generalisierung der Klassen kann sogar so weit gehen, dass ein Prädiktor nur noch durch zwei WofE-Klassen repräsentiert wird (Matthew et al. 2007). Um den Informationsverlust durch die Generalisierung zu minimieren, erfolgte diese auf der Basis des von Romero-Calcerrada et al. (2008) vorgeschlagenen Verfahrens. Bei diesem Verfahren wird der studentisierte Kontrast C ($\text{Stud}(C)/\sigma_C$) von 1.96 (entspricht in etwa einem Konfidenzniveau von 97.5 %) als Schwellenwert für die Bestimmung der ersten WofE-Klasse verwendet. In der Tabelle 5 sind die weiteren Stud(C)-basierten Klassengrenzen aufgeführt. Es ist ersichtlich, dass pro Prädiktor je nach Größenordnung der berechneten Stud(C)-Werte eine Generalisierung in bis zu fünf WofE-Klassen erfolgen kann.

Tab. 5: Generalisierungsschema für die Weights-of-Evidence (WofE) basierte Rekodierung von Prädiktorklassen

Klasse	Stud(C)
1	≤ 1.96
2	1.96-2.99
3	3.0-3.99
4	4.0-4.99
5	≥ 5.0

Nach Prüfung der konditionalen Unabhängigkeit durch den „Overall Test of Conditional Independence“ (vgl. Bonham-Carter 1994) und den χ^2 -Test wurden die Prädiktoren anhand ihrer Gewichte kombiniert und ein WofE-Modell zur P_{DAM} -Berechnung erstellt. Die Prognosegüte des erstellten WofE-Modells wurde mit Hilfe der Fläche unter der „success rate“ (SR) Kurve (area under curve, AUC) überprüft (Chung und Fabbri 1999). Für die Erstellung einer SR-Kurve wird der kumulierte Prozentsatz der Trainingspunkte auf der y-Achse dem kumulierten Prozentsatz der Flächenanteile pro P_{DAM} -Wert (summiert von hohen zu niedrigen P_{DAM} -Werten) auf der x-Achse gegenübergestellt.

3.4.2 Logistische Regressionsanalyse

Neben dem WofE-Verfahren wurde die räumliche Assoziation zwischen den zur Verfügung stehenden Prädiktoren und dem Auftreten von Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs

mit Hilfe eines logistischen Regressionsmodells (LRM) untersucht. Die logistische Regressionsanalyse eignet sich zur statistischen Beurteilung des Zusammenhangs zwischen einer dichotomen abhängigen Variablen und unabhängigen Variablen.

Die Anpassung des LRM

$$\ln\left(\frac{P_{DAM}}{1 - P_{DAM}}\right) = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_n x_n \quad (3)$$

wurde mit der statistischen Software SAS® 9.2 (SAS Institute Inc.) vorgenommen. Dabei ist P_{DAM} die Sturmschadenwahrscheinlichkeit, x_1, x_2, \dots, x_n sind Prädiktorvariablen und $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_n$ die dazugehörigen Regressionskoeffizienten. Zur Evaluierung des LRM wurden die verwendeten Datensätze zufällig in einen Kalibrierungs- und in einen Evaluierungsdatensatz aufgeteilt, die jeweils 50 % der gesamten zugrunde liegenden Rasterzellen enthielten. Die Grundlage zur Anpassung des logistischen Regressionsmodells bildete der Satz von zuvor WofE-rekodierten Prädiktorvariablen.

Wie bei Scott und Mitchell (2005) ging der Erstellung des logistischen Regressionsmodells die Analyse des Pearson Korrelationskoeffizienten r voraus, der zwischen allen Prädiktoren berechnet wurde. Die Ausprägung von r deutet auf mögliche univariate, lineare Zusammenhänge zwischen den Prädiktoren hin. Für den Fall, dass sich für zwei Prädiktoren $r > 0.4$ ergab, wurde einer der beiden Prädiktoren von der weiteren LRM-Erstellung ausgeschlossen. Zusätzlich wurden alle Prädiktoren einer Multikollinearitätsprüfung unterzogen. Wurde für zwei Prädiktoren Multikollinearität festgestellt, welche anhand des Varianzinflationsfaktors ($VIF > 2$), des Streuungsanteils ($POV > 0.6$), des Bedingungsindex ($CI > 10$) und der Toleranz (< 0.4) geprüft wurde (Allison 2007), wurde ebenfalls einer der betroffenen Prädiktoren nicht mehr für die weitere Parametrisierung des LRM verwendet.

Die univariate Assoziation zwischen DAM und den Prädiktoren wurde über die Ausprägung von Cramers V evaluiert, das aus den Ergebnissen einer Kontingenztafelanalyse abgeleitet wurde (Hosmer und Lemeshow 2000).

Als Maß für die Prognosegüte des LRM wurde die Fläche (AUC) unter der Receiver-Operating-Characteristics (ROC) Kurve ermittelt (Zweig et al. 1993; Baker und Kramer 2007). Die ROC-Kurve ergibt sich durch die Darstellung des Zusammenhangs zwischen der relativen Häufigkeit aller richtig positiven Testergebnisse (Sensitivität) und der relativen Häufigkeit aller falsch positiven Testergebnisse (1 - Spezifität). Die Fläche unter der ROC-Kurve kann Werte zwischen 0.5 und 1 annehmen. Ein schnelles Ansteigen der ROC-Kurve und höhere AUC-Werte zeigen eine zunehmend bessere Modellgüte an (SAS Institute 1995). Um Schwellenwerte zur Unterscheidung zwischen Ereignis (Sturmschaden: ja) und Nichtereignis (Sturmschaden: nein) festlegen zu können, wurde der Youden-Index Y (Sensitivität + Spezifität - 1) berechnet.

3.5 Prädiktoren

Alle Prädiktoren (Tab. 6), die für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs zur P_{DAM} -Berechnung zur Verfügung standen, wurden mit der ArcGIS® 9.2. Software (ESRI Inc., Redlands, CA) bearbeitet. Prädiktoren, die im Untersuchungsgebiet die Topographie (z. B. Hangneigung (SLA),

Hangausrichtung (ASP), ...) beschreiben, wurden mit Hilfe der ArcGIS® 9.2 Spatial Analyst Softwareerweiterung aus den Höheninformationen eines digitalen Geländemodells (DGM) mit einer räumlichen Auflösung von 50×50 m abgeleitet.

Die topographische Exposition (TPX) wurde durch einen Expositionsindex (Quine und White 1998) quantifiziert, der von der FVA für die Grenzdistanz 1000 m berechnet wurde. ArcGIS® Shapefiles, die Informationen zu potentiell sturmschadensrelevanten Bodeneigenschaften wie z. B. Bodentyp (SOIL), bodenkundliche Feuchtestufen (MOIST) oder Bodenversauerung (ACID) enthalten, wurden dem Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (WaBoA) entnommen.

Informationen zum räumlichen Verteilungsmuster des Waldtyps (FOR) im Untersuchungsgebiet stammen aus dem Landnutzungsshapefile, das im Rahmen des Corine Land Cover Projekts für die Referenzjahre 1990 und 2000 erstellt wurde. FOR wird darin durch die drei Ausprägungen Nadelwald, Laubwald sowie Mischwald repräsentiert. Das Landnutzungsshapefile wurde ebenfalls dazu verwendet, um für jede Rasterzelle innerhalb der Waldfläche Baden-Württembergs richtungsunabhängig die minimale Entfernung von Sturmschadensflächen zu Waldrändern (EDGE) sowie zum westlichen Waldrand ($EDGE_w$) zu berechnen. Auf der Grundlage von Wasserscheiden und Flussläufen wurde die minimale Entfernung von Sturmschadensflächen zu Berg-rücken (RID) oder zu Flüssen (RIV) berechnet.

Um die Strömungsbedingungen während „Wiebke“ (WIEBKE) und „Lothar“ (LOTHAR) über Baden-Württemberg zu charakterisieren, wurden räumlich hochaufgelöste Felder (1×1 km) der maximalen Böengeschwindigkeit in 10 m Höhe über Grund verwendet. Diese wurden im Rahmen von CEDIM (Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology) mit dem Strömungsmodell KAMM (Karlsruher atmosphärisches mesoskaliges Modell) simuliert (Heneka et al. 2006).

Um die Gebiete, in denen während „Wiebke“ und „Lothar“ die höchsten Werte der Böengeschwindigkeit auftraten, für diese Untersuchung besonders hervorzuheben, wurden WIEBKE und LOTHAR zu einen neuen Böenfeld (GUST) addiert und anschließend WofE-basiert in Klassen zusammengefasst.

Alle Prädiktoren, die im Vektorformat vorlagen, wurden mit Hilfe der ArcGIS® Software in das Rasterformat transformiert. Zudem wurden sie in das gleiche Koordinatensystem (Transverse Mercator Projektion mit Bessel 1841 Ellipsoid) überführt.

Tab. 6: *Generalisierungsschema für die Weights-of-Evidence (WofE) basierte Rekodierung von Prädiktor-klassen*

Prädiktor	Akronym	Originalskalierung	Originalklassen	WofE-Klassen	Rekodierte WofE-Klassen	Datenquelle
Geländehöhe	ELEV	kontinuierlich	-	15	3	LUBW
Hangneigung	SLA	kontinuierlich	-	8	2	LUBW
Hangausrichtung	ASP	kontinuierlich	-	10	a	LUBW
Hangform	CUR	kontinuierlich	-	3	2	LUBW
Topografische Exposition	TPX	kontinuierlich	-	5	2	FVA
Minimale Entfernung zu Bergrücken	RID	kontinuierlich	-	10	2	LUBW
Minimale Entfernung zu Flüssen	RIV	kontinuierlich	-	10	b	FVA
Minimale Entfernung zu Waldrändern	EDGE	kontinuierlich	-	8	b	LUBW
Minimale Entfernung zu westlichen Waldrändern	EDGEW	kontinuierlich	-	12	b	LUBW
Minimale Entfernung zu Straßen	ROAD	kontinuierlich	-	10	a	Open Street Map
Maximalböenfeld „Lothar“	LOTHAR	kontinuierlich	-	4	2	CEDIM
Maximalböenfeld „Wiebke“	WIEBKE	kontinuierlich	-	4	2	CEDIM
Anteil an der Holzbodenfläche pro Baumartengruppe und Waldabteilung (nur öff. Wald)	TSG	kontinuierlich	-	10	b	FVA
Mittlere Altersklasse pro Waldabteilung	AC	kontinuierlich	-	11	b	FVA
Geologie	GEOLOG	kategorial	14	14	3	WaBoA
Bodentyp	SOIL	kategorial	20	20	2	WaBoA
Bodensubstrate	SUB	kategorial	17	17	2	WaBoA
Bodengründigkeit	DEPTH	kategorial	5	5	2	WaBoA
Bodenkundliche Feuchtestufen	MOIST	kategorial	21	21	4	WaBoA
Bodenversauerung	ACID	kategorial	13	13	2	WaBoA
Grundwasserbeeinflusste Böden	GRD	kategorial	4	4	a	WaBoA
Walddtyp	FOR	kategorial	3	3	2	LUBW

^a Stud(C) ≤ 1.96

^b aus Plausibilitätsgründen nicht für die Modellerstellung verwendet

3.6 Kartenerstellung

Auf der Basis der durch die beiden statistischen Modelle berechneten P_{DAM} -Werte wurden für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs P_{DAM} -Karten in einer räumlichen Auflösung von 50×50 m erstellt. Um die Handhabbarkeit und Übersichtlichkeit der Karten zu gewährleisten, wurden die P_{DAM} -Werte der einzelnen Rasterzellen den drei P_{DAM} -Klassen gering, mäßig oder hoch zugeordnet. Für die Zuordnung von Wahrscheinlichkeitswerten in Klassen gibt es mehrere Möglichkeiten. So wurden in vorangegangenen Untersuchungen gleiche Intervalle, natürliche Unterbrechungen, Quantile oder Expertenwissen (van den Eckhaut et al. 2006; Raines 2006) dazu verwendet. In dieser Untersuchung wurden P_{DAM} -Werte durch die zweifache, stufenweise Berechnung des Youden-Index drei P_{DAM} -Klassen (gering, mäßig, hoch) zugeordnet. In Abbildung 6 ist der auf dem WofE-Verfahren basierte Ablauf der P_{DAM} -Kartenerstellung dargestellt.

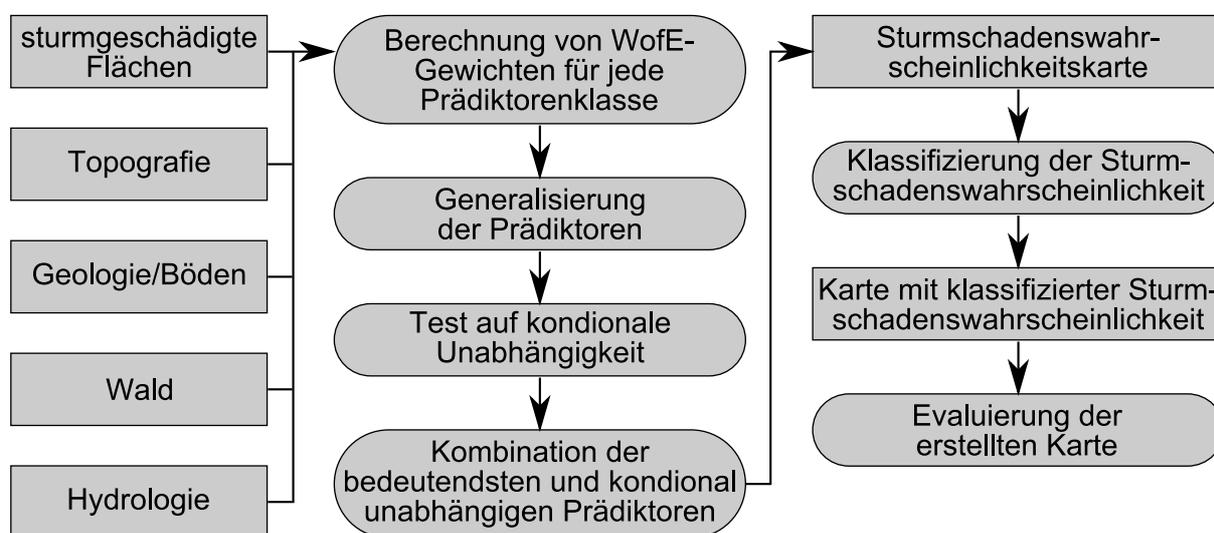


Abb. 6: Darstellung des auf dem Weights-of-Evidence (WofE) Verfahren basierten Ablaufs der Erstellung von Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten für die Wälder Baden-Württembergs (nach Schindler et al. 2010).

4 Ergebnisse

4.1 Schadenswahrscheinlichkeit infolge von Sturm „Lothar“

4.1.1 Weights-of-Evidence Verfahren

Zur Analyse flächiger Sturmschäden (>5 ha) in den Wäldern Baden-Württembergs infolge von Sturm „Lothar“ wurde zunächst ein WofE-Modell auf der Grundlage von 338 Trainingspunkten erarbeitet. Im Laufe der Modellerstellung mussten einige Prädiktoren aus Plausibilitätsgründen eliminiert werden. So wurde z. B. festgestellt, dass die univariate Assoziation zwischen DAM und RIV, DAM und EDGE sowie DAM und $EDGE_w$ bei den WofE-rekodierten Klassen, die Informationen zu den größten Entfernungen (500-1000 m) zu Sturmschadensflächen enthielten, am größten war. Dies lies sich auf die komplexe Topographie im Untersuchungsgebiet und das überwiegend beobachtete Sturmschadensmuster zurückführen. Vielfach wurden Flüsse und Waldränder, die sich in den Tälern des Schwarzwaldes finden, mit Sturmschäden auf den Höhenzügen des Schwarzwaldes in Zusammenhang gebracht. Es wurde allerdings als äußerst unwahr-

scheinlich angesehen, dass diese Flüsse oder Waldränder aufgrund ihrer Tallage einen direkten Effekt auf die Entstehung von Sturmschäden auf den Höhenzügen des Schwarzwaldes haben.

Da zwischen SUB und SOIL sowie zwischen SUB und GEOL die Annahme konditionaler Unabhängigkeit verletzt wurde und sowohl SOIL als auch GEOL höhere C-Werte als SUB aufwiesen, wurde SUB von der weiteren WofE-Modellerstellung ausgeschlossen. Die stärkste univariate Assoziation zwischen DAM und den zur Verfügung stehenden Prädiktoren wurde für SOIL (Stud(C)=16.53), GEOL (Stud(C)=12.77), FOR (Stud(C)=11.51), ACID (Stud(C)=9.37), LOTHAR (Stud(C)=6.44) und MOIST (Stud(C)=3.23) festgestellt. Diese sechs Prädiktoren wurden in Kombination zur Erstellung einer P_{DAM} -Karte für die Waldfläche im Untersuchungsgebiet verwendet. Alle weiteren für Sturmschäden infolge von „Lothar“ relevanten und in Tabelle 6 zusammengefassten Prädiktoren hatten eine zu geringe (Stud(C)≤1.96) räumliche Assoziation mit DAM und wurden für die WofE-Modellerstellung nicht berücksichtigt. Die Prognosegüte des WofE-Modells wurde anhand des AUC-Wertes der Success rate Kurve (Abb. 7) ermittelt. Dieser betrug 78 %.

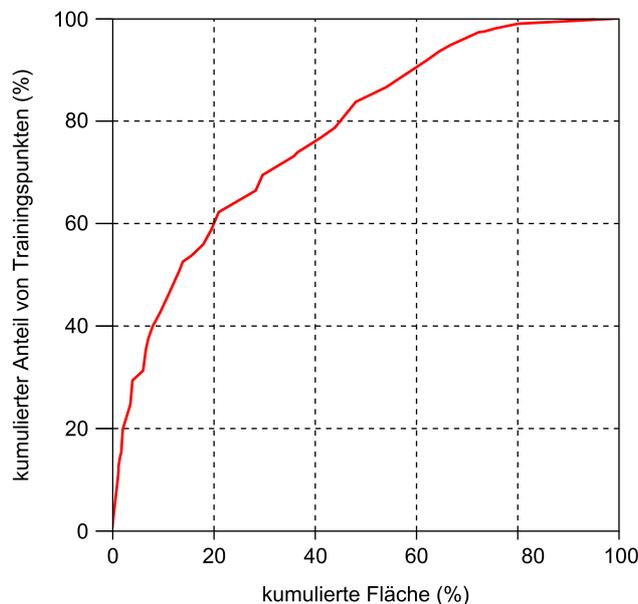


Abb. 7: Success rate Kurve, die sich aus der Gegenüberstellung von Trainingspunkten und Flächenanteilen, die jeweils nach P_{DAM} -Werten (von hohen zu niedrigen Werten) kumuliert wurden, ergibt (nach Schindler et al. 2009).

Die WofE-rekodierten Prädiktorenklassen, deren Kombination zu den höchsten P_{DAM} Werten im Untersuchungsgebiet führte, sind in Tabelle 7 zusammengefasst. Unter der Voraussetzung, dass die maximale Böengeschwindigkeit von LOTHAR an einer Rasterzelle größer als 35 m s^{-1} war, traten die höchsten P_{DAM} -Werte dort auf, wo Nadelwald auf versauerten, frischen bis feuchten Böden über Buntsandstein stockt.

Tab. 7: *WofE-rekodierte Prädiktorenreferenzklassen, die zu den höchsten Werten der Sturmschadenswahrscheinlichkeit infolge des Sturms „Lothar“ im Untersuchungsgebiet führten.*

Prädiktor	WofE-rekodierte Referenzklassen
Waldtyp	Nadelwald
Bodentyp	Podsol
	Stagnogley, Bändchenstau podsol
	Parabraunerde, Parabraunerde-Braunerde
Geologie	Buntsandstein
	Jungquartäre Schotterschichten
	Moränen und tertiäre Sedimente
boden- kundliche Feuchtestufe	mäßig frisch bis frisch
	wechselfeucht bis nass
	frisch bis wechselfrisch
Boden- versauerung	stark saure Böden (pH <3.8-4.2, 0.0-1.2 m Bodentiefe)
	Bodengesellschaften mit stark saurem Hauptwurzelraum bei hoher Basensättigung im Untergrund (pH <3.8-4.2, 0.0-0.6 m; pH (<)4.2-(>)6.0, 0.6-1.2 m Bodentiefe)
	stark bis mäßig saure Böden (pH <3.8-4.2, 0.0-0.6 m; (<)4.2-(>)6.0, 0.6-1.2 m Bodentiefe)
Maximal- böenfeld „Lothar“	>35 m ⁻¹

4.1.2 Logistisches Regressionsmodell

Für die Erstellung des logistischen Regressionsmodells wurden zunächst alle WofE-rekodierten Prädiktoren ausgewählt, für die $r < 0.4$ ist. Die stärksten univariaten Assoziationen mit DAM wurden auf der Grundlage des Kalibrierungsdatensatzes für die Prädiktoren SOIL ($V=0.16$), FOR ($V=0.11$), MOIST ($V=0.10$), ACID ($V=0.09$) und LOTHAR ($V=0.07$) festgestellt. Für dieses Prädiktorenkollektiv wurde im Anschluss an die univariate Assoziationsanalyse die schrittweise logistische Regression durchgeführt. Das mit Hilfe des Kalibrierungsdatensatz angepasste, multivariate LRM wurde dann zur P_{DAM} -Berechnung auf der Basis des Evaluierungsdatensatzes verwendet. Die Prognosegüte des LRM wurde durch eine ROC-Analyse ermittelt. Dafür wurde der AUC-Wert (79 %) der ROC-Kurve (Abb. 8) berechnet. Des Weiteren wurde auf räumliche Autokorrelation der Residuen des LRM mit Hilfe eines empirischen Semivariogramms (Piegorisch und Bailer 2005) geprüft, da eine räumliche Autokorrelation Signifikanztests während der LRM-Erstellung beeinflussen kann. Nach Analyse des empirischen Semivariogramms ergaben sich keine Hinweise auf eine signifikante räumliche Autokorrelation der LRM-Residuen (Schindler et al. 2009).

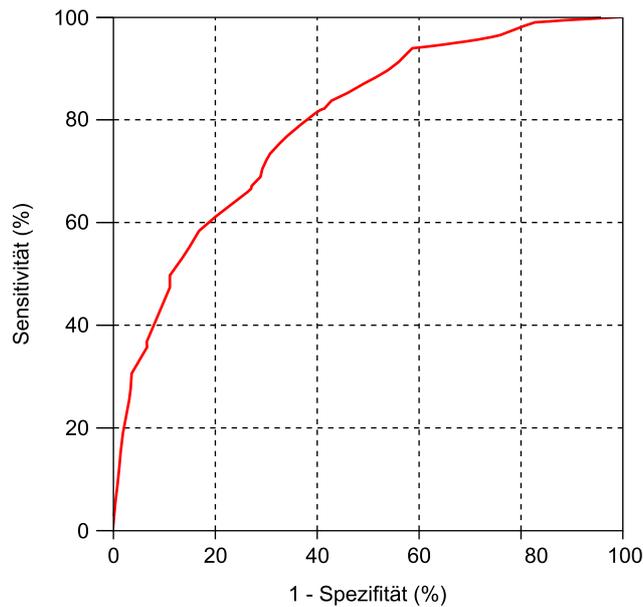


Abb. 8: Receiver Operating Characteristics (ROC) Kurve, die auf der Darstellung des Zusammenhangs zwischen der relativen Häufigkeit aller richtig positiven Testergebnisse (Sensitivität) und der relativen Häufigkeit aller falsch positiven Testergebnisse (1-Spezifität) beruht (nach Schindler et al. 2009).

4.1.3 Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten

Alle mit dem WofE-Modell und LRM berechneten P_{DAM} -Werte wurden gemäß ihrem Betrag den Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen gering, mäßig und hoch zugeordnet. Die Zuweisung erfolgte sowohl für das WofE-Modell als auch für das logistische Regressionsmodell anhand der in Tabelle 8 aufgeführten P_{DAM} -Schwellenwerte. Die Bestimmung der Schwellenwerte erfolgte durch die zweifache, stufenweise Berechnung des Youden-Index. Dazu wurde in einem ersten Schritt für die für alle Datenpunkte berechneten P_{DAM} -Werte das Maximum des Youden-Index Y_{max1} ermittelt. Alle Datenpunkte, die P_{DAM} -Werte kleiner als Y_{max1} aufwiesen, wurden der Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse gering zugeordnet. Danach wurde das Maximum des Youden-Index Y_{max2} für das Datenkollektiv ermittelt, das um die Datenpunkte reduziert war, die der Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse gering zugewiesen worden waren. Alle Datenpunkte, für die $Y_{max1} \leq P_{DAM} \leq Y_{max2}$ galt, wurden der Sturmschadenwahrscheinlichkeitsklasse mäßig und die restlichen Datenpunkte der Sturmschadenwahrscheinlichkeitsklasse hoch zugeordnet.

Tab. 8: Zuordnung von Werten der Sturmschadenswahrscheinlichkeit (P_{DAM}), die über das Weights-of-evidence (WofE) Verfahren sowie ein logistisches Regressionsmodell (LRM) berechnet wurden sind, zu P_{DAM} -Klassen (gering, mäßig, hoch).

P_{DAM} -Klasse	WofE		LRM	
	P_{DAM} -Bereich	Waldfläche (%)	P_{DAM} - Bereich	Waldfläche (%)
gering	0.0006-0.02	71.7	0.003-0.02	68.0
mäßig	0.021-0.14	20.3	0.021-0.06	24.1
hoch	0.141-0.76	8.0	0.061-0.29	7.9

4.1.4 Vergleich der Karten mit den Sturmschadenswahrscheinlichkeiten

Für die Erstellung der WofE- und LRM-basierten Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten wurden dieselben Prädiktoren (ACID, FOR, GEOL, MOIST, LOTHAR, SOIL) verwendet. Obwohl die Rangfolge der univariaten Assoziation der Prädiktoren mit DAM zwischen WofE- und logistischem Regressionsmodell variierte, erzeugen beide Modelle ein sehr ähnliches räumliches Muster der Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen. Um die Unterschiede zwischen beiden Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten quantifizieren zu können, wurden die Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen ordinal skaliert (gering: 1; mäßig: 2; hoch: 3). Für jede Rasterzelle wurde dann die Differenz zwischen der LRM- und WofE-basierten Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse berechnet. Für etwa 92 % aller Rasterzellen stimmte die Zuweisung zu einer Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse durch die beiden Modelle überein (Tab. 9). 4.5 % der Datenpunkte mussten auf der Basis der durch das logistische Regressionsmodell berechneten P_{DAM} -Werte einer höheren Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse und 3.1 % einer niedrigeren Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse zugeordnet werden.

Tab. 9: *Differenz zwischen ordinal skalierten LRM- und WofE-basierten Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen (gering: 1; mäßig: 2; hoch: 3).*

Klassendifferenz P_{DAM} (LRM-WofE)	Waldfläche (km ²)	Waldfläche (%)
-2 (LRM < WofE)	0.1	0.0
-1 (LRM < WofE)	423.0	3.1
0 (LRM = WofE)	12613.0	92.4
1 (LRM > WofE)	617.6	4.5
2 (LRM > WofE)	0.0	0.0

Von beiden Modellen wurden die höchsten P_{DAM} -Werte vor allem im nördlichen Schwarzwald, im nördlichen Oberrheinischen Tiefland und auf der Ostalb berechnet. Die Abbildung 9 enthält zwei Kartenausschnitte, die das WofE- und LRM-basierte klassifizierte Sturmschadenswahrscheinlichkeitsmuster südlich von Pforzheim aufzeigen.

Aus beiden Kartenausschnitten ist ersichtlich, dass über beide Modelle hohe Sturmschadenswahrscheinlichkeiten für die Höhenlagen des nördlichen Schwarzwaldes ermittelt wurden. Für beide Modelle ist eine gute Übereinstimmung von hoher und mäßiger Sturmschadenswahrscheinlichkeit mit den tatsächlichen Sturmschadensflächen gegeben, die infolge von „Lothar“ in dieser Region entstanden sind.

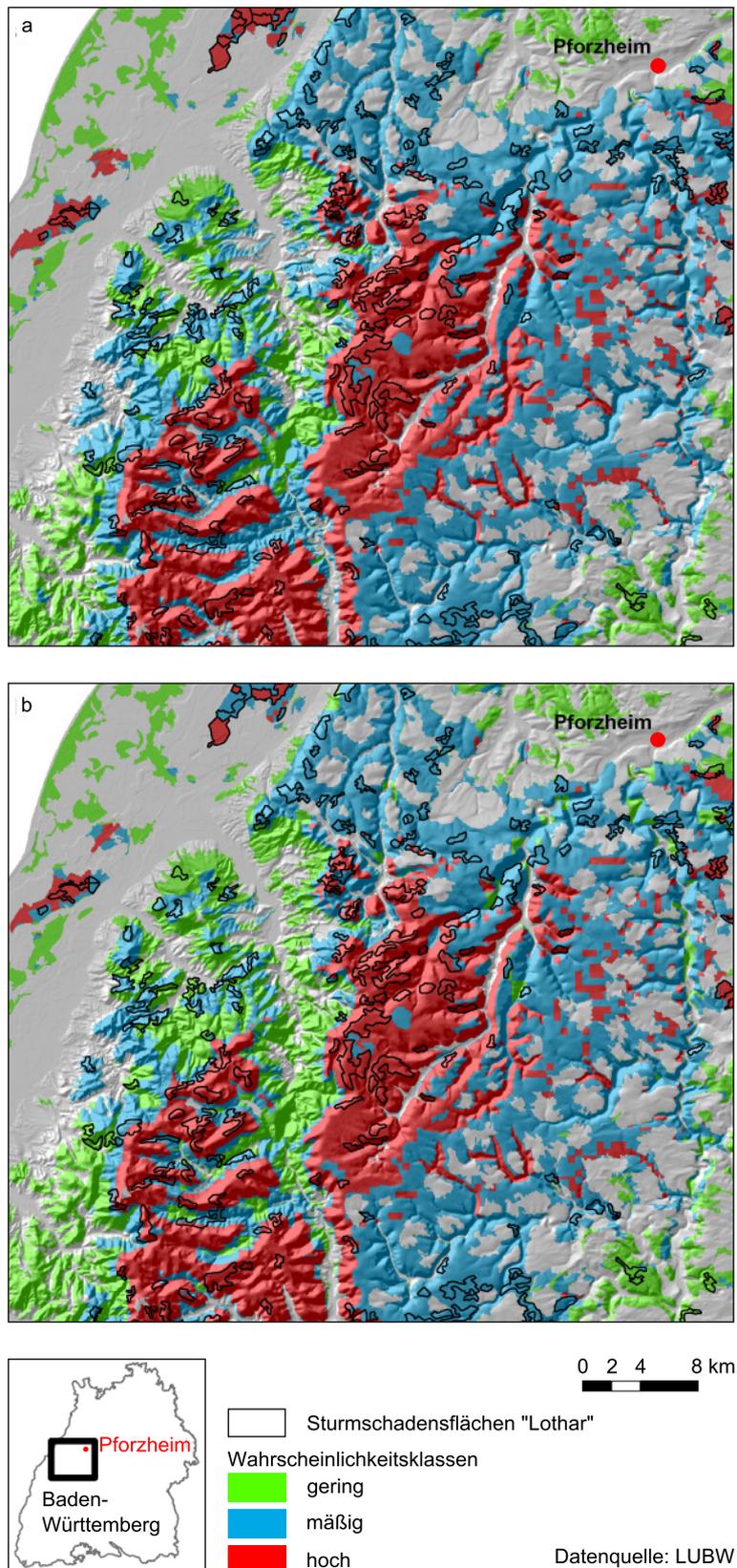


Abb. 9: Ausschnitte (Bereich südlich von Pforzheim) aus den klassifizierten Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs, erstellt mit Hilfe (a) des WofE-Verfahrens und (b) eines logistischen Regressionsmodells auf der Basis von flächigen Sturmschäden infolge von „Lothar“ (nach Schindler et al. 2009).

4.2 Schadenswahrscheinlichkeit infolge der Stürme „Wiebke“ und „Lothar“

Um unter Verwendung aller derzeit flächig verfügbaren Sturmschadensinformationen eine möglichst repräsentative P_{DAM} -Karte für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs zu erstellen, wurde die Assoziation zwischen DAM des aus DS1-DS4 kombinierten Datensatzes und den in Tabelle 6 zusammengefassten Prädiktoren analysiert. Aufgrund der guten Übereinstimmung der Ergebnisse des WofE-Modells mit den Ergebnissen des logistischen Regressionsmodells am Beispiel der von „Lothar“ verursachten Sturmschäden wurde zur P_{DAM} -Berechnung auf der Basis des kombinierten Sturmschadensdatensatzes ausschließlich das WofE-Verfahren angewendet, da dies bereits in einer ArcGIS®-Softwareerweiterung implementiert ist. Das WofE-Modell wurde auf der Basis von 338 Trainingspunkten erstellt, wobei 2/3 der Trainingspunkte zufällig Sturmflächen zugeordnet wurden, die infolge von „Lothar“ entstanden sind. 1/3 der Trainingspunkte wurde zufällig Sturmschadensflächen zugeordnet, die durch „Wiebke“ verursacht waren. Dieses Zuordnungsschema wurde angewendet, da durch „Lothar“ in etwa doppelt so viele Sturmschadensflächen wie durch „Wiebke“ in den Wäldern Baden-Württembergs entstanden sind.

Nach der Durchführung der univariaten Assoziationsanalyse zeigte sich, dass die größte Assoziation zwischen DAM und FOR ($Stud(C)=9.6$) besteht. Weitere Prädiktoren, für die $Stud(C) \geq 1.96$ berechnet wurde, waren GEOL ($Stud(C)=9.0$), SOIL ($Stud(C)=9.0$), TPX ($Stud(C)=6.5$) sowie GUST ($Stud(C)=4.4$). Aus diesen Prädiktoren wurde ein multivariates WofE-Modell erstellt, das zur flächendeckenden Berechnung von P_{DAM} verwendet wurde. In der Tabelle 10 sind die WofE-Referenzklassen zusammengefasst, deren Kombination zu den höchsten P_{DAM} -Werten im Untersuchungsgebiet führte.

Tab. 10: Referenzklassen von WofE-rekodierten Prädiktoren, aus deren Kombination die höchsten Sturmschadenswahrscheinlichkeitswerte (P_{DAM}) in den Wäldern Baden-Württembergs resultierten.

Prädiktor	WofE-rekodierte Referenzklasse
Waldtyp	Nadelwald
Geologie	Buntsandstein
	Moränen und tertiäre Sedimente
Bodentyp	Podsole
	Stagnosole
	Bändchenstau podsol
bodenkundliche Feuchtestufen	wechselfeucht
	frisch bis wechselfrisch
topografische Exposition	stark exponierte Lagen (Topex1000-to-1000 m Wert: 0-10)
kombiniertes Maximalböenfeld	$>35 \text{ m s}^{-1}$

Die höchsten P_{DAM} -Werte sind demnach - unter der Voraussetzung, dass die maximale Böengeschwindigkeit (GUST) 35 m s^{-1} überschritten hat - dort zu finden, wo Nadelwald auf stark exponierten (TPX-Bereich 0-10), wechselfeuchten Böden über Buntsandstein stockt.

Alle mit dem WofE-Modell berechneten P_{DAM} -Werte wurden wieder nach dem bereits erläuterten Youden-Index-basierten Verfahren den P_{DAM} -Klassen gering, mäßig und hoch zugeordnet. Diese

Zuweisung erfolgte anhand der in Tabelle 11 aufgeführten P_{DAM} -Schwellenwerte. Diesen Angaben zufolge wurden etwa 70 % der Waldfläche Baden-Württembergs der Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse gering zugewiesen. Etwa 30 % der Waldfläche können den Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen mäßig und hoch zugeordnet werden.

Tab. 11: Zuordnung von Sturmschadenswahrscheinlichkeitswerten (P_{DAM}), die über das Weights-of-Evidence (WofE) Verfahren berechnet wurden, zu P_{DAM} -Klassen (gering, mäßig, hoch).

P_{DAM} -Klasse	P_{DAM} -Bereich	Waldfläche (%)
gering	0,0020-0,021	70,2
mäßig	0,0211-0,091	19,5
hoch	0,0911-0,530	10,3

Die höchsten P_{DAM} -Werte wurden für die Höhenzüge des nördlichen Schwarzwaldes, den Bereich des östlichen Odenwalds, den Virngrund und für das Südwestdeutsche Alpenvorland ermittelt (Abb. 10). Ein Beispiel für die vergleichsweise starke Assoziation von DAM zu GEOL ist die Einstufung der P_{DAM} -Werte in die mäßige Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse im Bereich des Ostabfalls des südlichen Schwarzwaldes.

Die gute Übereinstimmung der realen Sturmschadensflächen mit Bereichen hoher Sturmschadenswahrscheinlichkeit ist aus Abbildung 11 ersichtlich. Diese zeigt für die Region südlich von Pforzheim, dass dort sowohl infolge von „Wiebke“ als auch von „Lothar“ flächige Sturmschäden auftraten. Die meisten der in Abbildung 11 angedeuteten Sturmschadensflächen befinden sich innerhalb von den Bereichen, für die entweder mäßige oder hohe Sturmschadenswahrscheinlichkeit durch das WofE-Modell berechnet wurde. Bereiche, für die eine geringe Sturmschadenswahrscheinlichkeit berechnet wurde, finden sich vorwiegend im Rheintal und in den tieferen Lagen des Westanstiegs des Schwarzwaldes. Hier finden sich allerdings auch einige Sturmschadensflächen, für die die P_{DAM} -Abschätzung nicht zutrifft. Diese Flächen befinden sich im Bereich geringer Sturmschadenswahrscheinlichkeit. Ein Grund für diese Falschklassifizierung ist die relativ geringe Bedeutung des kombinierten Maximalböenfeldes GUST im Vergleich zu den anderen Prädiktoren.

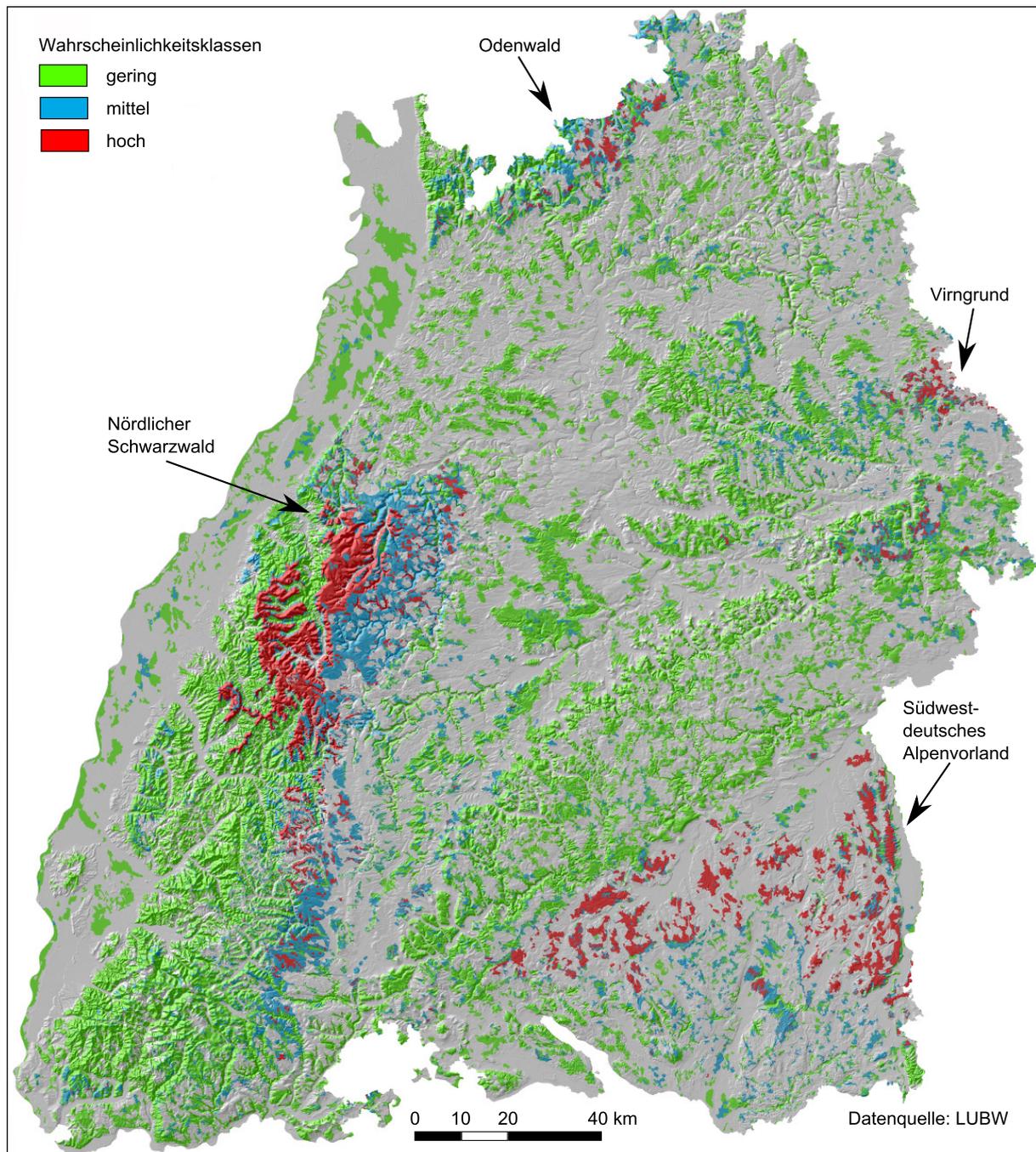


Abb. 10: Karte der klassifizierten (gering, mäßig, hoch) Sturmschadenwahrscheinlichkeit (P_{DAM}), die für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs auf der Basis flächiger Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ mit Hilfe des WofE-Verfahrens erstellt wurde (nach Schindler et al. 2010).

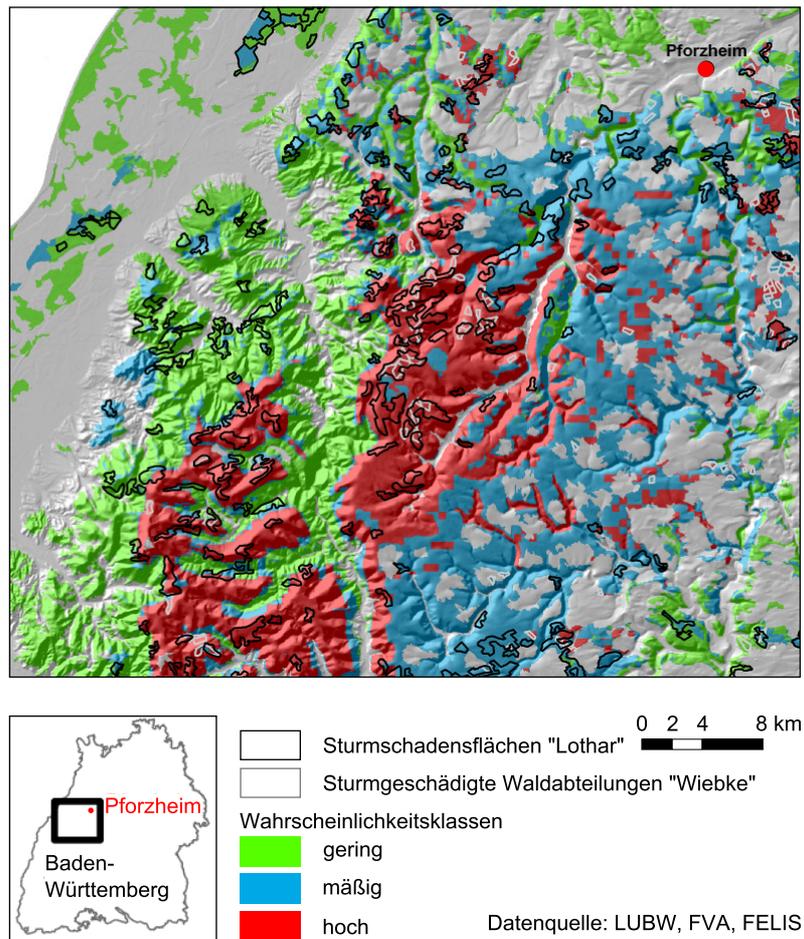


Abb. 11: Ausschnitt (Bereich südlich von Pforzheim) aus der für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs mit Hilfe des WofE-Verfahrens auf der Basis von flächigen Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ erstellten klassifizierten P_{DAM} -Karte (nach Schindler et al. 2010).

Der AUC-Wert der SR-Kurve (Abb. 12) wurde zur Quantifizierung der Prognosegüte des WofE-Modells verwendet. Er betrug 72,8 %.

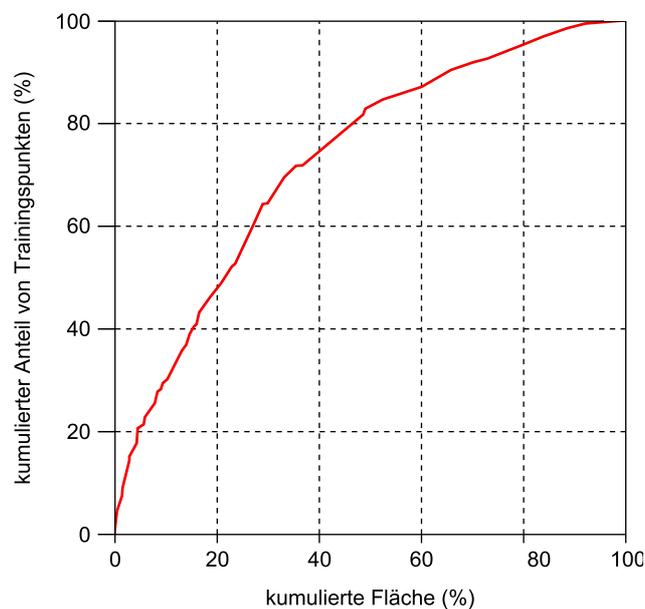


Abb. 12: Success rate Kurve, die sich aus der Gegenüberstellung von Trainingspunkten und Flächenanteilen, die jeweils nach P_{DAM} -Werten (von hohen zu niedrigen Werten) kumuliert wurden, ergibt (nach Schindler et al. 2010).

Wie bereits Stelle erwähnt, stehen für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs vergleichsweise wenige baum- und bestandesbeschreibende Parameter für die direkte Verwendbarkeit in retrospektiven Sturmschadensanalysen zur Verfügung. Durch die Verwendung des Landnutzungsshapefiles aus dem Corine Land Cover Projekt konnte im Rahmen von RESTER UniFR jedoch auf die Assoziation von FOR, EDGE und $EDGE_w$ zu DAM auf der gesamten Waldfläche geschlossen werden.

Für die Fläche des öffentlichen Waldes standen neben FOR auch detailliertere, waldabteilungsweise verbuchte Informationen zu den Baumartengruppen BG1-BG6 (siehe Tab. 3) zur Verfügung, welche die Ersetzung des stark generalisierenden Prädiktors FOR (Nadelwald, Laubwald, Mischwald) ermöglichten. Dadurch konnte für die Fläche des öffentlichen Waldes der Einfluss von einzelnen Baumartengruppen auf P_{DAM} untersucht werden.

Zu diesem Zweck wurden zwei WofE-Modelle auf der Basis von Daten, die ausschließlich aus der Fläche des öffentlichen Waldes stammen, erstellt. Die Erarbeitung des ersten WofE-Modells (WM_{off1}) beruhte auf der Prädiktorenkombination (FOR, GEOL, SOIL, TPX, GUST), die schon für die gesamte Waldfläche im Untersuchungsgebiet verwendet wurde. Für die Erstellung des zweiten WofE-Modells (WM_{off2}) wurde FOR durch BG1 und BG2 ersetzt. BG3-BG6 waren für die Modellerstellung von zu geringer Bedeutung ($\text{Stud}(C) \leq 1.96$). Für WM_{off1} und WM_{off2} wurden jeweils W^+ und W^- neu berechnet und die WofE-gekodierten Prädiktorklassen auf der Basis von $\text{Stud}(C)$ generalisiert. Die Prognosegüte der beiden Modelle wurde anhand des AUC-Wertes der sowohl für WM_{off1} als auch für WM_{off2} ermittelten SR-Kurve quantifiziert. Der für WM_{off1} berechnete AUC-Wert betrug 74 %. Der für WM_{off2} berechnete AUC-Wert war marginal niedriger und betrug 73,9 %.

Die durch WM_{off1} und WM_{off2} berechneten P_{DAM} -Werte wurden wiederum den Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen gering, mäßig und hoch zugeordnet. Zur Quantifizierung der Unterschiede im räumlichen Muster der klassifizierten P_{DAM} -Werte wurden die Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen ordinal skaliert (gering: 1; mäßig: 2; hoch: 3). Auf der Grundlage dieser Skalierung wurde für jede Rasterzelle die Differenz zwischen den für WM_{off1} und WM_{off2} klassifizierten P_{DAM} -Werten berechnet. Für 76.2 % aller Datenpunkte ergab sich aus den P_{DAM} -Werten, die durch WM_{off1} und WM_{off2} berechnet wurden, die gleiche Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse (Tab. 12). Für etwa 22 % aller Rasterzellen führte die P_{DAM} -Berechnung durch WM_{off2} zu einer höheren Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklasse als die P_{DAM} -Berechnung durch WM_{off1} .

Tab. 11: *Differenz zwischen ordinal skalierten Sturmschadenswahrscheinlichkeitsklassen (gering: 1; mäßig: 2; hoch: 3), die mit den WofE-Modellen WM_{off1} und WM_{off2} für alle Rasterzellen innerhalb der Fläche des öffentlichen Waldes in Baden-Württemberg berechnet.*

Klassendifferenz P_{DAM} ($WM_{\text{off1}} - WM_{\text{off2}}$)	Waldfläche (km ²)	Waldfläche (%)
-2 ($WM_{\text{off1}} < WM_{\text{off2}}$)	39.9	0.5
-1 ($WM_{\text{off1}} < WM_{\text{off2}}$)	1620.3	21.6
0 ($WM_{\text{off1}} = WM_{\text{off2}}$)	5708.6	76.2
1 ($WM_{\text{off1}} > WM_{\text{off2}}$)	128.2	1.7

5 Diskussion

In dieser Untersuchung wurde die Sturmschadenswahrscheinlichkeit für die gesamte Waldfläche Baden-Württembergs auf der Grundlage von Sturmschadensdaten berechnet, die für die beiden katastrophalen Wintersturmereignisse „Wiebke“ und „Lothar“ vorliegen. Die verwendeten Sturmschadensdatensätze (DS1-DS4) stammen aus verschiedenen Quellen und enthalten ausschließlich Informationen über flächige Sturmschäden (Flächengröße: 0.1-627 ha).

Die angewendete Methodik zur Erstellung klassifizierter P_{DAM} -Karten (Auflösung 50 × 50 m) wurde zunächst anhand von Sturmschäden erprobt, die durch „Lothar“ verursacht und im Rahmen von CLC200 kartiert (DS1) waren (Keil et al. 2005). Die klassifizierten P_{DAM} -Karten wurden auf der Grundlage von P_{DAM} -Werten erstellt, die durch ein WofE- und ein logistisches Regressionsmodell berechnet wurden. Die klassifizierten P_{DAM} -Werte beider Modelle stimmten sehr gut überein. Bei beiden Verfahren ergab sich aus der WofE-rekodierten Prädiktorenkombination ACID, FOR, GEOL, MOIST, LOTHAR und SOIL die stärkste Assoziation zu DAM. Höchste P_{DAM} -Werte traten im nördlichen Schwarzwald, im nördlichen Oberrheinischen Tiefland und auf der Ostalb auf.

Ein ähnliches Prädiktorenkollektiv ergab sich für die zusammenfassende Untersuchung von Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“. Für die Kombination von FOR, GEOL, SOIL, TPX und GUST wurde die stärkste Assoziation zu flächigen Sturmschäden festgestellt. Gebiete, für die die höchsten P_{DAM} -Werte bestimmt wurden, umfassten die Höhenzüge des nördlichen Schwarzwaldes, den Bereich des östlichen Odenwalds, den Virngrund und das Südwestdeutsche Alpenvorland.

Allein die Größe des Untersuchungsgebiets zwingt zu Kompromissen in der Datenanalyse und -verfügbarkeit. So stehen bisher für retrospektive Sturmschadensanalysen keine hochaufgelösten, flächendeckenden, sturmschadensrelevanten Baum- und Bestandesdaten (z. B. aus Waldinventuren) zur Verfügung. Aus diesem Grund wurde auf Fernerkundungsdaten aus dem Corine Land Cover Projekt zurückgegriffen. Obwohl die Fernerkundungsdaten nicht für statistische Analysen wie in dieser Untersuchung erhoben wurden, ermöglichten sie die flächendeckende Berechnung von P_{DAM} im Untersuchungsgebiet.

Für die flächendeckende Berechnung von P_{DAM} standen allerdings nur die bestandesbeschreibenden Variablen Waldtyp und minimale Entfernung einer Sturmschadensfläche zum (westlichen) Bestandesrand zur Verfügung. In früheren Untersuchungen hat sich z. B. gezeigt, dass die Baumart (Lohmander und Helles 1987), Baum- /Bestandesdimensionen (Cremer et al. 1982; Lohmander und Helles 1987; Dobbertin 2002; Kohnle et al. 2003; Hanewinkel et al. 2004; Mayer et al. 2005; Albrecht 2009) oder die waldbauliche Behandlung von Wäldern (Valinger et al. 1993; Jalkanen und Mattila 2000; Sinton et al. 2000; Albrecht 2009) ebenfalls das Auftreten von Sturmschäden beeinflussen können.

Obwohl quasi-statische Prädiktoren wie Waldtyp, Geologie und bodenkundliche Feuchtestufen die flächendeckende P_{DAM} -Berechnung dominieren, ist die Prognosegüte (AUC-Wert von etwa 73 %) des auf der Basis von Sturmschäden infolge von „Wiebke“ und „Lothar“ erstellten WofE-Modells als akzeptabel einzustufen (Hosmer und Lemeshow 2000). Die Prognosegüte liegt damit im Wertebereich anderer Untersuchungen (z. B. Mitchell et al. 2001; Scott und Mitchell 2005). Die Ersetzung des stark generalisierenden Prädiktors FOR durch BG1-BG6 führte zu keiner höheren Prognosegüte. Dies könnte in Bezug auf die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Laubbaumarten u. a. damit zusammenhängen, dass diese im Winter unbelaubt sind. Dadurch könnte die Bedeutung möglicher baumartenspezifischer, sturmschadensrelevanter Eigenschaften sowie deren Einfluss auf P_{DAM} reduziert und durch FOR adäquat repräsentiert werden.

Neben der stark eingeschränkten Verfügbarkeit baum- und bestandesbeschreibender Parameter ist die Charakterisierung der schadenauslösenden Sturmereignisse ebenso verbesserungswürdig. Obwohl die hier verwendeten Maximalböengeschwindigkeitsfelder schon erfolgreich für die Abschätzung des Wintersturmriskos an Gebäuden eingesetzt wurden (Heneka et al. 2006), erscheint die Approximation der Windwirkung in Wäldern durch sie nicht ausreichend zu sein, um großräumige Schadensmuster erklären zu können. Die Normierung der Maximalböengeschwindigkeitsfelder nach Klawa und Ulbrich (2003), die durchgeführt wurde, um der Anpassung von Bäumen an das lokale Windklima Rechnung zu tragen, führte zu keiner Verbesserung der erzielten Ergebnisse.

Ein plausibler Grund für die eingeschränkte Verwendbarkeit der Maximalböengeschwindigkeitsfelder könnte in den Unterschieden im Reaktionsverhalten von Bäumen auf Windlasten gegenüber dem Reaktionsverhalten von Gebäuden liegen. Bäume sind im Gegensatz zu Gebäuden sehr flexible Strukturen. Sie reagieren sowohl quasistatisch als auch dynamisch auf Windlasten. Bis zum heutigen Tag ist noch nicht vollständig geklärt, unter welchen Umständen und infolge welcher Windlasten Bäume versagen. Alle bisherigen Freilanduntersuchungen (z. B. Mayer 1987, 1989; Gardiner 1995; Peltola 1996; Rudnicki et al. 2001; Schindler 2008; Sellier et al. 2008), deren Zielsetzung die Verbesserung des Verständnisses der dynamischen Windlastübertragung auf Bäume war, wurden in Windgeschwindigkeitsbereichen durchgeführt, die weit unter der Belast-

barkeitsgrenze von Bäumen und Beständen liegen. Da die Windlastübertragung auf Bäume nicht-linearen Prozessen unterliegt, ist ein Transfer der Ergebnisse dieser Untersuchungen auf Bedingungen, unter den es zu Sturmschäden in Wäldern kommt, nur schwer möglich. Eine der größten Herausforderungen im Bereich der Wind-Baum-Interaktionen für die Zukunft ist somit die Verbesserung des Verständnisses windinduzierter Baumreaktionsmuster während Schaden verursachender Sturmereignisse sowohl auf Einzelbaum- als auch Bestandesebene. Soweit den Autoren bekannt ist, wurden bis heute in keinem statistischen Sturmschadenswahrscheinlichkeitsmodell Strömungskenngrößen effizient als Prädiktor für das Auftreten von Sturmschäden in Wäldern implementiert. Aufgrund dieses Mangels kann die Frage nach dem Anteil der katastrophalen Stürme „Wiebke“ und „Lothar“ am beobachteten Schadensausmaß nicht abschließend beantwortet werden.

Trotz der erläuterten Defizite stellen die präsentierten P_{DAM} -Karten die ersten flächendeckenden Abschätzungen der Sturmschadenswahrscheinlichkeit im Untersuchungsgebiet auf der Basis zweier katastrophaler Sturmereignisse dar. In einem gewissen Maß können die P_{DAM} -Karten für das derzeitige Wintersturmgeschehen als repräsentativ gelten, da nach Heneka et al. (2006) während fast aller schweren Wintersturmereignisse über Baden-Württemberg im Zeitraum 1971-2000 westliche Windrichtungen vorherrschten. Zudem scheint sich die Ausprägung des zukünftigen Wintersturmgeschehens über Baden-Württemberg gegenüber heute mit großer Wahrscheinlichkeit nicht gravierend zu ändern (Albrecht et al. 2009). Mit Bezug auf Winterstürme ist es daher sehr wahrscheinlich, dass die Regionen, in denen durch „Wiebke“ und „Lothar“ große Waldbereiche geschädigt wurden, auch in Zukunft die Regionen sein werden, in denen flächige Sturmschäden auftreten.

Die erstellten Sturmschadenswahrscheinlichkeitskarten stellen eine vielseitig einsetzbare Grundlage für Anwendungen in Forstwirtschaft und Forstverwaltung dar. Sie können z. B. in forstplanerische oder waldbauliche Entscheidungsprozesse einbezogen werden. Konkrete mittelfristige Maßnahmen zur Reduktion von Sturmschäden in Wäldern lassen sich aus den flächigen Sturmschadenswahrscheinlichkeitsinformationen zwar nicht ableiten, aber die Kombination mit Ergebnissen, die in anderen Untersuchungen zu Sturmschäden in den Wäldern Baden-Württembergs ermittelt wurden, erscheint vielversprechend. So könnten z. B. Ergebnisse, die zum Einfluss der Baum und Bestandeshöhe auf die Ausprägung von Sturmschäden erzielt wurden (Wangler 1974; Cremer et al. 1982; Schmid-Haas and Bachofen 1991; Hanewinkel et al. 2004; Albrecht 2009), mit Ergebnissen dieser Untersuchung verknüpft werden. Mit diesem kombinierten Ansatz könnten Sturmschäden auf Standorten, für die hohe Wintersturmschadenswahrscheinlichkeiten ermittelt wurden, z. B. durch die Reduktion des angestrebten Bestandesalters bzw. der angestrebten Bestandeshöhe minimiert werden.

Dankesworte

Das Verbundprojekt „Strategien zur Reduzierung des Sturmschadensrisikos für Wälder“ (RESTER) ist Teil des Forschungsprogramms „Herausforderung Klimawandel“. Die Arbeiten im Rahmen dieses Forschungsprogramms wurden vom Umweltministerium Baden-Württemberg gefördert.

Literatur

- Albrecht, A., 2009:** „Sturmschadensanalysen langfristiger waldwachstumskundlicher Versuchsflächendaten in Baden-Württemberg“, Schriftenreihe Freiburger Forstliche Forschung, Nr. 42
- Allison, D., 2007:** „Logistic regression using the SAS® system. Theory and application“, SAS Institute Inc., Cary, North Carolina
- Baker, S.G., Kramer, B.S., 2007:** „Peirce, Youden, and Receiver Operating Characteristic Curves“, *The American Statistician*, 61, 343-346
- Bedacht, E., Grimm, T., Miesen, P., Weindl, H., 2008:** „Stürme: Schadenrisiken und ihre Modellierung“, *promet*, 34, 40-45
- Bengtsson, L., Hodges, K.I., Roeckner, E., Brokopf, R., 2006:** „On the natural variability of the pre-industrial European climate“, *Climate Dynamics*, 27, 743-760
- Bonham-Carter, G.F., 1994:** „Geographic Information Systems for geoscientists: Modeling with GIS“, Pergamon, Oxford
- Bücking, W., 2006:** „Sturmwurfbannwälder nach ‚Wiebke‘ und ‚Lothar‘ in Baden-Württemberg“, *Waldschutzgebiete Baden-Württemberg*, 9, 1-14
- Chung, C.F., Fabbri, A.G., 1999:** „Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping“, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 65, 1388-1399
- Cremer, K.W., Borough, C.J., McKinnel, F.H., Carter, P.R., 1982:** „Effects of stocking and thinning on wind damage in plantations“, *New Zealand Journal of Forestry Science* 12, 244-268
- Clarke, R., 2001:** „Lothar and Martin“, *WMO Bulletin*, 50, 54-59
- Dobbertin, M., 2002:** „Influence of stand structure and site factors on wind damage comparing the storms Vivian and Lothar“, *Forest Snow and Landscape Research*, 77, 187-205
- van den Eeckhaut, M., Vanwalleggem, T., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G., Vandekerckhove, L., 2006:** „Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: a case-study in the Flemish Ardennes (Belgium)“, *Geomorphology*, 76, 392-410
- Ehler, C., 2005:** „Untersuchung zur Anwendbarkeit des schottischen Sturmschadensrisikomodells ForestGALES für Waldbestände in Baden-Württemberg“, Diplomarbeit, Meteorologisches Institut, Universität Freiburg, pp. 95
- Gardiner, B.A., 1995:** „The interactions of wind and tree movement in forest canopies“, In: M.P. Coutts, J. Grace (Hrsg.) *Wind and Trees*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 41-59
- Gardiner, B., Peltola, H., Kellomäki, S., 2000:** „Comparison of two models for predicting the critical wind speeds required to damage coniferous trees“, *Ecological Modelling*, 129, 1-23
- Gardiner, B., Marshall, B., Achim, A., Belcher, R., Wood, C., 2005:** „The stability of different silvicultural systems: a wind-tunnel investigation“, *Forestry*, 78, 471-484
- Gardiner, B., Byrne, K., Hale, S., Kamimura, K., Mitchell, S.J., Peltola, H., Ruel, J.-C., 2008:** „A review of mechanistic modelling of wind damage risk to forests“, *Forestry*, 81, 447-463
- Greeves, C.Z., Pope, V.D., Stratton, R.A., Martin, G.M., 2007:** „Representation of Northern Hemisphere winter storm tracks in climate models“, *Climate Dynamics*, 28, 683-702
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1999:** „Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy“, *Geomorphology*, 31, 181-216
- Hanewinkel, M., 2005:** „Neural networks for assessing the risk of windthrow on the forest division level: a case study in Southwest Germany“, *European Journal of Forest Research*, 124, 243-249
- Hanewinkel, M., Zhou, W., Schill, C., 2004:** „A neural network approach to identify forest stands susceptible to wind damage“, *Forest Ecology and Management*, 196, 227-243
- Hartebrodt, C., 2004:** „The impact of storm damage on small-scale forest enterprises in the south-west of Germany“, *Small-scale Forest Economics, Management and Policy*, 3, 203-222

- Heneka, P., Hofherr, T., Kottmeier, B., 2006:** „Winter storm risk of residential structures – model development and application to the German state of Baden-Württemberg“, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 721-733
- Hosmer, D.W., Lemeshow, S., 2000:** „Applied logistic regression“, Wiley & Sons, New York
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001: „The North Atlantic Oscillation“, *Science*, 291, 603-605
- Jalkanen, A., Mattila, U., 2000:** „Logistic regression model for wind and snow damage in northern Finland based on the National Forest Inventory data“, *Forest Ecology and Management*, 135, 315-330
- Kändler, G., Bösch, B., Schmidt, M., 2005:** „Wesentliche Ergebnisse der zweiten Bundeswaldinventur in Baden-Württemberg - Rückblick und Ausblick“, *Forstarchiv*, 60, 45-49
- Keil, M., Kiefl, R., Strunz, G., 2005: „CORINE Land Cover 2000 - Germany“, Final Report - Wessling
- Klawa, M., Ulbrich, U., 2003:** „A model for the estimation of storm losses and the identification of severe winter storms in Germany“, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 725-743
- Kreuzer, N.-A., 2009:** „Untersuchungen zur Anwendbarkeit des mechanistischen Sturmschadensmodells HWIND auf Wälder in Baden-Württemberg“, Diplomarbeit, Meteorologisches Institut, Universität Freiburg, pp. 97
- Kohnle, U., Gauckler, S., Risse, F.J., Stahl, S., 2003:** „Orkan Lothar im Spiegel der Betriebsinventur und Einschlagbuchführung: Auswirkungen auf einen Forstbezirk im Randbereich des Sturms“, *Allgemeine Forstzeitschrift - Der Wald*, 58, 1203-1207
- Lätt, N., 1991:** „Zum Zusammenhang zwischen Kronenschäden und Windfallanteil“, *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen*, 142, 109-131
- Lanquaye-Opoku, N., Mitchell, S.J., 2005:** „Portability of stand-level empirical windthrow risk models“, *Forest Ecology and Management*, 216, 134-148
- Leckebusch, G.C., Koffi, B., Ulbrich, U., Pinto, J., Spangehl, T., Zacharias, S., 2006:** „Analysis of frequency and intensity of winter storm events in Europe on synoptic and regional scales from a multi-model perspective“, *Climate Research, Special Issue to the Mice Project*, 31, 59-74
- Lindemann, J.D., Baker, W.L., 2002:** „Using GIS to analyse a severe forest blowdown in the Southern Rocky Mountains“, *International Journal of Geographical Information Science*, 16, 377-399
- Lohmander, P., Helles, F., 1987:** „Windthrow probability as a function of stand characteristics and shelter“, *Scandinavian Journal of Forest Research*, 2, 227-238
- Mathew, J., Jha, V.K., Rawat, G.S., 2007:** „Weights of evidence modelling for landslide hazard zonation mapping in part of Bhagirathi valley“, *Uttarakhand, Current Science*, 92, 628-638
- Mayer, H., 1987:** „Wind-induced tree sways“, *Trees*, 1, 195-206
- Mayer, H., 1989:** „Windthrow“, *Philosophical Transactions of the Royal Society London B*, 324, 267-281
- Mayer, P., Brang, P., Dobbertin, M., Hallenbarter, D., Renaud, J.-P., Walthert, L., Zimmermann, S., 2005:** „Forest storm damage is more frequent on acidic soils“, *Annals of Forest Science*, 62, 303-311
- Miller, K.F., Quine, C.P., Hunt, J., 1987:** „The assessment of Wind exposure for forestry in upland Britain“, *Forestry*, 60, 179-192
- Mitchell, S.J., 1995:** „A synopsis of windthrow in British Columbia: occurrence, implications, assessment and management“, In: MP Coutts, J Grace (Hrsg.) *Wind and Trees*, Cambridge University Press, Cambridge, 448-459
- Mitchell, S.J., Hailemariam, T., Kulis, Y., 2001:** „Empirical modeling of cutblock edge windthrow risk on Vancouver Island, Canada, using stand level information“, *Forest Ecology and Management*, 154, 117-130

- MLR (Ministerium für Ländlichen Raum)(Hrsg.), 1994:** „Dokumentation der Sturmschäden 1990“, Schriftenreihe Landesforstverwaltung Baden-Württemberg, Nr. 75, 9-61
- Nicoll, B.C., Achim, A., Mochan, S., Gardiner, B.A., 2005:** „Does steep terrain influence tree stability? A field investigation“, *Canadian Journal of Forest Research*, 35, 2360-2367
- Nicoll, B.C., Gardiner, B.A., Rayner, B., Peace, A.J., 2006:** „Anchorage of coniferous trees in relation to species, soil type, and rooting depth“, *Canadian Journal of Forest Research*, 36, 1871-1883
- Nielsen, C.C.N., 1990:** „Einflüsse von Pflanzenabstand und Stammzahlhaltung auf Wurzelform, Wurzelbiomasse, Verankerung sowie auf die Biomasseverteilung im Hinblick auf die Sturmfestigkeit der Fichte“, Schriften aus der Forstl. Fakultät der Universität Göttingen und der Niedersächsischen Forstl. Versuchsanstalt, Nr. 100, Sauerländer's Verlag, Frankfurt a. M.
- Niklas, K.J., 1992:** „Plant biomechanics - An engineering approach to plant form and function“, University of Chicago Press, Chicago
- Pearce, P., Lloyd, D., McConnell, D., 2001:** „The post-Christmas "French" storms of 1999“, *Weather*, 56, 81-91
- Peltola, H., Kellomäki, S., 1993:** „A mechanistic model for calculating windthrow and stem breakage“, *Silva Fennica*, 27, 99-111
- Peltola, H., 1996:** „Swaying of trees in response to wind and thinning in a stand of Scots pine“, *Boundary-Layer Meteorology*, 77, 285-304
- Peltola, H., Kellomäki, S., Väisänen, H., Ikonen, V.-P., 1999:** „A mechanistic model for assessing the risk of wind and snow damage to single trees and stands of Scots pine, Norway spruce and birch“, *Canadian Journal of Forest Research*, 29, 647-661
- Peltola, H., Kellomäki, S., Hassinen, A., Granander, M., 2000:** „Mechanical stability of Scots pine, Norway spruce and birch: an analysis of tree-pulling experiments in Finland“, *Forest Ecology and Management*, 135, 143-153
- Piegorsch, W.W., Bailer, A.J., 2005:** „Analyzing Environmental Data“, John Wiley & Sons, Chichester
- Pfister, C., 1999:** „Winterstürme“, In: C. Pfister, *Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496-1995)*, 246-255
- Polomski, J., Kuhn, N., 2001:** „Wurzelhabitus und Standfestigkeit der Waldbäume“, *Forstwissenschaftliches Centralblatt*, 120, 303-317
- Quine, C.P., White, I.M.S., 1993:** „Revised windiness scores for the windthrow hazard classification: The revised scoring method“, *Research Information Note 230*. Forestry Commission, Farnham, UK
- Quine, C.P., White, I.M.S., 1994:** „Using the relationship between rate of tatter and topographic variables to predict site windiness in upland Britain“, *Forestry*, 73, 245-256
- Quine, C.P., White, I.M.S., 1998:** „The potential of distance-limited topex in the prediction of site windiness“, *Forestry*, 71, 325-332
- Quine, C.P., Gardiner, B.A., 2007:** „Understanding how the interaction of wind and trees results in windthrow, stem breakage, and canopy gap formation“, In: E.A. Johnson, K. Miyanishi (Hrsg.) *Plant Disturbance ecology - The process and the response*, Elsevier, Amsterdam, 103-155
- Raines, G.L., 2006:** „Resource materials for a GIS spatial analysis course. U.S. Geological Survey“, Open file report 01-221, <http://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-221/>
- Raines, G.L., Bonham-Carter, G.F., Kemp, L., 2000:** „Predictive probabilistic modelling using ArcView GIS“, <http://www.esri.com/news/arcuser/0400/files/wofe.pdf>
- Romero-Calcerrada, R., Novello, C.J., Millington, J.D.A., Gomez-Jimenez, I., 2008:** „GIS analysis of spatial patterns of human-caused wildfire ignition in the SW of Madrid (Central Spain)“, *Landscape Ecology*, 23, 341-354

- Rottmann, M., 1986:** „Wind- und Sturmschäden im Wald“, Sauerländer's Verlag, Frankfurt am Main
- Rudnicki, M., Silins, U., Liefers, V.J., Josi, G., 2001:** „Measure of simultaneous tree sways and estimation of crown interactions among a group of trees“, *Trees*, 15, 83-90
- SAS Institute Inc. (Hrsg.) 1995:** „Logistic regression examples using the SAS® system“, SAS Institute Inc., Cary, North Carolina
- Sawatzky, D.L., Raines, G.L., Bonham-Carter, G.F., Looney, C.G., 2004:** „ARCSDM3.1: ArcMAP extension for spatial data modelling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural network analysis“, <http://www.ige.unicamp.br/sdm/ArcSDM31/>
- Schelhaas, M.-J., Nabuurs, G.-J., Schuck A., 2003:** „Natural disturbances in the European forests in the 19th and 20th centuries“, *Global Change Biology*, 9, 1620-1633
- Schindler, D., 2008:** „Responses of Scots pine trees to dynamic wind loading“, *Agricultural and Forest Meteorology*, 148, 1733-1742
- Schindler, D., Grebhan, K., Albrecht, A., Schönborn, J., 2009:** „Modelling the wind damage probability in forests in Southwestern Germany for the 1999 winter storm 'Lothar'“, *International Journal of Biometeorology*, 53, 543-554
- Schindler, D., Grebhan, K., Albrecht, A., Kohnle, U., Mayer, H., 2010:** „GIS-based estimation of the winter storm damage probability in forests: A case study from Baden-Wuerttemberg (Southwest Germany)“, eingereicht bei *European Journal of Forest Research*
- Schmid-Haas, P., Bachofen, H., 1991:** „Die Sturmgefährdung von Einzelbäumen und Beständen“, *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen*, 142, 477-504
- Schmidt, M., Bayer, J., Kändler, G., 2006:** „Sturm "Lothar" - Ansatz einer inventurbasierten Risikoanalyse“, *DVFFA-Sektion Ertragskunde*, 5-20
- Schmoeckel, J., Kottmeier, C., 2008:** „Storm damage in the Black Forest caused by the winter storm „Lothar“ – Part 1: Airborne damage assessment“, *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 8, 795-803
- Schütz, J.-P., Götz, M., Schmid, W., Mandallaz, D., 2006:** „Vulnerability of spruce (*Picea abies*) and beech (*Fagus sylvatica*) forest stands to storms and consequences for silviculture“, *European Journal of Forest Research*, 125, 291-302
- Scott R.E., Mitchell S.J., 2005:** „Empirical modelling of windthrow risk in partially harvested stands using tree, neighbourhood, and stand attributes“, *Forest Ecology and Management*, 218, 193-209
- Sellier, D., Brunet, Y., Fourcaud, T., 2008:** „A numerical model of tree aerodynamic response to a turbulent airflow“, *Forestry* 81, 279-297
- Sinton, D.S., Jones, J.A., Ohmann, J.L., Swanson, F.J., 2000:** „Windthrow disturbance, forest composition, and structure in the Bull Run Basin, Oregon“, *Ecology*, 81, 2539-2556
- Ulbrich, U., Fink, A.H., Klawa, M., Pinto, J.G., 2001:** „Three extreme storms over Europe in December 1999“, *Weather*, 56, 70-80
- Valinger, E., Lundquist, L., Bondesson, L., 1993:** „Assessing the risk of snow and wind damage from tree physical characteristics“, *Forestry*, 66, 249-260
- Wernli, H., Dirren, S., Liniger, M.A., Zillig, M., 2002:** „Dynamical aspects of the life cycle of the winterstorm Lothar (24-26 December 1999)“, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 405-429
- Weber, R.O., Furger, M., 2001:** „Climatology of near-surface wind patterns over Switzerland“, *International Journal of Climatology*, 21, 809-827
- Whiteman, C.D., Doran, J.C., 1993:** „The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a valley“, *Journal of Applied Meteorology*, 32, 1669-1682
- Zweig, M.H., Campbell, G., 1993:** „Receiver-Operating Characteristic (ROC) plots: A fundamental evaluation tool in clinical medicine“, *Clinical Chemistry*, 39, 561-577

Publikationen aus dem Projekt

- Albrecht, A., Schindler, D., Grebhan, K., Kohnle, U., Mayer, H., 2008:** „Klimawandel und Stürme über Europa - eine Literaturübersicht“, FVA-einblick, 1/2008, 20-23
- Albrecht, A., Schindler, D., Grebhan, K., Kohnle, U., Mayer, H., 2009:** „Sturmaktivität über der nordatlantisch-europäischen Region vor dem Hintergrund des Klimawandels - eine Literaturübersicht“, Allgemeine Forst- und Jagdzeitung, 180, 109-118
- Ehler, C., 2005:** „Untersuchung zur Anwendbarkeit des schottischen Sturmschadensrisikomodells ForestGALES für Waldbestände in Baden-Württemberg“, Diplomarbeit, Meteorologisches Institut, Universität Freiburg, pp. 95
- Fugmann, H., Schindler, D., Mayer, H., 2009:** „A dynamic tree sway model“, In: Mayer, H., Schindler, D. (Eds.): Proc. 2nd International Conference “Wind Effects on Trees”, Berichte des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg, Nr. 19, 269-275
- Grebhan, K., Schindler, D., Mayer, H., 2009:** „GIS-based modeling for evaluation of wind damage probability in forests in Southwest Germany“, In: Mayer, H., Schindler, D. (Eds.): Proc. 2nd International Conference “Wind Effects on Trees”, Berichte des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg, Nr. 19, 263-268
- Kreuzer, N.-A., 2009:** „Untersuchungen zur Anwendbarkeit des mechanistischen Sturmschadensmodells HWIND auf Wälder in Baden-Württemberg“, Diplomarbeit, Meteorologisches Institut, Universität Freiburg, pp. 97
- Schindler, D., 2008:** „Responses of Scots pine trees to dynamic wind loading“, Agricultural and Forest Meteorology, 148, 1733-1742
- Schindler, D., Fugmann, H., Schönborn, J., 2009:** „Responses of Scots pine trees to nearsurface airflow“, In: Mayer, H., Schindler, D. (Eds.): Proc. 2nd International Conference “Wind Effects on Trees”, Berichte des Meteorologischen Instituts der Univ. Freiburg, Nr. 19, 89-94
- Schindler, D., Fugmann, H., Mayer, H., 2010:** „Coherent response of a group of Scots pine trees to wind loading“, eingereicht bei European Journal of Forest Research
- Schindler, D., Grebhan, K., Albrecht, A., Schönborn, J., 2009:** „Modelling the wind damage probability in forests in Southwestern Germany for the 1999 winter storm ‘Lothar’“, International Journal of Biometeorology, 53, 543-554
- Schindler, D., Grebhan, K., Albrecht, A., Kohnle, U., Mayer, H., 2010:** „GIS-based estimation of the winter storm damage probability in forests: A case study from Baden-Wuerttemberg (Southwest Germany)“, eingereicht bei European Journal of Forest Research
- Schindler, D., Vogt, R., Fugmann, H., Rodriguez, M., Schönborn, J., Mayer, H., 2010:** „Vibration behavior of plantation-grown Scots pine trees in response to wind excitation“, Agricultural and Forest Meteorology, doi:10.1016/j.agrformet.2010.03.003