

**Vorhersage der Leistungsabgabe
netzeinspeisender Windkraftanlagen
zur Unterstützung der Kraftwerkseinsatzplanung**

Vom Fachbereich Physik der
Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
zur Erlangung des Grades eines

Doktors der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat.)

angenommene Dissertation

Kai Mönnich
geboren am 20.01.1965 in Münster / Westfalen

Referenten:

Erstreferent: Prof. Dr. Jürgen Parisi

1. Korreferent: Prof. Dr. Joachim Peinke

2. Korreferent: Prof. Dr. Hans Georg Beyer

Fachbereich Physik, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg

Tag der Disputation: 07.09.2000

Oldenburg

Danke

Mein Dank gilt . . .

der Hans-Böckler-Stiftung für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit, durch die diese erst ermöglicht wurde, und ihr hervorragendes Seminarprogramm. In diesem Sinne auch den vielen StipendiatInnen, die im Rahmen der stipendiatischen AG's mit großem Engagement viele Veranstaltungen vorbereiteten und durchführten;

Wolfgang Schmidt (†) für die Betreuung der Arbeit in ihrer Anfangsphase;

Hans-Peter "Igor" Waldl und Detlev Heinemann für ihre Unterstützung vor und während der Dissertationszeit und ihr offenes Ohr bei Fragen;

Jürgen Parisi für die problemlose Fortführung der Betreuung nach der Emeritierung von Wolfgang Schmidt;

Harald Mellinghoff, Ulrich Focken und Matthias Lange für ihre Arbeiten, die mit in dieses Werk eingeflossen sind, die konstruktiven Diskussionen und die gute Zusammenarbeit;

der gesamten Energielabor-Crew für das angenehme Arbeitsklima;

Hans Georg Beyer und Joachim Peinke für ihre Bereitschaft, die Aufgabe der Korreferenzen zu übernehmen;

last but not least meiner Frau Ulli fürs Korrekturlesen und die vielen schönen Stunden mit ihr.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	7
1.1	Windenergienutzung in Deutschland	7
1.2	Fluktuationen der Windgeschwindigkeit und Leistungsabgabe	7
1.3	Über die Kraftwerkseinsatzplanung	10
1.4	Bemerkungen zu Windpotential und Windvorhersage	12
1.5	Zielsetzung und Aufbau dieser Arbeit	12
2	Dynamik der Atmosphäre	15
2.1	Vertikale Struktur der unteren Atmosphäre	15
2.2	Kräfte in der Atmosphäre	16
2.3	Strömungsmechanische Grundgleichungen	21
2.4	Die bodennahe Grenzschicht	22
2.5	Thermische Schichtung der Atmosphäre	27
3	Modelle zur Vorhersage des bodennahen Windes	35
3.1	Überblick über existierende Vorhersageverfahren	35
3.2	Das numerische Deutschlandmodell des Deutschen Wetterdienstes	37
3.3	Das Oldenburger Vorhersagemodell	38
4	Methode der räumlichen Verfeinerung	40
4.1	Transformation des Modellwindes auf Nabenhöhe	40
4.2	Berücksichtigung inhomogener Geländerauhigkeiten	43
4.3	Berücksichtigung der thermischen Schichtung der Atmosphäre	48
4.4	Berücksichtigung komplexen Geländes	52
4.5	Berücksichtigung von Windparkeffekten	54
5	Die Datenbasis	57
5.1	Vorhersagedaten des <i>Deutschen Wetterdienstes</i>	57
5.2	Meßdaten	61
6	Modellergebnisse	65
6.1	Windgeschwindigkeit und -richtung	65
6.2	Leistungsvorhersage	70

6.3	Vorhersagezeitraum und Tagesgang	71
6.4	Vorhersagen mit Online-Daten 1999	77
6.5	Variation der Höhentransformation	78
6.6	Einfluß der Einzelmodelle auf die Vorhersagegenauigkeit	82
7	Model Output Statistics (MOS)	86
7.1	Statistische Postprozessoren	86
7.2	Maximales Verbesserungspotential	87
7.3	Anwendung	89
8	Sensitivitätsanalyse von Modellparametern	95
8.1	Variation der Rauheitslänge	95
8.2	Variation des vertikalen Wärmeflusses	97
9	Summenleistungsabgabe von Windkraftanlagen in einer Region	99
9.1	Räumliche Korrelation der Abweichungen	99
9.2	Räumliche Ausgleichseffekte für Regionen unterschiedlicher Größe	101
10	Unsicherheiten der Vorhersage	106
10.1	Einfluß der Wahl des <i>Deutschlandmodell</i> -Modellevels	106
10.2	Abhängigkeit von der Höhe der abgegebenen Leistung	112
10.3	Abhängigkeit von der untersuchten Standortkategorie	116
10.4	Abhängigkeit von der Leistungsklasse der Windkraftanlagen	118
10.5	Einfluß der Abweichung zwischen realer und theoretischer Leistungskennlinie	119
10.6	Berücksichtigung der bisherigen Ergebnisse	124
11	Zusammenfassung und Ausblick	125
12	Anhang	128
12.1	Mittelung der Daten des <i>Deutschlandmodell</i>	128
12.2	Verwendete statistische Größen	129
12.3	Statistische Größen und Erläuterungen zu regionalen Effekten	130
12.4	Berechnung der Höhe der <i>Deutschlandmodell</i> -Level	131

Verwendete Symbole und Abkürzungen

Symbol	Bemerkung	Einheit
A	Konstante des Geostrophischen Reibungsgesetzes (= 1.8)	–
α	Winkel zwischen geostrophischem und Oberflächenwind	rad
B	Konstante des Geostrophischen Reibungsgesetzes (= 4.5)	–
c_p	Spezifische Wärme	J/kg K
ϵ_A	Energieproduktionsrate	K/s
η	Viskosität	kg/m s
η_{park}	Wirkungsgrad eines Windparks	–
f	Coriolisparameter (= $2\Omega \sin \phi$)	1/s
\vec{F}_c	Corioliskraft	N
G	Geostrophische Windgeschwindigkeit	m/s
g	Erdbeschleunigung	m/s ²
g_0	Erdbeschleunigung (= 9.80)	m/s ²
Γ	Trockenadiabatischer vertikaler Temperaturgradient	K/m
γ	Realer vertikaler Temperaturgradient	K/m
h	Geopotentielle Höhe	gpm
h	Höhe der internen Grenzschicht	m
H	Vertikaler Wärmefluß	K m/s
\vec{K}	Körperkräfte	N
κ	Von-Kármán-Konstante (= 0.4)	–
L	Monin-Obukhov-Länge	m
μ	Stabilitätsparameter Geostrophisches Reibungsgesetz	–
ν	Dynamische Viskosität	m ² /s ²
Ω	Winkelgeschwindigkeit der Erde	rad/s
P	Leistung	kW
p	Druck	N/m ²
p_0	Druck der Standardatmosphäre	N/m ²
ϕ	Breitengrad	rad
Φ	Geopotential	m ² /s ²
Φ	$\frac{\text{aktueller vertikaler Windgeschwindigkeitsgradient}}{\text{Windgeschwindigkeitsgradient bei neutraler Schichtung}}$	–
$\Psi \left(\frac{z}{L} \right)$	Korrekturfunktion des logarithmischen Windprofils	–
R_f	Fluß-Richardson-Zahl	–
R_i	Gradient-Richardson-Zahl	–
ρ	Dichte der Luft (= 1.25)	kg/m ³
σ	Standardabweichung	–
σ^2	Varianz	–
t	Zeit	s
T	Temperatur	K
τ_h	Schubspannung	N/m ²

τ_h^l	Laminarer Teil der Schubspannung	N/m ²
τ_h^t	Turbulenter Teil der Schubspannung	N/m ²
θ	Potentielle Temperatur	K
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit	m/s
u	Horizontale Windgeschwindigkeitskomponente	m/s
u'	Fluktuation der horizontalen Windgeschwindigkeitskomp.	m/s
\vec{v}	Geschwindigkeit	m/s
w	Vertikale Windgeschwindigkeitskomponente	m/s
w'	Fluktuation der vertikalen Windgeschwindigkeitskomp.	m/s
z	Höhe über Grund	m
z_0	Rauhigkeitslänge	m

Bezeichnungen & Abkürzungen:

a.g.l.	above ground level
Bias	Mittlere vorhergesagte Größe – mittlere gemessene Größe
CET	Central European Time
DM	Deutschlandmodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
EVU	Energieversorgungsunternehmen
IBL	Internal Boundary Layer (interne Grenzschicht)
ISST	Institut für Solare Energieversorgungstechnik
LM	Lokalmodell
MOS	Model Output Statistics (Regressionsverfahren zwischen Vorhersage- und Meßwerten)
m.s.l.	mean sea level
RMSE	Root Mean Square Error (Fehlermaß für die Abweichung zwischen Vorhersage und Messung)
WA ^s P	Wind Atlas Analysis and Application Program
UTC	Universal Time Coordinated
WMEP	Wissenschaftliches Meß- und Evaluierungsprogramm (auch 250 MW-Wind-Programm genannt)
Volles Modell	Transformation über den geostrophischen Wind unter Benutzung aller Detailmodelle
Einfaches Modell	Transformation über den geostrophischen Wind ohne Benutzung der Detailmodelle
Lokal	Vorhersagen für den Standort mit dem (vollen) Verfeinerungsmodell

1 Einleitung

1.1 Windenergienutzung in Deutschland

Deutschland hat im letzten Jahrzehnt einen sehr starken Ausbau der Windenergienutzung erlebt. Diese Entwicklung ist auf die Einführung des Stromeinspeisegesetzes zum 1. Januar 1991 zurückzuführen. Dieses Gesetz verpflichtete die Energieversorgungsunternehmen (EVU), den in ihren Versorgungsgebieten aus regenerativen Energien gewonnenen Strom zu einem festgelegten Tarif abzunehmen und sicherte auf diese Weise die Wirtschaftlichkeit der Windenergienutzung.

Am Anfang des neuen Jahrtausends betrug die gesamte in Deutschland installierte Nennleistung aus ca. 8000 Windkraftanlagen über 4500 MW [15] mit steigender Tendenz. Zum Vergleich dazu: Die Spitzenleistung eines modernen Kernkraftwerksblocks liegt zwischen 1000 und 1300 MW. Besonders in den windreichen nördlichen Bundesländern hat die Windenergie heute einen hohen Anteil an der Stromerzeugung erreicht; es kann zeitweise ein erheblicher Teil der elektrischen Last durch Windenergie gedeckt werden. In Schleswig-Holstein betrug der Anteil der Windenergie an der Stromerzeugung Ende 1999 rund 17.5 % bei einer installierten Leistung von über 950 MW (siehe auch Abbildung 1 und Tabelle 1). Mit dem Inkrafttreten des *Erneuerbare-Energien-Gesetzes* am 1. April 2000 findet das Stromeinspeisegesetz in modifizierter Form seine Fortsetzung, so daß auch für die Zukunft eine deutlich steigende installierte Leistung zu erwarten ist. Diese Annahme ist berechtigt durch die politische Zielsetzung der derzeitigen Bundesregierung, die eine Verdoppelung des Anteils erneuerbarer Energien bis 2010 und einen Anteil von 50 % an der Stromerzeugung im Jahr 2050 erreichen will[31]. Des weiteren werden Windkraftanlagen immer leistungsstärker und werden mittelfristig die älteren kleinen Anlagen an den windreichen Küstenstandorten ersetzen. Dieser Ersatz findet bereits statt und wird als *Repowering* bezeichnet. Dies wird zu Anteilen der Windenergie in den regionalen Stromnetzen von zum Teil über 20 % der elektrischen Leistung führen.

Vergleichsweise hohe Anteile sind auch schon mit einer relativ geringen installierten Windenergieleistung zu erzielen, was am Beispiel Mecklenburg-Vorpommerns zu erkennen ist (siehe Tabelle 1). Werden gleichzeitig Stromeinsparpotentiale genutzt, so daß die elektrische Last sinkt, steigt der Anteil der Windenergie an der Stromversorgung weiter.

1.2 Fluktuationen der Windgeschwindigkeit und Leistungsabgabe

Die Windgeschwindigkeit, und damit das Windenergieangebot, ist geprägt von sehr starken natürlichen Schwankungen. Diese erstrecken sich vom Subsekundenbereich, in dem die Schwankungen durch Turbulenz dominiert werden, bis hin zum langfristigen Wettergeschehen, das Schwankungen bis über mehrere Jahre verursacht.

Schwankungen im Sekundenbereich werden bei der Leistungsabgabe von Windkraftanlagen durch die überstrichene Rotorfläche und durch die Massenträgheit des Rotors und der

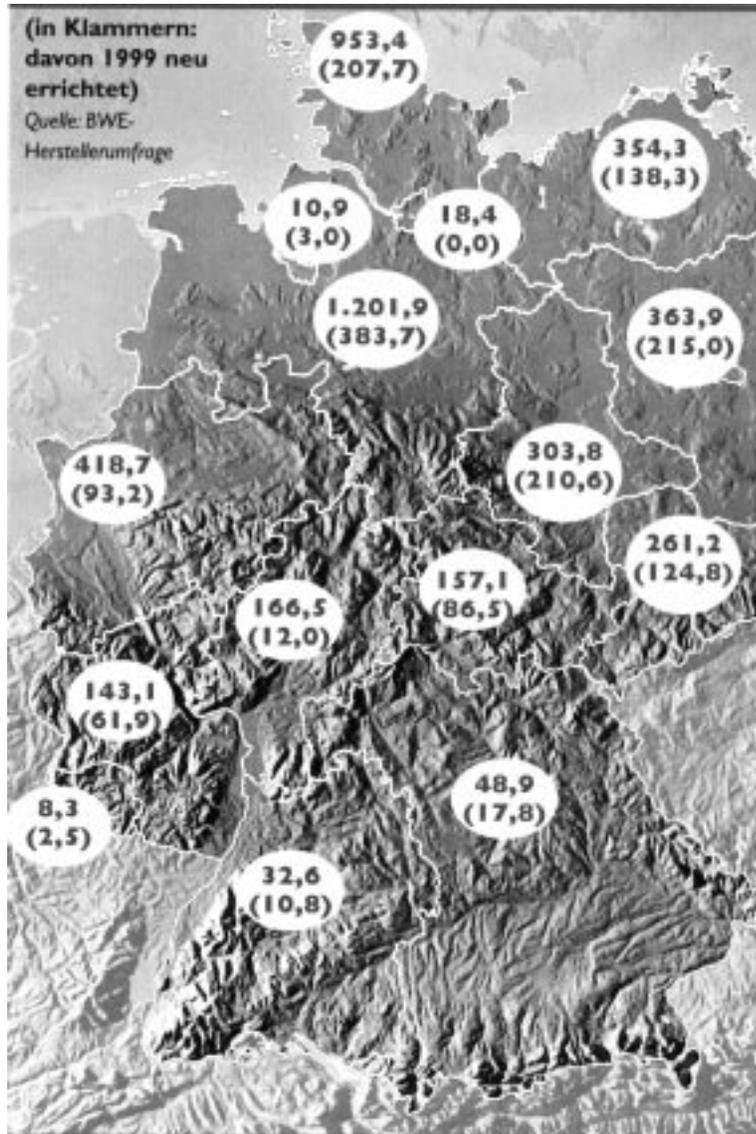


Abbildung 1: Insgesamt installierte Leistung an Windenergie in Megawatt in den einzelnen Bundesländern am 31.12.1999. Die Angabe in Klammern bezieht sich auf den Zubau 1999 [15].

Tabelle 1: Nutzung elektrischer Energie und Ertrag aus der Windenergienutzung für ausgewählte Bundesländer und Deutschland [37]. Die Angabe des Ertrages beruht auf der Annahme eines Jahres mit durchschnittlichen Windverhältnissen und den zum 31.12.1999 installierten Windkraftanlagen.

	Nettostromverbrauch 1998 [GWh]	Jahresenergieertrag [GWh]	Anteil am Nettostromverbr. [%]
Schleswig-Holstein	13 100	2 300	17.5
Niedersachsen	46 200	2 300	5.0
Mecklenburg-Vorpommern	6 200	670	10.8
Deutschland	477 100	8 300	1.7

bewegten Teile geglättet. Hierdurch machen sich nennenswerte Schwankungen der Leistungsabgabe erst im Minutenbereich bemerkbar. Durch das in Abbildung 2 dargestellte typische Verhalten von Windkraftanlagen werden Fluktuationen der Windgeschwindigkeit u verstärkt (die Leistungsabgabe ist teilweise proportional u^3), oder ab Erreichung der

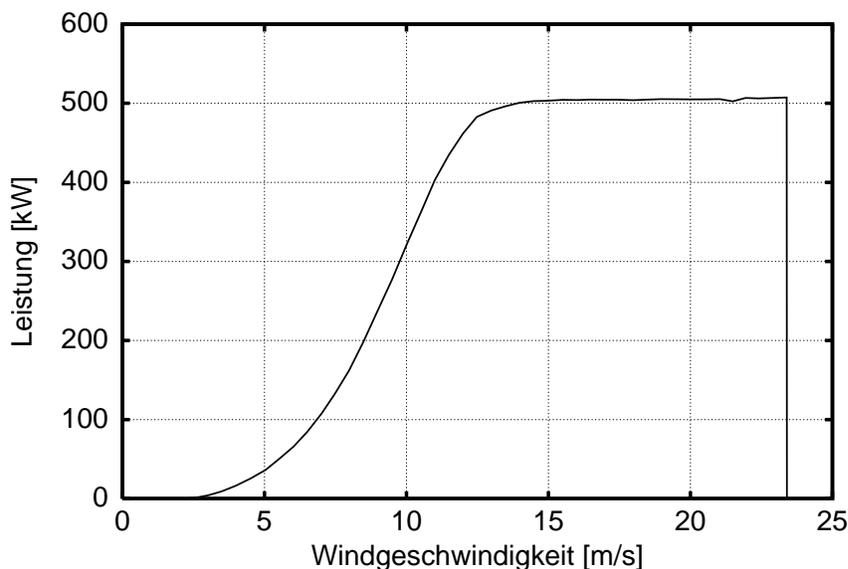


Abbildung 2: Leistung in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Diese typische Leistungskennlinie zeigt das Verhalten einer Windkraftanlage: Erst oberhalb einer bestimmten Windgeschwindigkeit wird Leistung abgegeben, es folgt ein steiler Teillastbereich und ab Erreichen der Nennleistung ein Bereich konstanter Leistungsabgabe. Bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten schaltet die Windkraftanlage ab.

Nennleistung gedämpft. Abbildung 3 zeigt beispielhaft eine Zeitreihe der Windgeschwindigkeit und die zugehörige Leistungsabgabe einer Windkraftanlage mit einer Nennleistung von 500 kW. Hinzu kommt, daß eine Windkraftanlage erst ab einer bestimmten

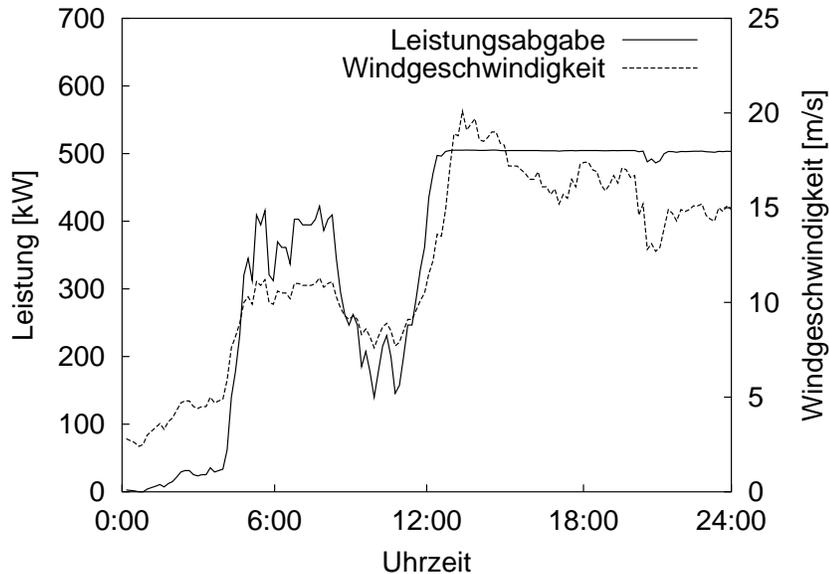


Abbildung 3: Zeitreihe der Windgeschwindigkeit und zugehörige Leistungsabgabe einer 500 kW Windkraftanlage. Erhöhung und Dämpfung der Fluktuationen, abhängig von der Höhe der Windgeschwindigkeit, sind deutlich zu erkennen.

Windgeschwindigkeit Leistung abgibt (Einschaltwindgeschwindigkeit) und sich bei zu hohen Windgeschwindigkeiten abschaltet (Abschaltwindgeschwindigkeit). Die gleichzeitige Abschaltung vieler Windkraftanlagen, z. B. bei Auftreten einer Sturmfront, kann zu sehr hohen Gradienten der in ein gemeinsames Versorgungsnetz eingespeisten Leistung führen. Für eine Region, z. B. Schleswig-Holstein, liegen die maximal auftretenden Leistungsschwankungen innerhalb einer Stunde bei knapp 40 % der installierten Leistung (Wahrscheinlichkeit 0.01 %) und für einen 12-Stunden-Zeitraum bei 100 % der installierten Leistung (Wahrscheinlichkeit 0.1 %) [9]. Diese hohen Gradienten der Leistungsabgabe von Windkraftanlagen führen bei einem hohen Windenergieanteil im Netz zu Problemen für die Kraftwerkseinsatzplanung der EVU und für sogenannte grüne Stromhändler.

1.3 Über die Kraftwerkseinsatzplanung

Zur Deckung des schwankenden Bedarfs an elektrischer Leistung setzen die EVU einen Mix aus verschiedenen Kraftwerkstypen ein, die nach Grund-, Teil- und Spitzenlastkraftwerken unterschieden werden. Das Regelungs- und Leistungsvermögen dieser Kraftwerkstypen ist sehr unterschiedlich.

Da die EVU auf den unmittelbaren Bedarf reagieren müssen, sind die Zeitskalen von Bedeutung. Kurzfristige Reaktionen auf größere Lastspitzen sind durch Frequenzänderung und im Bereich des *Lastmanagements* möglich. Hierunter fällt beispielsweise das Abschalten von Großverbrauchern, mit denen besondere Verträge bestehen. Weiterhin besteht die Möglichkeit, mit Gasturbinen oder Pumpspeicherkraftwerken im Bereich von Minuten auf Lastspitzen zu reagieren. Vor dem Abschalten von Kraftwerken muß auch der Zeitraum des Wiederauffahrens mit in Betracht gezogen werden. Dieser liegt beispielsweise bei einem Kohlekraftwerk im Bereich von 6–10 Stunden.

In Netzen mit zu vernachlässigendem Windenergieanteil gelingt es, die Tagesgangkurve der elektrischen Last (Abbildung 4) mit einer Genauigkeit von ungefähr 1 % vorherzusagen. Diese Vorhersage im Zeitbereich von bis zu 36 Stunden basiert auf Expertenwissen und ermöglicht eine effektive Planung des Kraftwerkseinsatzes, der zur Deckung des Bedarfs notwendig ist. Betrachtet man die von Windturbinen eingespeiste Leistung

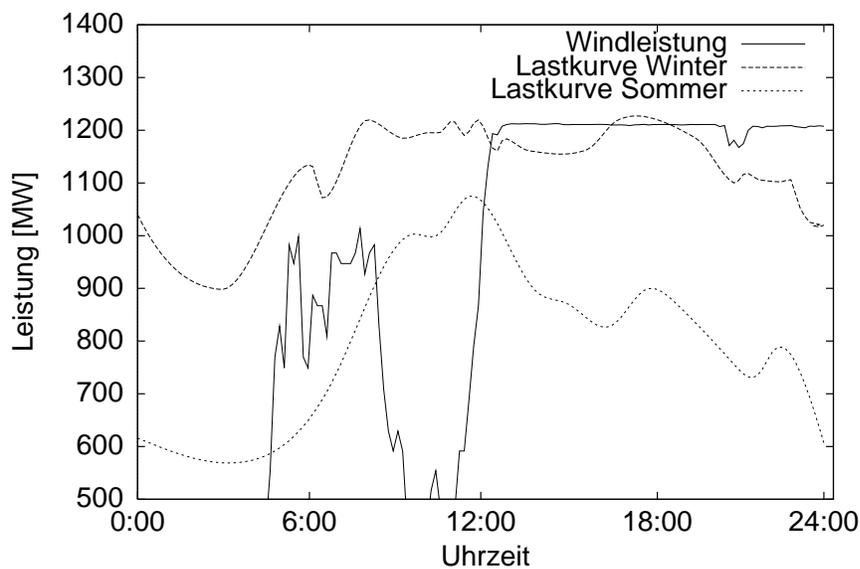


Abbildung 4: Tagesgang der elektrischen Last Schleswig-Holsteins eines typischen Winter- und Sommertages (nach [30]). In der Abbildung ist zusätzlich die auf 1200 MW hochskalierte Leistungsabgabe einer 500 kW-Windkraftanlage (d. h. die Leistungsgradienten in der Darstellung sind für diese Kurve falsch) eingezeichnet. Die Leistungsabgabe – vergleichbar mit der Leistungsabgabe eines Kernkraftwerks – schwankt im Stundenbereich zwischen fast 0 und 100 %.

als negative Last, so wird der in Grenzen bekannte Lastgang durch die Fluktuationen der Windgeschwindigkeit je nach Korrelation teils erhöht, teils verringert (vergleiche Abbildung 4). Die Entwicklung dieser zusätzlichen Leistungsschwankungen ist nicht aus Erfahrungswerten ableitbar, da sie mit dem Wettergeschehen verknüpft ist. Diese Leistungsschwankungen durch nachlassende oder zu hohe Windgeschwindigkeiten müssen bei einem hohen Anteil der Windenergie im Netz durch eine verstärkte Regelung der Ver-

braucher bzw. der konventionellen Kraftwerke ausgeglichen werden.

Die Einsatzplanung der Kraftwerke in den Teilnetzen betrifft deren mittelfristige Leistungsregelung, bei der jeweils für ein bis drei Tage im voraus im Detail ein Profil der zu erbringenden Leistung der einsatzbereiten Kraftwerke aufgestellt wird [41]. Ist die in das Netz eingespeiste Leistung für den nächsten Tag nicht genau bekannt, so muß entweder eine hohe Sicherheitsreserve an Kraftwerksleistung bereitgehalten oder zusätzliche Leistung bzw. Energie von anderen EVU gekauft werden. Durch die unnötige Vorhaltung und den Teillastbetrieb von Kraftwerkskapazität verschlechtert sich die Wirtschaftlichkeit bei erhöhter Belastung der Umwelt.

Ist die zukünftige Entwicklung der Leistungsabgabe durch Windkraftanlagen bekannt, lassen sich diese Nachteile der fluktuierenden Leistungsabgabe von Windenergieanlagen vermindern. Eine Möglichkeit, diese Entwicklung in Erfahrung zu bringen, ist die Nutzung einer meteorologischen Vorhersage der Windgeschwindigkeit und -richtung an den Standorten der Windturbinen.

1.4 Bemerkungen zu Windpotential und Windvorhersage

Für eine gegenseitige Abgrenzung der Begriffe Windpotential und Windvorhersage erfolgt eine kurze Definition mit Unterscheidungsmerkmalen.

Die Bestimmung des **Windenergiepotentials** geschieht zum Zweck einer Wirtschaftlichkeitsprüfung im Vorfeld der Errichtung einer oder mehrerer Windkraftanlagen an einem Standort. Es werden die mittlere jährliche Windgeschwindigkeit auf Nabenhöhe der Windkraftanlage(n) und daraus der zu erwartende mittlere Jahresenergieertrag [kWh] der zu errichtenden Windkraftanlage(n) errechnet.

Bei der **Windleistungsvorhersage** wird versucht, die zukünftige Leistungsabgabe [kW] einer oder mehrerer, auch räumlich verteilter, Windenergieanlagen zu einem bestimmten Zeitpunkt – z. B. 12.00 Uhr mittags des nächsten Tages – zu berechnen. Die Kenntnis dieser Größe ist wichtig für Stromhändler und EVU mit hohem Anteil an Windleistung.

1.5 Zielsetzung und Aufbau dieser Arbeit

Zielsetzung

In gewissen Grenzen ist eine Vorhersage von Windgeschwindigkeit und -richtung bereits mit den Modellen zur Wettervorhersage möglich. Hierfür verwendete der Deutsche Wetterdienst (DWD) bis Oktober 1999 standardmäßig das numerische *Deutschlandmodell*, seit November 1999 das *Lokalmodell*.

Für eine exakte Vorhersage der Windgeschwindigkeit und -richtung an den Standorten von Windkraftanlagen sind Wettervorhersagemodelle wie das *Deutschlandmodell* allerdings wenig geeignet. Die Auflösung des Modells ist mit ca. $14 \times 14 \text{ km}^2$ für diesen Zweck

zu gering und die lokalen Gegebenheiten des Standortes (Rauhigkeiten, Orographie und Hindernisse) lassen sich nicht oder nur unzureichend berücksichtigen. Die Rechenergebnisse des *Deutschlandmodells* sind allerdings eine sehr gute Basis für eine Windvorhersage mit einer höheren räumlichen Auflösung. Mit einem Modell, das diese Ergebnisse räumlich verfeinert, können die für die Planung der mittelfristigen Leistungsabgabe der konventionellen Kraftwerke benötigten Größen bestimmt werden. Den ("grünen") Stromhändlern, die einen großen Teil ihres Stromes aus Windenergie beziehen, wird ein Instrument an die Hand gegeben, mit dessen Hilfe sie bei Bedarf frühzeitig den Zukauf von Energie aus anderen Kraftwerken, z. B. an der zukünftigen Strombörse, anmelden können.

In diesem Sinne wird in dieser Arbeit

- ein Modell zur lokalen Verfeinerung der Ergebnisse des *Deutschlandmodells* bzw. *Lokalmodells* entwickelt und
- für über 40 Windkraftanlagen an 26 über Nord- und Mitteldeutschland verteilten Standorten angewendet;
- eine umfangreiche Verifikation der Ergebnisse anhand einer großen, auf ihre Plausibilität überprüften, Anzahl an Meßdaten vorgenommen;
- die Verminderung der Vorhersageunsicherheiten durch regionale Ausgleichseffekte eingehend untersucht;
- die Abhängigkeit der Unsicherheiten der Vorhersage von Geländerauhigkeiten, thermischer Schichtung der Atmosphäre, der Höhe der abgegebenen Leistung, der Standortbeschaffenheit (Küste, Flachland, Mittelgebirge), der Leistungsklasse der Windkraftanlage und der verwendeten Leistungskennlinien festgestellt.

Aufbau

Nachdem bereits ausführlich auf die Problemstellung und die daraus entwickelte Motivation zur Durchführung der im weiteren dargestellten Untersuchungen und der Entwicklung eines Vorhersagesystems eingegangen wurde, werden in Kapitel 2 die grundlegenden, die Dynamik der Atmosphäre beschreibenden Größen und Gleichungen dargestellt und erläutert.

Es folgt Kapitel 3 mit einem Überblick über bereits existierende Vorhersageverfahren zur Bestimmung des bodennahen Windes und das hier entwickelte Vorhersagemodell.

Kapitel 4 stellt ausführlich die Methode der räumlichen Verfeinerung dar, mit deren Hilfe die Ergebnisse des allgemeinen Wettervorhersagemodells auf die Standorte der Windkraftanlagen bezogen werden. Für die Transformation des Eingangswindes und die verwendeten Einzelmodelle (Beschreibung der Rauhigkeit, atmosphärischen Stabilität, Windparkeffekte und Orographie) werden die Modellmethoden dargestellt.

Ein wichtiger Bestandteil der durchzuführenden Arbeiten dieser Dissertation bestand in der Aufbereitung einer sehr hohen Anzahl an Vorhersage- und Meßdaten und in deren Zusammenfassung zu einer Datenbasis. Ein Überblick hierüber wird in Kapitel 5 gegeben.

In Kapitel 6 werden die Vorhersageergebnisse und deren Vorhersageunsicherheiten mit den Meßdaten für einzelne Standorte verglichen und diskutiert. Dies wird sowohl für die Windgeschwindigkeit als auch für die Windrichtung und Leistungsabgabe der Windkraftanlage durchgeführt. Der Einfluß der unterschiedlichen Transformationsarten und der Modelle auf die Unsicherheit der Vorhersageergebnisse wird untersucht.

Eine Korrektur des systematischen Fehlers wird durch einen nachträglichen Abgleich der Vorhersageergebnisse mit Meßdaten durch einen statistischen Postprozessor (*MOS*) in Kapitel 7 vorgenommen.

Der Einfluß der Variation verschiedener Modellparameter, wie Rauigkeitslänge und Wärmefluß, auf das Vorhersageergebnis wird in Kapitel 8 untersucht.

Die Unsicherheiten der Vorhersage werden bei Betrachtung eines räumlich verteilten Ensembles von Windkraftanlagen verringert. Die hierzu durchgeführten Untersuchungen und die Höhe dieses Effektes werden in Kapitel 9 diskutiert.

In Kapitel 10 werden die Unterschiede in den Unsicherheiten der Vorhersage bezüglich unterschiedlicher Eingangsgrößen – verwendetes Modellevel, Standortkategorie, Windkraftanlagentyp, etc. – betrachtet.

Zum Abschluß werden die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefaßt und weitere Forschungsperspektiven aufgezeigt.

2 Dynamik der Atmosphäre

Windkraftanlagen haben derzeit im allgemeinen Nabenhöhen zwischen 60 und 100 m, demnächst 120 m. Wird der Rotorradius hinzugerechnet, so ergibt sich eine Gesamthöhe von ca. 140 bzw. 160 m. Dies bedeutet, daß für eine Vorhersage der Leistungsabgabe von Windkraftanlagen Windgeschwindigkeit und -richtung in der bodennahen Schicht der Atmosphäre, der Prandtl-Schicht, bekannt sein müssen. Hierzu sind grundlegendes Wissen über Struktur und physikalische Zusammenhänge der Atmosphäre und strömungsmechanische Kenntnisse notwendig. Diese kurz darzustellen ist Aufgabe dieses Kapitels.

2.1 Vertikale Struktur der unteren Atmosphäre

Für ein besseres Verständnis der nachfolgenden Darstellungen ist es sinnvoll, einen Blick auf die (schematische) Einteilung der unteren Atmosphäre in verschiedene Schichten zu werfen. Die Vorgänge in den einzelnen Schichten werden durch die im folgenden dargestellten Modelle beschrieben.

Die untere Schicht der Atmosphäre wird Troposphäre genannt und reicht von der Erdoberfläche bis zur Tropopause in etwa 11 km Höhe. Die Troposphäre wiederum kann unterteilt werden in die freie Atmosphäre und die *atmosphärische Grenzschicht*. Diese auch als *boundary layer* bezeichnete Schicht erstreckt sich, abhängig von der thermischen Schichtung der Atmosphäre, bis zu einer Höhe von wenigen hundert bis zu 3000 m. Die in der Grenzschicht stattfindenden dynamischen Prozesse sind von der Impuls-, Massen- und Energieerhaltung bestimmt. Stull [43] definiert die Grenzschicht folgendermaßen:

“Die Grenzschicht ist der Teil der Troposphäre, der direkt durch die Anwesenheit der Erdoberfläche beeinflusst wird und der auf die Oberflächenkräfte innerhalb von einer Stunde oder weniger reagiert. [. . .] Dies bedeutet nicht, daß die Grenzschicht einen Gleichgewichtszustand erreicht, sondern daß innerhalb einer Stunde die Veränderungen zumindest begonnen haben.”

Abbildung 5 verdeutlicht den Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht bis zu einer Höhe von ca. 1000 m auf einer logarithmischen Skala. Die einzelnen Schichten sind jeweils charakterisiert durch die Schubspannung τ_h , die in Kapitel 2.2.2 näher erläutert wird.

Die freie Atmosphäre ist durch eine vernachlässigbare Schubspannung gekennzeichnet. In dieser Schicht wird der Wind *geostrophischer Wind* (siehe Kapitel 2.2.1) genannt und als Antrieb des Windes aller darunter liegenden Schichten angenommen.

Die darunter liegende *Ekman-Schicht* ist durch ein nicht konstantes τ_h gekennzeichnet. Die Schubspannung nimmt mit der Höhe ab und der Wind dreht sich, verursacht durch die Reibung des Bodens. Größe und Richtung des Windes wird durch das später vorgestellte *Geostrophische Reibungsgesetz* beschrieben.

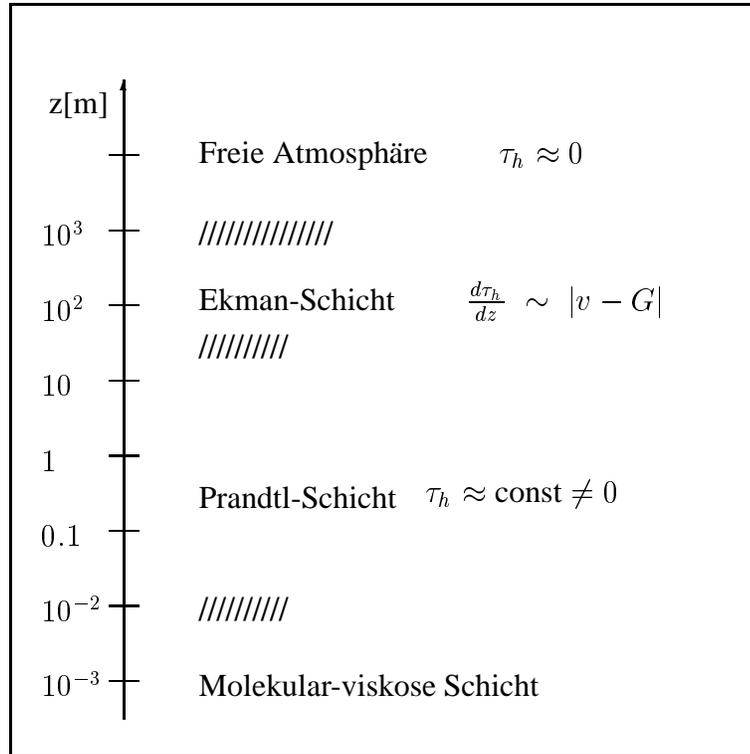


Abbildung 5: Vertikale Struktur der atmosphärischen Grenzschicht.

Unterhalb der Ekman-Schicht erstreckt sich die *bodennahe Grenzschicht*. Sie nimmt ungefähr 10 % der gesamten Grenzschicht ein. Diese Schicht wird als turbulenzbestimmt angesehen. Die Schubspannung ist in guter Näherung eine Konstante. Es lassen sich Vereinfachungen in die folgenden Berechnungen einführen, wenn sie als konstant angenommen wird. Tatsächlich ist die bodennahe Grenzschicht mit $\tau_h = \text{const}$ definiert. Typische Werte für die Dicke dieser Schicht liegen im Bereich von 50 Metern, mit einer Variationsbreite von 20 bis 100 Metern [38]. Die Windrichtung ist in dieser Schicht unabhängig von der Höhe, die Windgeschwindigkeit wird mit dem logarithmischen Windprofil beschrieben (Kapitel 2.4.2).

In einer lediglich wenige Millimeter starken Schicht über dem Erdboden ist die Strömung laminar. Am Erdboden erfüllt sie in direktem Kontakt mit der Erdoberfläche die Haftbedingung. Austauschvorgänge von Impuls, Wärme etc. finden auf molekularer Ebene statt. Diese Schicht ist für meteorologische Fragestellungen von geringem Interesse.

2.2 Kräfte in der Atmosphäre

Die Dynamik der Atmosphäre ist im wesentlichen bestimmt durch zwei Kräfte: Die Druckgradientkraft und die Corioliskraft. In großen Höhen können die Vorgänge als

unabhängig von der Erdoberfläche betrachtet werden; je näher man jedoch der Erdoberfläche kommt, desto mehr spielt die hier zusätzlich auftretende Reibungskraft eine wichtige Rolle. Im Detail müssen für eine genaue Bestimmung der dynamischen Vorgänge jedoch zusätzlich weitreichende Kenntnisse über die thermischen Gegebenheiten in der Atmosphäre und deren Wasserdampfgehalt vorhanden sein.

2.2.1 Der geostrophische Wind

In der freien Atmosphäre ist die Druckdifferenz auf einer synoptischen Skala zwischen einzelnen Regionen (Hoch- und Tiefdruckgebiete) die einzige Kraft, die auf die Luftmassen wirkt, solange sich diese im Ruhezustand befinden. Werden durch diese Kräfte die Luftmassen in Bewegung versetzt, so tritt im rotierenden Bezugssystem Erde eine sogenannte Scheinkraft, die *Corioliskraft* auf, die der Druckgradientkraft entgegenwirkt.

Die Horizontalkomponente der Corioliskraft F_c hängt von der horizontalen Windgeschwindigkeit u und dem Breitengrad ϕ ab:

$$F_c = 2 \Omega u \sin \phi = f u \quad (1)$$

mit Ω = Winkelgeschwindigkeit der Erde. Als abkürzende Schreibweise hat sich der *Coriolisfaktor* oder *Coriolisparameter* f durchgesetzt. Die Einstellung des geostrophischen Gleichgewichtes bedeutet demnach eine Drehung des Windvektors, bis Corioliskraft und Druckgradientkraft sich gegenseitig ausbalancieren (siehe Abbildung 6). Hieraus resultiert, daß die Windrichtung parallel zu den Isobaren verläuft. Dieser so entstandene Wind ist unabhängig von Reibungskräften, die aufgrund der Anwesenheit der Erdoberfläche auf den bodennahen Wind einwirken, und wird *geostrophischer Wind* genannt. Er wird als Antrieb der Oberflächenwinde betrachtet.

2.2.2 Einfluß der Reibungskräfte durch die Erdoberfläche auf den Wind

Mit zunehmender Nähe zum Erdboden ist deren Reibungseinfluß verstärkt bemerkbar. Die Reibungskräfte wirken entgegengesetzt der Windrichtung. Zur Ausbalancierung der Druckgradientkraft treten nun die im rechten Winkel zueinander stehende Reibungs- und Corioliskraft gemeinsam auf (Abbildung 7).

Dies hat innerhalb der auf die freie Atmosphäre folgenden Schicht, der *Ekman-Schicht*, eine Drehung des Windvektors zur Folge, die sich mit der Nähe zum Boden vergrößert (siehe Abbildung 8). Der Winkel α zwischen der Richtung des geostrophischen Windes und der Windrichtung innerhalb der Ekman-Schicht hat in etwa die in Tabelle 2 empirisch gefundenen Werte in Abhängigkeit von der Beschaffenheit der Erdoberfläche [27].

2.2.3 Das Geostrophische Reibungsgesetz

Das *Geostrophische Reibungsgesetz* stellt mit Hilfe dimensionsloser, für die Prandtl- und die Ekman-Schicht charakteristischer, Gleichungen eine Beziehung zwischen dem

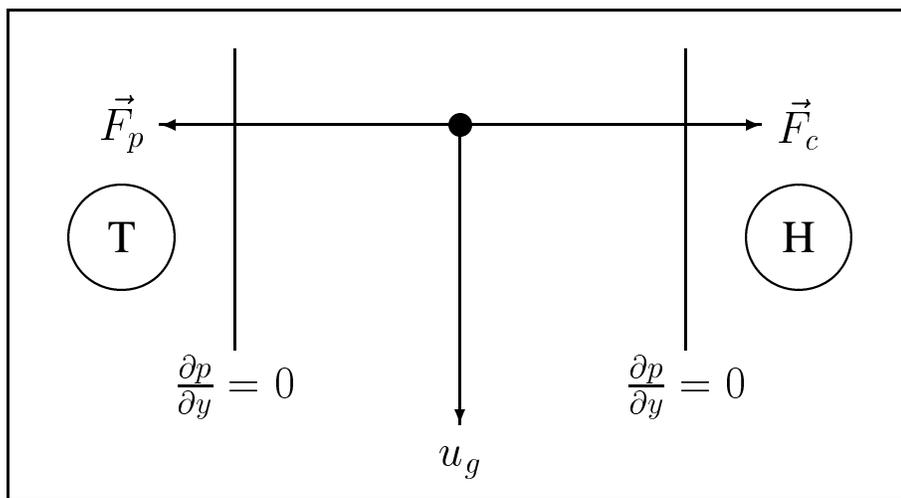


Abbildung 6: Gradientkraft \vec{F}_p und Corioliskraft \vec{F}_c erzeugen die geostrophische Windgeschwindigkeit u_g , die im stationären Gleichgewichtszustand der Kräfte parallel zu den Isobaren (senkrechte Linien) verläuft. H und T kennzeichnen Hoch- bzw. Tiefdruckgebiet.

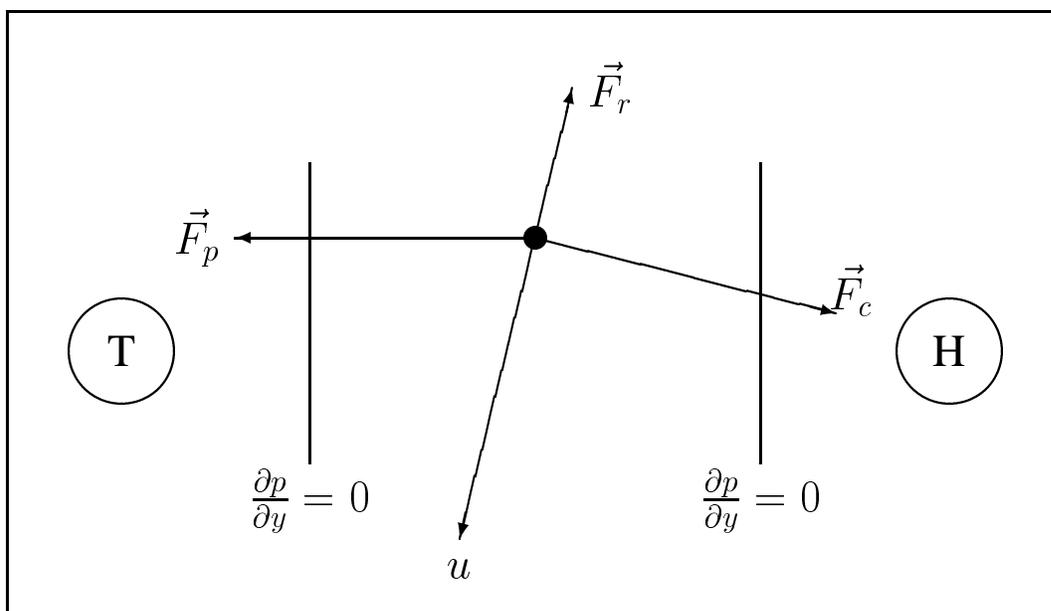


Abbildung 7: Wie Abbildung 6, nur mit dem Einfluß der Reibungskraft \vec{F}_r . Die Windgeschwindigkeit u ist nicht mehr parallel zu den Isobaren.

Tabelle 2: Winkel zwischen geostrophischem und Oberflächenwind für verschiedene Erdoberflächen.

Erdoberfläche	Winkel α
Meer	15 – 30°
Flaches Gelände	25 – 40°
Mittlere Rauigkeit	30 – 45°
Hohe Rauigkeit	35 – 50°

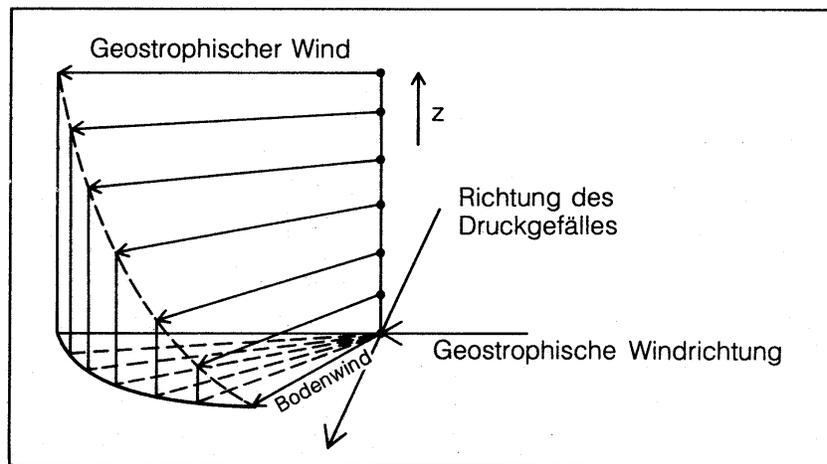


Abbildung 8: Höhenänderung der horizontalen Windgeschwindigkeit in der Ekman-Schicht. Der Windvektor dreht sich in der Ekman-Schicht in Richtung des Druckgefälles (aus Roedel [38]).

geostrophischen Wind und dem bodennahen Wind in Größe und Richtung her. In Tennekes & Lumley [44] findet sich eine knappe Darstellung der Herleitung. Für eine thermisch neutrale Schichtung lautet das Geostrophische Reibungsgesetz:

$$G = \frac{u_*}{\kappa} \sqrt{\left(\ln \left(\frac{u_*}{f z_0} \right) - A \right)^2 + B^2} \quad (2)$$

Hierbei bezeichnet G den Betrag des geostrophischen Windes, $\kappa = 0.4$ die von-Kármán-Konstante, u_* die Schubspannungsgeschwindigkeit in der Prandtl-Schicht, z_0 die Rauigkeitslänge (beide Größen werden in Kapitel 2.4.2 näher erläutert) und f den Coriolisparameter. Die Terme A und B sind Konstanten mit den Werten $A = 1.8$ und $B = 4.5$. Für den Drehwinkel α zwischen Höhen- und Bodenwind gilt die Beziehung

$$\sin \alpha = -\frac{B u_*}{\kappa G} \quad (3)$$

Eine gerne benutzte Vereinfachung von (2) ist in (4) aufgeführt, die eine analytische Lösung für u_* ermöglicht.

$$u_* = \frac{G}{2} \frac{1}{\ln\left(\frac{G}{f z_0} - A\right)} \quad (4)$$

Das Geostrophische Reibungsgesetz ist nur für geographische Breiten von etwa $> 5^\circ$ gültig, für kleinere Breitengrade verliert es aufgrund $f \rightarrow 0$ bzw. $f = 0$ für den Äquator seine Gültigkeit.

2.2.4 Der Einfluß des Geopotentials

Auf die hier aufgeführten Beschreibungen der Luftbewegungen hat das Geopotential keinen Einfluß. Es wird in dieser Arbeit kurz erläutert, weil in den vom *Deutschen Wetterdienst* gelieferten Daten die geographische Höhe über Grund über das Geopotential angegeben wird. Es ist also für die Bestimmung der richtigen Ausgangshöhe wichtig, zu wissen, ob die hierdurch verursachten Abweichungen zwischen geopotentieller Höhe und geographischer Höhe für das Vorhersageverfahren von Bedeutung sind. Siehe hierzu auch Kapitel 5.

Bei kleinen betrachteten Systemen wird davon ausgegangen, daß die Schwerebeschleunigung keine horizontale Komponente hat. Dies ist für räumlich ausgedehnte Systeme jedoch nicht mehr zulässig, die Veränderlichkeit der Erdbeschleunigung muß berücksichtigt werden. Die Schwerkraft ist gleich dem negativen Gradienten der potentiellen Energie im Schwerefeld der Erde. Da die potentielle Energie von den horizontalen Koordinaten abhängig ist, haben der Gradient und damit natürlich auch die Erdbeschleunigung g eine horizontale Komponente. Diese ist aufgrund der Abplattung der Erde und der Zentrifugalkraft hauptsächlich von der geographischen Breite abhängig. Zur Berücksichtigung dieser Abhängigkeit wurde das Geopotential Φ als Funktion von Höhe z und geographischer Breite ϕ eingeführt:

$$\Phi(z, \phi) = \int_0^z g(z', \phi) dz' \quad [m^2/s^2] \quad (5)$$

$g(z', \phi)$ wird im allgemeinen über die empirische Formel

$$g(z', \phi) = 9.806 \cdot (1 - 0.0026 \cdot \cos(2\phi))(1 - 3.1 \cdot 10^{-7} \cdot z) \quad [m/s^2] \quad (6)$$

bestimmt [38].

Da für die effektive Druckgradientkraft der Druckunterschied auf einer Äqui-geopotentialfläche entscheidend ist, ist in der dynamischen Meteorologie die geopotentielle Höhe $h(z, \phi)$ eingeführt worden mit

$$h(z, \phi) = \frac{\Phi(z, \phi)}{g_0} \quad [gpm] \quad (7)$$

wobei $g_0 = 9.80 \text{ m/s}^2$ eine Konstante ist und die Einheit von $h(z, \phi)$ der geopotentielle Meter gpm . Vereinfacht kann Gleichung (7) auch geschrieben werden als

$$h(z, \phi) = \frac{g(z, \phi)}{g_0} z \quad [gpm] \quad (8)$$

2.3 Strömungsmechanische Grundgleichungen

Der Wind kann als Strömung des Gasgemisches Luft aufgefaßt werden. Die Beschreibung dieser Strömung erfolgt über Bewegungsgleichungen, die die Grundlagen für die in den folgenden Kapiteln beschriebenen Modelle liefern.

Die *Navier-Stokes-Gleichung* ist die grundlegende Bewegungsgleichung für die Strömung eines viskosen Mediums und setzt Impulsänderung (1) und Impulsfluß (2) in Beziehung zu der Einwirkung von Druck (3), Reibung (4) und äußeren Kräften (5). Sie ist ein Spezialfall der allgemeinen Eulerschen Bewegungsgleichung und lautet für inkompressible Newtonsche Fluide:

$$\underbrace{\rho \frac{\partial \vec{v}}{\partial t}}_{(1)} + \underbrace{\rho(\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v}}_{(2)} = \underbrace{-\nabla p}_{(3)} + \underbrace{\eta \nabla^2 \vec{v}}_{(4)} + \underbrace{\vec{K}}_{(5)} \quad (9)$$

Hierbei bezeichnet ρ die Dichte, \vec{v} die Strömungsgeschwindigkeit, t die Zeit, p den Druck und $\eta [kg/ms]$ die Viskosität.

Obwohl Luft an sich ein kompressibles Fluid ist, sind für den betrachteten Anwendungsfall die Voraussetzungen für die Annahme der Inkompressibilität gegeben: Es werden nur kleine Druckdifferenzen und Windgeschwindigkeiten deutlich kleiner als Schallgeschwindigkeit betrachtet, sowie kleine Höhenunterschiede ($\approx 100 \text{ m}$).

Die betrachtete bodennahe Schicht der Atmosphäre ist vor allem charakterisiert durch eine stark turbulente Strömung. Hierdurch ist eine zeitlich aufgelöste Beschreibung des Geschwindigkeitsfeldes nicht möglich, und eine Beschreibung mit statistischen Größen wird notwendig. Für diese hat sich der Ansatz von *Reynolds* [43] etabliert. Eine beliebige Variable a wird dabei in einen zeitunabhängigen Teil ($\bar{a} = \frac{1}{T} \int_0^T a(t) dt$) und einen fluktuierenden Teil ($a'(t)$) aufgespalten.

$$a(t) = \bar{a} + a'(t) \quad (10)$$

Zu Erläuterung und Rechenregeln siehe Stull [43]. Eine Konsequenz der Reynoldsmitteilung ist, daß für das Produkt zweier Variablen a und b

$$\overline{a \cdot b} = \bar{a} \bar{b} + \overline{a'b'} \quad (11)$$

gilt, bei dem der Term $\overline{a'b'}$ nicht notwendigerweise verschwindet.

Wird die Reynoldsmittelung auf die Variablen der Navier-Stokes-Gleichung angewendet, so ergibt sich die *Reynoldsgleichung* für ein inkompressibles Medium:

$$\rho \left(\frac{\partial \bar{\vec{v}}}{\partial t} + (\bar{\vec{v}} \cdot \nabla) \bar{\vec{v}} + \overline{(\vec{v}' \cdot \nabla) \vec{v}'} \right) = -\nabla \bar{p} + \eta \nabla^2 \bar{\vec{v}} + \bar{\vec{K}} \quad (12)$$

Die Form der Gleichung bleibt dabei weitestgehend erhalten. Die *Kontinuitätsgleichung* ist die mathematische Formulierung der Massenerhaltung in der Strömungsmechanik. Falls die Inkompressibilität des Mediums vorausgesetzt wird ($d\rho/dt = 0$), vereinfacht sich die Kontinuitätsgleichung zu

$$\nabla \cdot \bar{\vec{v}} = 0 \quad (13)$$

Die ausgeschriebene Version der Reynoldsgleichung in karthesischen Koordinaten für ein inkompressibles Medium unter Berücksichtigung der Kontinuitätsgleichung lautet für die i -te Komponente:

$$\rho \left(\frac{\partial \bar{v}_i}{\partial t} + \bar{v}_j \frac{\partial \bar{v}_i}{\partial x_j} \right) = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\eta \frac{\partial \bar{v}_i}{\partial x_j} - \overline{\rho v_i' v_j'} \right) + \bar{K}_i \quad (14)$$

Dabei stellt der *Spannungstensor* $\tau_{ij} = \left(\eta \frac{\partial \bar{v}_i}{\partial x_j} - \overline{\rho v_i' v_j'} \right)$ ein Maß für den Impulstransport von einem Flüssigkeitsteilchen zum anderen dar, mit den *Reynoldsspannungen* $\overline{\rho v_i' v_j'}$.

2.4 Die bodennahe Grenzschicht

Innerhalb der *bodennahen Grenzschicht* bzw. *Prandtl-Schicht* werden die physikalischen Vorgänge wie Impulsübertragung, Transport von Wärme und Feuchtigkeit im wesentlichen von den Eigenschaften der nahen Erdoberfläche bestimmt, die auch für die hohe Turbulenz der Grenzschicht verantwortlich sind. Die folgenden Abschnitte erläutern die auftretenden Schub- und Scherkräfte, die Entwicklung des logarithmischen Windprofils aus der Reynoldsgleichung (14) und die Störung dieses Profils durch nahe gelegene un-stetige Änderungen in der Bodenrauigkeit (Rauigkeitssprünge).

2.4.1 Schub- und Scherkräfte

In einem Fluid treten Reibungskräfte auf, wenn Geschwindigkeitsscherungen vorliegen. Wird in der freien, vom Boden unbeeinflussten Atmosphäre eine geostrophische Strömung aufgebaut, so bildet sich über der Erdoberfläche eine Grenzschicht aus, die durch Reibung bestimmt ist. Die Strömungsgeschwindigkeit wird innerhalb dieser Schicht von der Geschwindigkeit in der freien Atmosphäre abgebremst bis auf Null an der Erdoberfläche. Ursache der Scherungskräfte ist der vertikale Transport von Impuls, durch den die schnellere Schicht gebremst und die langsamere Schicht beschleunigt wird. Die hierbei

auftretende Schub- und Scherkraft wird mit der damit verbundenen Impulsflußdichte auf eine Flächeneinheit bezogen. Diese Größe heißt (Impuls-)Schubspannung τ und hat die Einheit $[N/m^2]$. Sie ist bereits in der Reynoldsgleichung (14) in Form des Spannungstensors τ_{ij} aufgetreten. Der Schubspannungstensor τ_{ij} hat sechs voneinander unabhängige Elemente; für den vertikalen Verlauf interessieren die Komponenten $\tau_h = (\tau_{xz}, \tau_{yz})$. Sie lassen sich jeweils als Summe eines laminar- und eines turbulenzbedingten Anteils verstehen.

$$\tau_h = \tau_h^l + \tau_h^t = \underbrace{\eta \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}_{\text{laminarbed.}} - \rho \underbrace{\overline{w'u'}}_{\text{turbulenzbed.}} \quad [N/m^2] \quad (15)$$

Da die turbulenten Schubspannungen die laminaren deutlich überwiegen, ist es für Anwendungen in der bodennahen Grenzschicht gerechtfertigt, die laminaren Schubspannungen zu vernachlässigen:

$$\tau_h = \rho \overline{w'u'} \quad [N/m^2] \quad (16)$$

Mit Hilfe der Schubspannung können die verschiedenen Schichten der unteren Atmosphäre charakterisiert werden (siehe auch Kapitel 2.1). Da die Reibungskräfte gegenüber den Druck- und Corioliskräften immer dominanter werden, je näher die Erdoberfläche ist, wird innerhalb einer Schichtdicke Δz der ausschließlich reibungsbestimmten Schicht die Änderung von τ_h gegenüber τ_h sehr gering, so daß in guter Näherung $\tau_h = const$ für diese Schicht angenommen werden kann. Tatsächlich ist die Prandtl-Schicht über diese Bedingung definiert.

Innerhalb der Ekman-Schicht variiert τ_h mit der Höhe in Abhängigkeit von der Differenz der Windgeschwindigkeit in Höhe z und der geostrophischen Windgeschwindigkeit ($\vec{v} - G$). Dies bedeutet, daß $\frac{d\tau}{dz}$ mit zunehmender Höhe immer kleiner wird, bis $\frac{d\tau}{dz} = 0$. Da die freie Atmosphäre darüber definiert ist, daß sie unabhängig von der Bodenreibung ist, gilt dort $\tau_h = 0$.

Die Schubspannung ist auch für die Entwicklung der folgenden mathematischen Modelle eine unentbehrliche Größe. Aus praktischen Gründen wurde dort allerdings eine weitere Größe definiert, die die Schubspannung τ_h enthält: die *Schubspannungsgeschwindigkeit*

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (17)$$

2.4.2 Windprofil in der bodennahen Grenzschicht

Das logarithmische Windprofil ist ein wesentlicher Bestandteil des in dieser Arbeit entwickelten Modells, dem eine große Bedeutung für die Berechnung der Windgeschwindigkeit auf verschiedenen Höhen zukommt, bei Vorgabe der Windgeschwindigkeit auf einer anderen Höhe. Deshalb wird an dieser Stelle der zum Profil führende Weg kurz

aufgezeigt. Das logarithmische Profil ist gültig zwischen 0 und etwa 100 m über der Erdoberfläche – also in der bodennahen Grenzschicht – und ist neben der Abhängigkeit von Rauigkeitslänge z_0 und Schubspannungsgeschwindigkeit u_* abhängig von der thermischen Schichtung der Atmosphäre, die an dieser Stelle vorerst als neutral angenommen wird.

Zur Herleitung des Profils werden zusätzlich mehrere vereinfachende Annahmen getroffen. Grundlegend ist die Annahme einer horizontalen und planparallelen Strömung, d. h.

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} = 0 \quad ; \quad \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = 0$$

Des Weiteren sind die äußeren Kräfte k_x und k_y Null und $k_z = g$. Es treten keine Corioliskräfte auf, die Atmosphäre ist adiabatisch geschichtet und es sind keine Auftriebskräfte vorhanden. Unter diesen Annahmen ergibt sich die Reynoldsgleichung (14) zu

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{u'w'} \right) \quad (18)$$

mit $\nu = \eta/\rho [m^2/s]$ als dynamischer Viskosität.

Diese Gleichung ist lösbar, wenn zusätzliche Annahmen getroffen werden. Berücksichtigt man die Inkompressibilität der Luft für den hier betrachteten Anwendungsfall, so folgt mit $\frac{\partial \bar{p}}{\partial x} = 0$

$$\nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{u'w'} = \frac{\tau_{xz}}{\rho} = const \quad (19)$$

Da in der Höhe $z = 0$ der turbulente Anteil $\overline{u'w'} = 0$ ist, vereinfacht sich Gleichung (18) zu

$$\tau_0 = \rho \nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (20)$$

Mit wachsendem z erwartet man eine Abnahme von $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ und Zunahme von $\overline{u'w'}$, d. h. der mittlere Impulstransport wird nur noch von der Turbulenz bestimmt und nicht mehr von der Reibung und ist damit unabhängig von ν .

Eine Funktion für die gesuchte Größe $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ mit der Einheit $\left[\frac{\text{Geschwindigkeit}}{\text{Länge}} \right]$ ergibt sich über die Dimensionsanalyse. \bar{u} muß eine Funktion von τ_0 , ρ und z sein, womit sich als einzige Möglichkeit

$$\frac{\sqrt{\tau_0/\rho}}{z} = \frac{u_*}{z} \quad \left[\frac{\text{Geschwindigkeit}}{\text{Länge}} \right] \quad (21)$$

ergibt, mit u_* als Schubspannungsgeschwindigkeit.

Hiermit gilt also $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \sim \frac{u_*}{z}$ und somit über Integration das logarithmische Windprofil

$$\bar{u}(z) = Au_* \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (22)$$

mit A als universeller Integrationskonstanten, die empirisch ermittelt wurde und als *von-Kármán-Konstante* ($\kappa = \frac{1}{A} = 0.4$) bekannt ist. Dieser Wert wird von Högström [17] mit einer Abweichung von ± 0.01 für die atmosphärische Grenzschicht bestätigt. Die Rauigkeitslänge z_0 ist ein Maß für die Größe und Art der Unebenheiten der Erdoberfläche.

Tabelle 3 gibt Anhaltspunkte für die Größenordnung von z_0 für verschiedene Rauigkeiten nach dem *Europäischen Windatlas* [45].

Tabelle 3: *Klassifikation der Rauigkeiten nach dem Europäischen Windatlas [45].*

z_0 [m]	Rauhigkeitsklasse	Geländetyp
0,0002	0	Meer, offene See
0,03	1	Offenes Weideland
0,1	2	Weideland mit gelegentlichem Bewuchs
0,4	3	Stadtgebiete, Wald

Der Einfluß der Variation der Rauigkeitslängen auf das logarithmische Windprofil ist in Abbildung 9 zu sehen.

2.4.3 Einfluß wechselnder Bodenreibung

Da das logarithmische Windprofil von der Bodenreibung abhängig ist, ändert sich das Profil, wenn die Bodenrauigkeit wechselt und passt sich an die neuen Gegebenheiten an. Für diese Anpassung wird eine bestimmte Zeit benötigt, die Höhe der Grenze zwischen altem und neuem Profil ist eine Funktion des horizontalen Abstandes zur Rauigkeitsgrenze. Die Schicht unterhalb dieser Höhe h wird interne Grenzschicht bzw. Internal Boundary Layer (IBL) genannt. Die Entstehung einer internen Grenzschicht und ihre Auswirkung auf das logarithmische Windprofil für den Fall eines Überganges von rauher zu glatter Oberfläche zeigt Abbildung 10.

Eine theoretische Beschreibung der Vorgänge bei der Ausbildung interner Grenzschichten für nahe gelegene Rauigkeitswechsel findet sich z. B. bei Panofsky [34], Rao [36] oder auch bei Roedel [38]. Die folgenden Überlegungen ergeben sich aus dem Ansatz, daß die durch den Wechsel der Bodenrauigkeit verursachte Änderung der Horizontalimpulsdichte in ähnlicher Weise von der Oberfläche nach oben diffundiert wie eine am Boden freigesetzte Beimengung. Dabei repräsentiert die Diffusionsfront die Höhe der Grenzfläche.

Der zeitliche Verlauf der Profilanpassung ergibt sich durch

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{2} C u_*$$

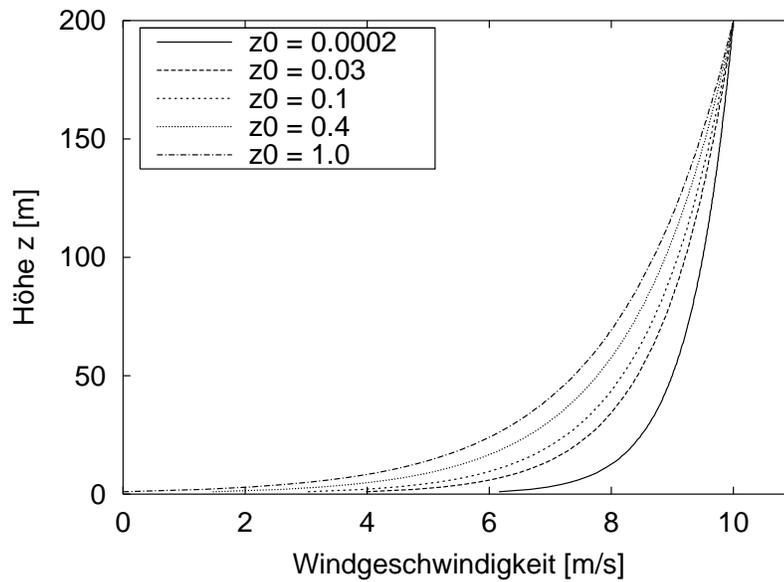


Abbildung 9: Höhe über Grund aufgetragen über der Windgeschwindigkeit. Die Abbildung zeigt das logarithmische Windprofil für verschiedene Rauigkeitslängen z_0 bei neutraler Schichtung der Atmosphäre. Vorgegeben wurde eine feste Windgeschwindigkeit von 10 m/s in 200 m Höhe.

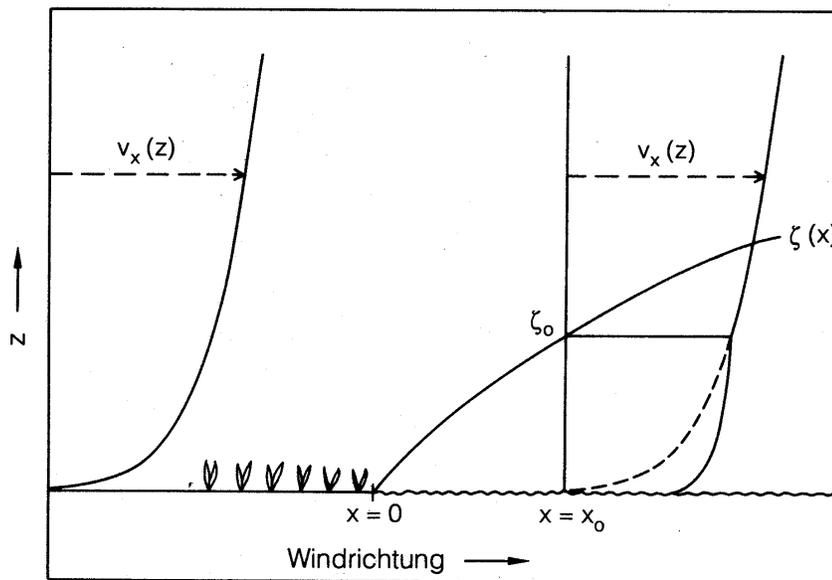


Abbildung 10: Höhe über Grund über Windgeschwindigkeit (für die Windprofile) bzw. Entfernung vom Rauigkeitsprung (für die Höhe der internen Grenzschicht). Gezeigt wird die Entstehung einer internen Grenzschicht aufgrund eines Rauigkeitsprungs und dessen Einfluß auf das vertikale Windprofil. In dem Bild steht v_x anstelle der in dieser Arbeit verwendeten Schreibweise u für die horizontale Windgeschwindigkeit und $\zeta(x)$ für $h(x)$. Aus Roedel [38].

mit C als Integrationskonstante. Für den räumlichen Verlauf ergibt sich damit

$$\frac{dh}{dx} = \frac{C u_*}{2 u(h)}$$

und, mit Gleichung (22) eingesetzt für u , näherungsweise

$$h(x) = \frac{C_* x}{\ln\left(\frac{h(x)}{z_0}\right)} \quad (23)$$

Die Höhe h der IBL läßt sich nach der von Panofsky [34] gefundenen Beziehung (24) mit iterativen Methoden bestimmen:

$$h \left(\ln \frac{h}{z_{0,max}} - 1 \right) = 0.9 x \quad (24)$$

mit $z_{0,max} = \max(z_{01}, z_{02})$.

Auf die Anwendung der hier dargestellten Theorie wird in Kapitel 4.2 ausführlich eingegangen.

2.5 Thermische Schichtung der Atmosphäre

Bedingt durch die solare Einstrahlung, den Wärmeaustausch zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre und den vertikalen Luftdruckgradienten entsteht in der Atmosphäre ein vertikaler Temperaturgradient. Die beiden wichtigsten Mechanismen des Ausgleichs der Strahlungsbilanz der Erdoberfläche sind neben der langwelligen Ausstrahlung der Energietransport in Form von latenter Wärme, der durch Verdunstung von Wasser und dessen Kondensation in der Atmosphäre bei gleichzeitiger Abgabe seiner Verdampfungswärme entsteht, und der Energietransport in Form von fühlbarer Wärme. Diese beiden Mechanismen sind über Land von etwa gleicher Größenordnung, über Ozeanen dagegen werden 8/9 des Austauschs durch latenten Wärmetransport und nur 1/9 durch den fühlbaren Wärmefluß vorgenommen [38].

Über den vertikalen Temperaturgradienten werden verschiedene Schichtungszustände der Atmosphäre beschrieben, die Auswirkungen auf die Dynamik der Atmosphäre haben. Diese zu beschreiben und die Auswirkungen aufzuzeigen ist Aufgabe dieses Kapitels.

2.5.1 Der trocken-adiabatische Temperaturgradient

Bei der mathematischen Beschreibung des Temperaturgradienten wird zwischen dem trocken-adiabatischen und dem feucht-adiabatischen Temperaturgradienten unterschieden. Der Einfachheit halber beschränke ich mich an dieser Stelle auf die Darstellung des ersteren, d. h. es werden weder die Kondensation noch die damit verbundene Freisetzung von Verdampfungswärme betrachtet, obwohl der Anteil, wie erwähnt, erheblich sein kann.

Der Entwicklung des trocken-adiabatischen Temperaturgradienten liegt die Annahme zugrunde, daß ein vertikal bewegtes Luftpaket keinen Wärmeaustausch mit seiner Umgebung hat. Unter Verwendung der Zustandsgleichung eines idealen Gases und der barometrischen Höhenformel ergibt die Temperaturänderung mit der Höhe

$$\Gamma := - \left. \frac{dT}{dz} \right|_{\text{trocken-adiab.}} \quad (25)$$

Mit der Erdbeschleunigung $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ und der spezifischen Wärme bei konstantem Druck $c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ führt dies zum trockenadiabatischen Temperaturgradienten von -9.8 K/km , der auf der Luftdruckabnahme mit der Höhe beruht.

Eine Abschätzung in Roedel [38] zeigt, daß der trocken-adiabatische Temperaturgradient auch für wasserdampfhaltige Luft gilt, solange keine Kondensation eintritt. Die adiabatische Temperaturänderung ist in diesem Fall ca. 0.86 % niedriger als der streng trockenadiabatische Gradient.

Über das Verhältnis des realen Temperaturgradienten γ zum trockenadiabatischen Temperaturgradienten Γ sind die unterschiedlichen Schichtungszustände der Atmosphäre definiert. Anschaulich kann man sich ein Luftpaket vorstellen, für dessen Auftriebskraft seine Dichte im Vergleich zu der Dichte der Umgebung entscheidend ist. Die Dichte fluktuiert entsprechend des Druckes und des Wasserdampfgehaltes.

Neutrale Schichtung liegt vor für $\gamma \simeq \Gamma$. Ein zufällig bewegtes Luftpaket wird keine zusätzlichen Kräfte erfahren; es verbleibt an dem Ort, an den es gebracht wurde, und es erfolgt kein Energietransport in vertikaler Richtung in Form von Wärme durch turbulente Mischung. Die bisherigen physikalischen Modelle sind ausschließlich für diesen Fall gültig.

Stabile Schichtung liegt vor, wenn $\gamma < \Gamma$ ist. In diesem Fall kühlt das Luftpaket stärker ab als seine Umgebung und ist daher dichter, weshalb es eine rücktreibende Kraft erfährt. Bei einem Absinken des Luftpaketes würde es sich entlang der Trockenadiabate mit sinkendem Druck stärker erwärmen als seine Umgebung und daher eine geringere Dichte haben. Auch in diesem Fall ergibt sich eine rücktreibende Kraft. Eine stabile Schichtung wirkt auf diese Weise einer Durchmischung und Turbulenz entgegen. Im klimatologischen Mittel liegt in den mittleren Breiten Europas eine leicht stabile Schichtung vor.

Labile Schichtung ist gegeben für $\gamma > \Gamma$. Das Luftpaket ist wärmer als seine Umgebung, die Dichte sinkt und zufällige vertikale Auslenkungen werden verstärkt. Es entsteht in der Folge eine verstärkte Durchmischung.

2.5.2 Charakterisierung der atmosphärischen Stabilität

Eine Kenngröße zur Charakterisierung des Einflusses der Auftriebskräfte auf die Intensität der Turbulenz im Vergleich zu dem Einfluß der Scherkräfte wird aus dem Verhältnis der Produktionsrate der turbulenten Energie durch Auftriebskräfte zu der Energieproduktionsrate durch Scherkräfte entwickelt.

Die Berechnung der Leistungsdichte der Auftriebskräfte erfolgt über die ideale Gasgleichung und die Poissongleichung. Es ergibt sich die Energieproduktionsrate ϵ_A [38]:

$$\epsilon_A = -g \overline{\rho' w'} = \frac{g \rho \overline{\rho' w'}}{\theta} = \frac{g H}{c_p \theta} \quad (26)$$

mit

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.286} \quad (27)$$

als potentieller Temperatur der Luft, g Erdbeschleunigung, w' Komponente der Windfluktuation in z -Richtung, ρ Luftdichte, H vertikaler Wärmefluß und c_p spezifischer Wärme. p_0 steht für den Druck der Standardatmosphäre, T für die aktuelle Temperatur und p für den aktuellen Druck.

Für die Leistungsdichte der Erzeugung turbulenter Energie durch Scherkräfte ergibt sich

$$\epsilon_S = \frac{\rho u_*^3}{\kappa z} \Phi(H, u_*, z) \quad (28)$$

mit dem Ansatz, das im neutralen Fall gültige differentielle Geschwindigkeitsprofil mit einer vom vertikalen Wärmefluß H abhängigen Korrekturfunktion $\Phi = \frac{\text{aktueller vertikaler Windgeschwindigkeitsgradient}}{\text{Windgeschwindigkeitsgradient bei neutraler Schichtung}}$ zu multiplizieren. Daraus resultiert

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z} \cdot \Phi(H, u_*, z) \quad (29)$$

Aus (26) und (28) ist ersichtlich, daß ϵ_A nur sehr wenig von der Höhe über dem Erdboden abhängig ist, während ϵ_S mit der Höhe proportional zu $\frac{1}{z}$ abnimmt.

Das Verhältnis dieser beiden Größen ist definiert als Fluß-Richardson-Zahl

$$R_f = -\frac{\epsilon_A}{\epsilon_S} \quad (30)$$

R_f steigt in guter Näherung linear mit der Höhe an, bei Annäherung an die Erdoberfläche wird R_f Null, d. h. der Einfluß der thermischen Auftriebskräfte wird im Vergleich zu den Scherkräften verschwindend gering. Die nicht höhenabhängigen Größen in (30) werden zu der Skalierungslänge L , der Monin-Obukhov-Länge zusammengefaßt. Es ergibt sich

$$L = -\frac{\theta_0 c_p u_*^3 \rho}{\kappa g H} \quad (31)$$

und somit

$$R_f = -\frac{\kappa g H}{c_p \rho \theta u_*^3} \frac{z}{\Phi(H, u_*, z)} = \frac{z}{L \Phi(H, u_*, z)} \quad (32)$$

R_f und L sind bei stabiler Schichtung positiv, negativ bei labiler Schichtung und im neutralen Fall wegen $H = 0$ unendlich.

Die Monin-Obukhov-Länge L hat sich aus der Dimensionsanalyse als geeignete Skalierungsgröße zur Darstellung der Korrekturfunktion Φ erwiesen, so daß diese geschrieben werden kann als

$$\Phi(H, u_*, z) = \Phi\left(\frac{z}{L}\right) \quad (33)$$

Physikalisch kann die Monin-Obukhov-Länge interpretiert werden als die Höhe, in der – bei neutraler Schichtung – die Produktion von Turbulenzenergie durch Auftriebskräfte gleich der Produktion durch Scherkräfte wird (vergleiche Gleichung (32)).

Nach Obukhov [32] liegt L unter Annahme realer Wärmeflüsse und Windgeschwindigkeiten zwischen 8 und 50 m. Nach Stull [43] liegt L zwischen 1 m und 200 m. Der Verlauf der Funktion Φ muß experimentell bestimmt werden. Stull [43] und Roedel [38] greifen auf die Ergebnisse von Businger [8] und Dyer [10] zurück. Nach deren Ergebnissen ist

$$\Phi\left(\frac{z}{L}\right) = \begin{cases} (1 - 15\frac{z}{L})^{1/4} & \text{labile Schichtung, } \frac{z}{L} < 0 \\ 1 & \text{neutrale Schichtung, } \frac{z}{L} = 0 \\ 1 + 4.7\frac{z}{L} & \text{stabile Schichtung, } \frac{z}{L} > 0 \end{cases} \quad (34)$$

Der Messung besser zugänglich als die Fluß-Richardson-Zahl ist die Gradient-Richardson-Zahl, in der Regel einfach als Richardson-Zahl bezeichnet. An Stelle der schwer zu messenden Impuls- und Wärmeflüsse werden hier Gradienten von θ und u betrachtet

$$Ri = \frac{g \cdot \left(\frac{d\theta}{dz}\right)}{\theta \cdot \left(\frac{du}{dz}\right)^2} \quad (35)$$

mit g als Schwerebeschleunigung.

Es ist dann

$$L \approx \begin{cases} \frac{z}{Ri} & \frac{z}{L} < 0, \text{ labile Schichtung} \\ \frac{3}{4} \frac{z}{Ri} & \left|\frac{z}{L}\right| < 0.05, \approx \text{neutrale Schichtung} \end{cases} \quad (36)$$

Bei stabiler Schichtung geht die Richardson-Zahl oberhalb eines Wertes von 0.2 bis 0.25 in eine Sättigung über, d. h. die Turbulenzenergie kommt praktisch zum Erliegen. Diese Gradientenmethode kann demnach für eine stabile Schichtung nicht angewendet werden.

2.5.3 Mathematisch-physikalische Modelle unter Einfluß der Schichtung

In diesem Abschnitt werden die zur Beschreibung des logarithmischen Windprofils und des Geostrophischen Reibungsgesetzes bei nicht-neutraler Schichtung benötigten Formulierungen und Größen dargestellt. Für die Ausführungen zum logarithmischen Windprofil

werden die Beschreibungen laut allgemeinen Lehrbüchern (z. B. [43, 38]), den von Landberg in seiner Untersuchung zur Leistungsvorhersage von Windkraftanlagen [22] verwendeten und die von Högström [17] vorgeschlagenen Beziehungen miteinander verglichen. Die Betrachtungen zum Geostrophischen Reibungsgesetz beruhen auf Landberg [22]. Eine Diskussion und ein Vorschlag zur Anwendung wird in Kapitel 4.3.2 durchgeführt.

Das nicht-neutrale logarithmische Windprofil

Nach dem obigen Ansatz, das differentielle Geschwindigkeitsprofil bei neutraler Schichtung mit einer Korrekturfunktion zu multiplizieren (Gleichung (29)), ergibt sich

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \Psi \left(\frac{z}{L} \right) \right) \quad (37)$$

mit $\Psi \left(\frac{z}{L} \right)$ als Integral von $\Phi \left(\frac{z}{L} \right)$, wenn Gleichung (29) über z integriert wird.

Es ist zu unterscheiden zwischen stabiler Schichtung der Atmosphäre, die zu einem in Bodennähe fast logarithmischen und mit zunehmender Höhe linearen Verlauf des Profils führt (linearlogarithmisches Profil) und der Formulierung für labile Schichtung. Im Falle stabiler Schichtung ergibt sich unter Verwendung von Gleichung (34)

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) + 4.7 \frac{z}{L} \right) \quad (38)$$

Für den Verlauf bei labiler Schichtung greifen Stull [43] und Roedel [38] auf die Ergebnisse von Paulson (1970) zurück:

$$\Psi(z/L) = -2 \ln \left[\frac{1 + \Phi \left(\frac{z}{L} \right)}{2} \right] - \ln \left[\frac{1 + \Phi \left(\frac{z}{L} \right)^2}{2} \right] + 2 \arctan \left(\Phi \left(\frac{z}{L} \right) \right) - \frac{\pi}{2} \quad (39)$$

wobei für Φ die Formulierung von Businger und Dyer (Gleichung (34)) Anwendung findet. Zur Bestimmung der Windgeschwindigkeit bei nicht-neutralen Bedingungen ist demnach die Bestimmung der Monin-Obukhov-Länge ausreichend. Zur Berechnung von L ist entweder die direkte Messung von Impuls- und Wärmeflüssen notwendig, oder – einfacher, aber ungenauer – die Messung von potentieller Temperatur und Windgeschwindigkeit in zwei verschiedenen Höhen.

Die Untersuchungen von Landberg [22] basieren auf denselben Formulierungen. Lediglich seine Werte für Φ , beruhend auf Arbeiten von Högström [16], differieren leicht von den genannten Werten:

$$\Phi \left(\frac{z}{L} \right) = \begin{cases} 1 + 4.8 \frac{z}{L} & \frac{z}{L} > 0, \text{ stabil} \\ (1 - 19.3 \frac{z}{L})^{-1/4} & z/L < 0, \text{ labil} \end{cases} \quad (40)$$

Högström [17] hat alle bisherigen Erkenntnisse zusammengefaßt und schlägt für das Windprofil nach dem Ansatz von Monin-Obukhov mit

$$\Phi\left(\frac{z}{L}\right) = \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\kappa z}{u_*} \quad (41)$$

folgende Beziehungen für labile bzw. stabile Schichtung vor:

$$\Phi = \begin{cases} (1 - 19\frac{z}{L})^{-1/4} & -0.02 > z/L > -0.5 \\ 1 + 5.3\frac{z}{L} & 0.02 < z/L < 0.5 \end{cases} \quad (42)$$

Diese von Högström verwendeten Werte stellen die Mittelwerte der Ergebnisse der bisherigen plausiblen Untersuchungen und Experimente dar. Für den stabilen Fall schwanken die einzelnen Werte zwischen $4.2z/L$ und $6.25z/L$. Für ein z/L größer als 0.5 wächst die Streuung erheblich, was zu der Vermutung Anlaß gibt, daß Φ unabhängig von z/L wird. Dies bedeutet, daß Turbulenz nur noch sporadisch auftritt und die Monin-Obukhov-Theorie in diesem Bereich ihre Gültigkeit verliert.

Auch bei hoher Instabilität ist Φ nicht eindeutig ($z/L < -0.5$). Es ist zu erwarten, daß lokale freie Konvektion vorherrscht, wodurch auch die Bestimmung von u_* problematisch wird. Trotzdem hat die obige Beziehung laut Högström sogar Gültigkeit bis zu einem Wert von $z/L > -2.0$.

Die Gradient-Richardson-Zahl ist in etwa bestimmt durch $Ri \approx 1.5z/L$, wenn $z/L > -0.5$. Für Werte von $z/L < 0.5$ ist der Zusammenhang laut Högström nicht klar.

Das nicht-neutrale Geostrophische Reibungsgesetz

Auch das Geostrophische Reibungsgesetz ist von der thermischen Schichtung der Atmosphäre abhängig, was sich in der Abhängigkeit der beiden Konstanten $A = A(\mu)$ und $B = B(\mu)$ von dem für stabile wie labile Schichtung gültigen Stabilitätsparameter

$$\mu = \frac{\kappa u_*}{f L} \quad (43)$$

ausdrückt. Dies führt mit $\kappa u_* / f =$ Höhe der Grenzschicht zu der nicht-neutralen Formulierung der Gleichung (2):

$$G = \frac{u_*}{\kappa} \sqrt{\left(\ln\left(\frac{u_*}{f z_0}\right) - A(\mu)\right)^2 + B(\mu)^2} \quad (44)$$

und für die Ekman-Drehung

$$\sin \alpha = -\frac{B(\mu) u_*}{\kappa G} \quad (45)$$

Wie Landberg [22] gezeigt hat, streuen bereits die Ergebnisse der Experimente zur Bestimmung von A und B im neutralen Fall stark. Die von ihm verwendeten Werte von $A = 1.8$ und $B = 4.5$ entsprechen ungefähr dem Mittelwert der verschiedenen Experimentergebnisse.

Auch die diversen empirischen Abschätzungen von Arya [1, 2], Billard [6], Jensen [20], Long & Guffey [24] und Zilitinkevich [49, 50] weisen große Unterschiede auf (Abbildung 11 und Abbildung 12). Bis auf die von Zilitinkevich [50] angegebenen Beziehungen unterscheiden sich die Werte von A und B bei Rückführung auf neutrale Schichtung deutlich von den für neutrale Schichtung als gültig angenommenen Werten.

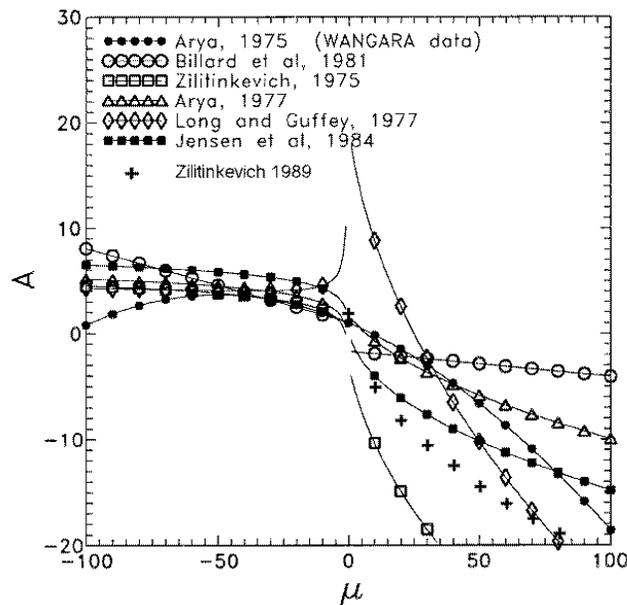


Abbildung 11: Abhängigkeit des Parameters A von dem Stabilitätsparameter μ nach verschiedenen bekannten empirischen Abschätzungen. Ein negativer Stabilitätsparameter kennzeichnet eine labile Schichtung. Besonders für den stabilen Bereich weisen die verschiedenen vorgeschlagenen Abhängigkeiten große Unterschiede auf; aus [22], Werte für Zilitinkevich 1989 zugefügt.

Bis auf Zilitinkevich [50] sind alle Gleichungen einschließlich einer Mittelwertsbeziehung von Landberg [22] für seine Windprognose eingesetzt worden. Die von ihm erzielten Ergebnisse wiesen jedoch einen deutlich höheren Fehler auf als die Berechnungen mit den Gleichungen des logarithmischen Windprofils und Geostrophischen Reibungsgesetzes für den neutralen Fall. Eine Anwendung im Rahmen der für diese Arbeit durchgeführten Berechnungen findet aufgrund dieser hohen Unsicherheiten nicht statt.

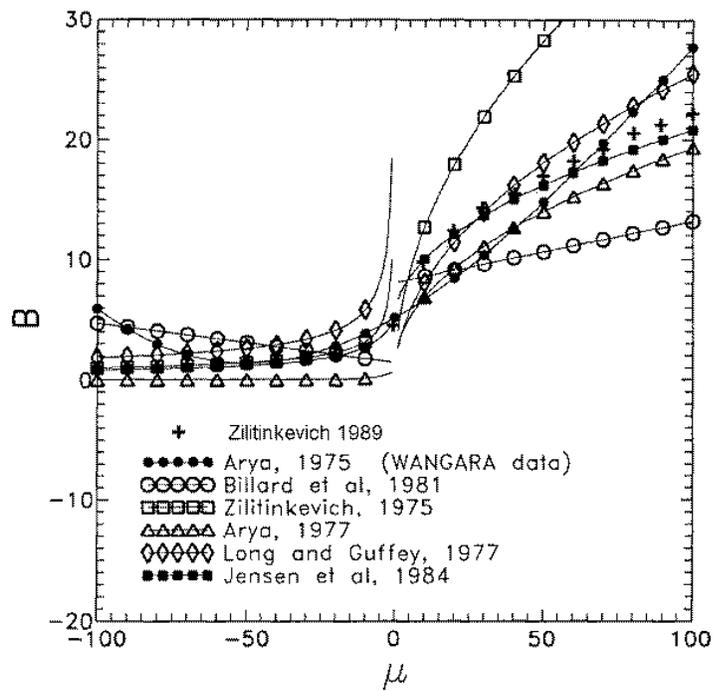


Abbildung 12: Wie Abbildung 11, nur für den Parameter B ; aus [22], Werte für Zilitinkevich 1989 zugefügt.

3 Modelle zur Vorhersage des bodennahen Windes

3.1 Überblick über existierende Vorhersageverfahren

Es existieren bereits verschiedene Verfahren zur Vorhersage von Windgeschwindigkeiten und -richtungen. Sie unterscheiden sich zum Teil erheblich in Einsatzzweck, Operationalität und in den dem jeweiligen Verfahren zugrundeliegenden Modellen. Im folgenden werden mehrere Verfahren vorgestellt, auf ihre Charakteristika eingegangen und die Unterschiede zur hier durchgeführten Arbeit erläutert.

Das Windleistungsprognosesystem **Pelwin** zur Unterstützung des EVU-Lastverteilers von der SCHLESWAG AG und der WINDTEST KWK GmbH ist ein operationelles Modell, mit dem die zu erwartende Leistung von Windparks an der Westküste Schleswig-Holsteins innerhalb der nächsten Stunde vorhergesagt wird [35]. Es ist vor allem entwickelt worden, um das plötzliche Abschalten von Windkraftanlagen durch zu hohe Windgeschwindigkeiten, die durch das Auftreten von Sturmfronten hervorgerufen werden, rechtzeitig erfahren und einplanen zu können. Grundlage dieser Vorhersage ist ein translatorisches Modell, mit dem eine Trendanalyse der Leistungsabgabe der Windkraftanlagen erstellt wird. Eingangsdaten sind an mehreren Orten (u. a. auf Helgoland) gemessene meteorologische Daten der letzten Stunde und die Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit. Unter Verwendung eines translatorischen Modells wird berechnet, zu welchem Zeitpunkt an den Meßstandorten detektierte Wetterfronten die jeweiligen Windkraftanlagen erreichen. Der Vorhersagezeitraum von einer Stunde ist für den Einsatz bei der mittelfristigen Leistungsregelung der konventionellen Kraftwerke zu gering.

Das **Risø National Laboratory** in Dänemark arbeitet an einem Ansatz, der auf der Basis eines meteorologischen Modells eine 48-Stunden-Vorhersage der Leistungsabgabe von Windkraftanlagen für Dänemark erlaubt [21]. Dieses bereits bei der dänischen Kraftwerkseinsatzplanung eingesetzte Verfahren ist das am weitesten entwickelte und war Anregung für die hier durchgeführten Arbeiten. Die Basis dieser Vorhersage bilden das *High Resolution Limited Area Model (HiRLAM)*, das Wettervorhersagemodell des dänischen meteorologischen Institutes, sowie die Ergebnisse des für Windpotentialstudien eingesetzten Programmes *WA^sP* [28]. Die in *WA^sP* verwendeten Algorithmen sind entscheidend für die Berücksichtigung der direkten lokalen Gegebenheiten am Anlagenstandort. Da sie nicht öffentlich zugänglich sind, war keine direkte Übernahme und Weiterentwicklung in dieser Arbeit möglich; die zugrundeliegenden Verfahren und Algorithmen mußten vollständig neu erarbeitet und entwickelt werden. Komplexes Gelände wird in dem dänischen Vorhersagesystem über das Modell von Jackson and Hunt [19] berücksichtigt (siehe hierzu auch Kapitel 4.4).

Das **Deutschlandmodell** des Deutschen Wetterdienstes (DWD) war bis zum 1. November 1999 das standardmäßig vom *Deutschen Wetterdienst* eingesetzte numerische Modell zur allgemeinen Wettervorhersage. Anschließend ist es vom *Lokalmodell* abgelöst worden. Zu den vorhergesagten Größen gehören auch die geostrophische Windgeschwindigkeit.

keit und -richtung und die bodennahe Windgeschwindigkeit und -richtung in 10 m Höhe. Die Berechnungen haben eine Auflösung von 0.125° , was einem Gitterpunktabstand von ca. 14 km entspricht. Der maximale Vorhersagezeitraum beträgt 48 Stunden. Eine genauere Beschreibung ist in Kapitel 3.2 vorhanden.

Die räumliche Auflösung dieses Modells ist nicht ausreichend, um Aussagen über die Windgeschwindigkeit an konkreten Standorten von Windturbinen machen zu können. Dies gilt auch für die vorhergesagten Werte in 10 m Höhe, bei denen nur das Flächenmittel von Rauigkeit und Orographie über ein Rechengitterelement berücksichtigt werden. Allerdings lassen sich die Vorhersageergebnisse des *Deutschlandmodells* als Eingangsgrößen für einen Ansatz mit höherer räumlicher Auflösung einsetzen.

Statistische Interpretationsverfahren ermöglichen eine Interpretation der Ergebnisse der numerischen Vorhersagemodelle insbesondere für eine Vorhersage von lokalen meteorologischen Größen und werden von den Wetterdiensten operationell verwendet. Das Prinzip ist, statistische Regressionstechniken zu nutzen, um die vom numerischen Modell vorhergesagten Größen (Prädiktoren) mit den interessierenden, in den Modellgleichungen jedoch nicht explizit vorhandenen, lokalen Größen (Prädiktanden) in Beziehung zu setzen. So werden z.B. der von dem Vorhersagemodell gelieferte Druck mit dem tatsächlich vor Ort an einer Wetterstation gemessenen in eine statistische Beziehung gesetzt. Eines dieser Verfahren ist die *MOS*-Methode (model output statistics) [3, 14].

Beim *MOS* wird eine statistische Beziehung zwischen dem Prädiktanden und den im numerischen Modell enthaltenen Variablen, die in diesem Fall die Prädiktoren darstellen, entwickelt. Aufgrund der Notwendigkeit, für eine Aufstellung der Regressionsbeziehungen an einzelnen Standorten längere gemessene Zeitreihen der Windgeschwindigkeit bereitzustellen, werden statistische Interpretationsverfahren nicht direkt im Vorhersagemodell eingesetzt. Sie können aber als Postprozessor die Vorhersageergebnisse verbessern, wenn für die betrachteten Standorte ausreichend lange und genaue Messungen sowie Vorhersagedaten des Modells, auf das der Postprozessor angewendet werden soll, vorhanden sind. Genaueres hierzu siehe Kapitel 7.

Es existieren verschiedene **Modelle zur momentanen Windgeschwindigkeitsvorhersage** im Sekunden- und Minutenbereich. Diese Modelle basieren ausschließlich auf statistischen Verfahren. Beispiele hierfür sind Anwendungen, die Kalman-Filter-Techniken [7] oder Neuronale Netze [23, 4] verwenden. Diese Verfahren werden bereits sinnvoll bei der Steuerung von Windenergiesystemen (z. B. Wind-Diesel-Systeme) eingesetzt; eine Verwendung für das hier verfolgte Ziel ist aber wegen des kurzen Vorhersagezeitraums auszuschließen. In einer am *Institut für solare Energieversorgungstechnik (ISET)* durchgeführten Diplomarbeit werden neuronale Netze für Vorhersagen über einen Zeitraum von 15 Minuten verwendet [26]. Diese werden zu 1-Stunden-Werten gemittelt und auf Basis dieser Werte die Windgeschwindigkeit eine Stunde im voraus prognostiziert. Für längere Vorhersagezeiträume bis zu 48 h verweist auch das ISET auf die Möglichkeit der Vorhersage auf Basis meteorologischer Parameter [11].

3.2 Das numerische Deutschlandmodell des Deutschen Wetterdienstes

Für Vorhersagen über Zeitbereiche von mehreren Stunden bis Tagen, im Sprachgebrauch der Meteorologen Kurzfristvorhersage genannt, erscheint es sinnvoll, auf die vom Deutschen Wetterdienst (DWD) erstellten großräumigen Wetterprognosen zurückzugreifen. Im Rahmen des Deutschlandmodells (DM) stehen routinemäßig meteorologische Prognosen für die Windverhältnisse in den unteren Schichten der Atmosphäre für Vorhersagezeiträume von 6–48 Stunden zur Verfügung. Verfahren wie das *Deutschlandmodell* sind ein wichtiger Teil der numerischen Wettervorhersage, die aus dem Zusammenspiel der großräumigen mit den kleinräumigen Modellen, der Datenassimilation und der Datenanalyse besteht.

Bei ihnen wird ausgehend vom aktuellen Zustand der Atmosphäre eine Simulation der sie bestimmenden Prozesse durchgeführt. Dies geschieht für das *Deutschlandmodell* für die mesoskaligen Effekte im Bereich von etwa 10–100 km auf Basis der strömungsmechanischen Modellierung der Atmosphäre und Anwendung der Massen-Impuls- und Energieerhaltungssätze. So kann eine Aussage über die wahrscheinliche zukünftige Entwicklung getroffen werden. Mit Ausnahme von extrem kurzen Vorhersagezeiträumen werden heutzutage alle Wettervorhersagen auf dieser Basis erstellt. Der Anfangszustand für die numerische Wettervorhersage wird durch Messung aller relevanten Größen in einem weltumspannenden Beobachtungsnetz aus synoptischen Stationen gewonnen. Die Daten werden mit einer Vielzahl von Meßplattformen (Bodenstationen, Schiffe, Bojen, Radiosonden, Satelliten, Flugzeuge) aufgenommen. Mit Hilfe eines Assimilationsverfahrens werden die zeitlich und räumlich unregelmäßig verteilten Beobachtungsdaten aufbereitet und auf das Modellgitter transformiert. Für die regionale Wettervorhersage in Deutschland wird vom DWD standardmäßig das numerische Deutschlandmodell verwendet. Enthalten ist hier unter anderem eine Vorhersage der Komponenten der Windgeschwindigkeit. Die vorhergesagten Größen werden für die meteorologische Standardhöhe von 10 m sowie für die verschiedenen Modell- bzw. Druckniveaus ausgegeben. Die horizontale Gitterauflösung beträgt 0.125 Grad, entsprechend ca. $14 \times 14 \text{ km}^2$, wobei jedem Gitterpunkt eine mittlere Rauigkeitslänge zugeordnet wird. Initialisiert wird ein Modellauf mit vollständigem Parametersatz jeweils um 0.00 und 12.00 Uhr UTC (Universal Time Coordinated). Die interne zeitliche Auflösung des Modells beträgt eine Stunde. Das Deutschlandmodell ist eingebettet in das Europamodell des DWD, das eine deutlich größere Fläche umfaßt, aber eine schlechtere geographische Auflösung als das Deutschlandmodell aufweist. Das Europamodell wiederum ist in das weltumspannende Globalmodell eingebunden. Für die Vorhersage der Windgeschwindigkeit und -richtung an den Standorten von Windkraftanlagen ist das Deutschlandmodell jedoch zu erweitern. Aufgrund der geringen räumlichen Auflösung des Modells sind lokale, die Windverhältnisse an den WKA-Standorten bestimmende, Gegebenheiten des Standortes wie Rauigkeiten, Orographie und lokale Hindernisse für den hier anvisierten Verwendungszweck nur unzureichend oder gar nicht beschrieben. Des weiteren fallen die Höhen der Modellniveaus

im allgemeinen nicht mit den Nabenhöhen der betrachteten Windkraftanlagen zusammen.

3.3 Das Oldenburger Vorhersagemodell

Grundlage des Vorhersageverfahrens ist prinzipiell die allgemeine numerische Wettervorhersage der nationalen oder europäischen Wetterdienste, die Informationen über die zeitliche Entwicklung meteorologischer Werte einschließlich Windgeschwindigkeit und -richtung liefern. Diese Ergebnisse werden räumlich verfeinert, so daß lokale Effekte im Bereich von etwa 100 m bis 10 km beschrieben werden können. In dieser Arbeit werden die Vorhersageergebnisse des *Deutschlandmodells* vom *Deutschen Wetterdienst* für die nächsten 48 Stunden in einer Schrittweite von 6 h für archivierte historische Daten und 3 h für Online-Daten für die Jahre 1996 bis 1999 verwendet. Siehe hierzu auch Kapitel 3.2 und Kapitel 5.1.

Mit diesen Daten wird unter Verwendung physikalischer Modelle die Windgeschwindigkeit und -richtung für die lokalen Gegebenheiten am Standort und die Nabenhöhe der jeweiligen Windkraftanlage berechnet (Abbildung 13). Hierzu sind Informationen über die Rauigkeiten, Hindernisse, Orographie, thermische Schichtung der Atmosphäre, Windanlagendaten und Windparkgeometrien nötig.

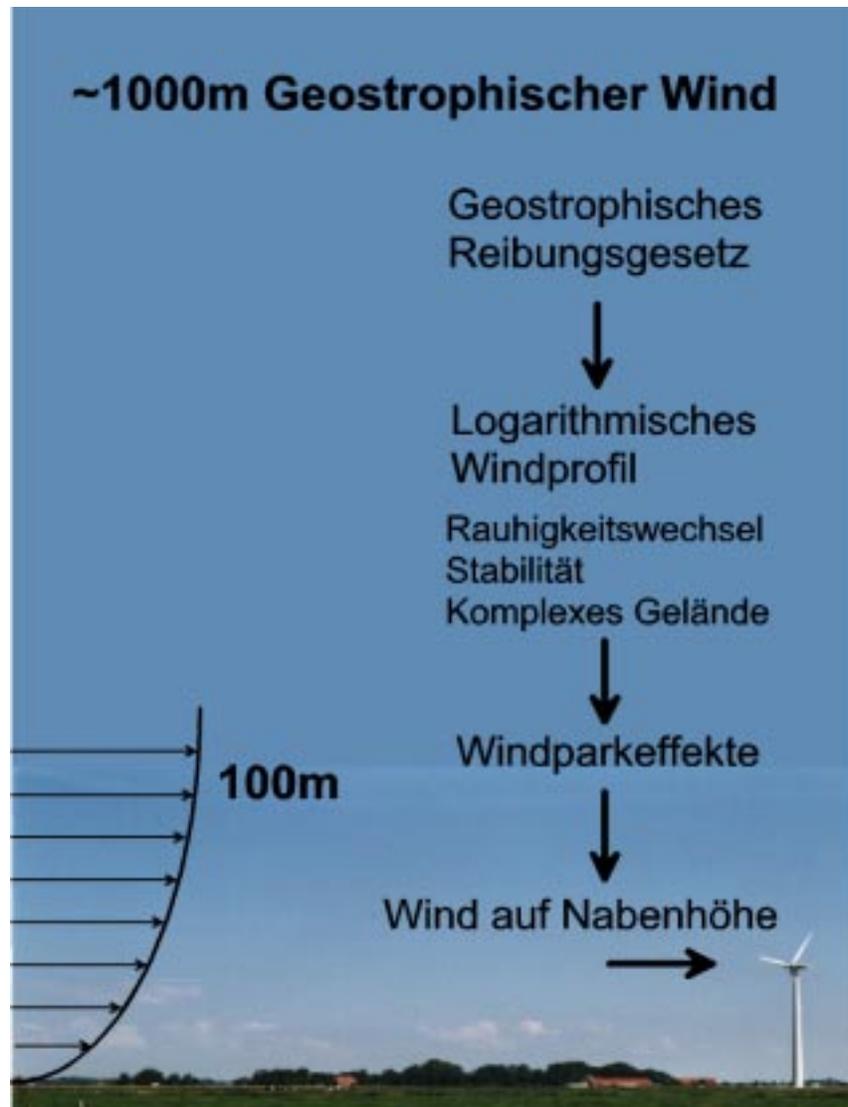


Abbildung 13: Skizziert ist das vertikale Windgeschwindigkeitsprofil und die Abfolge der beim Oldenburger Vorhersagemodell eingesetzten Modelle zur Bestimmung des Windes auf Nabenhöhe, bei Verwendung des Windes in großen Höhen als Ausgangswind.

4 Methode der räumlichen Verfeinerung

Die räumliche Verfeinerung basiert auf den Ergebnissen des *Deutschlandmodells*. Von diesem werden die Windkomponenten zum einen für eine Höhe von 10 m über Grund ausgegeben, wobei Rauigkeiten und Orographie des Gitters in die Werte eingegangen sind, zum anderen für Modellevel.

Die Windgeschwindigkeit am Standort ändert sich je nach Rauigkeit und orographischen Bedingungen unter Umständen innerhalb von wenigen Kilometern oder im Extremfall sogar einigen Metern sehr stark. In Anbetracht der hohen Abhängigkeit der im Wind enthaltenen Leistung von der Windgeschwindigkeit und deren logarithmischem vertikalen Profil ist schnell erkennbar, daß die Auflösung der *Deutschlandmodell*-Vorhersage für Windenergieanwendungen für die meisten Anlagenstandorte zu grob ist. Für eine ausreichend genaue Vorhersage der Leistungsabgabe ist es deshalb notwendig, die Vorhersagen des *Deutschen Wetterdienstes* horizontal räumlich unter Berücksichtigung der direkten Standortgegebenheiten zu verfeinern und vertikal die Windgeschwindigkeit in Nabenhöhe der Windkraftanlagen zu berechnen (Abbildung 14). Die hierzu notwendigen Verfahren werden im folgenden vorgestellt. Hierbei wird besonders auf den Transformationsprozeß zwischen geostrophischem Wind und Bodenwind und auf die Bestimmung der Rauigkeiten am Standort eingegangen, einschließlich der damit zusammenhängenden Ausbildung interner Grenzschichten aufgrund von Rauigkeitssprüngen. Nach der Thematisierung der Einbindung der atmosphärischen Stabilität auf die verwendeten Modelle behandle ich zum Abschluß dieses Kapitels die Modellierung der Abschattungen in Windparks und stelle ein einfaches Verfahren zur Berücksichtigung der orographischen Gegebenheiten am Standort vor.

Den hier beschriebenen Modellen liegen Annahmen zugrunde, die ihren Gültigkeitsbereich einschränken. So ist eine Voraussetzung die Existenz von Gleichgewichtszuständen, so daß in der Realität in Einzelfällen, z. B. bei Wetterumschwüngen, mit den Vorhersagemodellen die gemessenen Werte nicht wiedergegeben werden können. Des weiteren gelten sie aufgrund der den Modellen zugrundeliegenden Annahme turbulenter Strömung nur für größere Windgeschwindigkeiten, wie sie für Windenergieanwendungen von Bedeutung sind. Wegen der Einschränkung auf geringe vertikale Wärme Flüsse sind die Modelle nur für gemäßigte geographische Breiten mit einer nahezu neutralen thermischen Atmosphärenschichtung gültig. Teile dieses Kapitels beruhen auf Darstellungen und Arbeiten in Mellinshoff [25].

4.1 Transformation des Modellwindes auf Nabenhöhe

Ausgangspunkt der lokalen Verfeinerung sind die vom *Deutschlandmodell* ausgegebenen Werte der Windkomponenten für die Modellevel des *Deutschlandmodells* und den Bodenwind in 10 m Höhe an den Gitterpunkten.

Unter Verwendung einer entfernungsabhängigen Wichtung werden die Werte an den vier umliegenden Gitterpunkten des betrachteten Standortes auf die geographischen

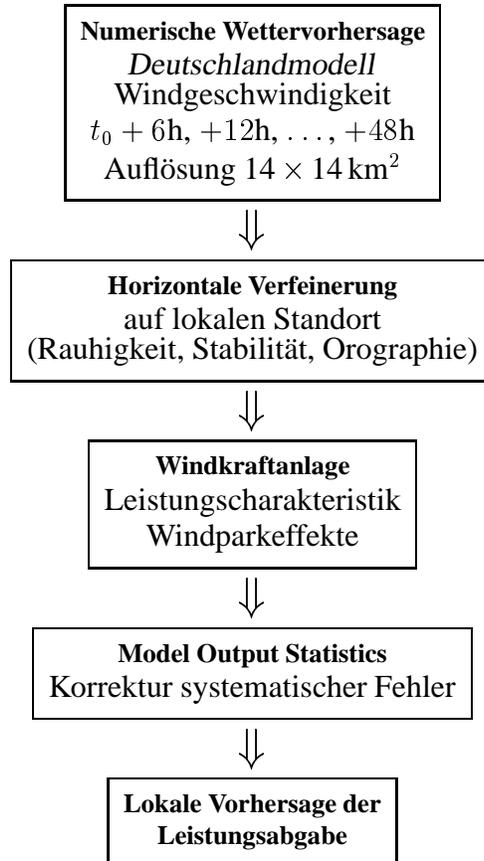


Abbildung 14: Schematische Darstellung des Vorhersageverfahrens. Ergebnis ist die zu erwartende Leistung einer einzelnen Windkraftanlage an einem bestimmten Standort zu einem festen Zeitpunkt innerhalb der nächsten 48 Stunden. Gegenseitige Abschattungen innerhalb eines Windparks werden gegebenenfalls berücksichtigt.

Koordinaten des Standortes gemittelt, wodurch sich die lokalen *Deutschlandmodell*-Vorhersagedaten ergeben (siehe auch Kapitel 12.1).

Die Berechnung der Windgeschwindigkeiten für die Nabenhöhe der jeweiligen Windkraftanlage geschieht über das Geostrophische Reibungsgesetz (44), über das der Bodenwind mit dem geostrophischen Wind verknüpft ist, und über das logarithmische Windprofil (37).

Im Fall des Bodenwindes und der unteren Modellevel ist aus der Windgeschwindigkeit am Boden der Wind in großen Höhen zu berechnen, um die in die *Deutschlandmodell*-Berechnungen eingeflossenen Werte der Oberflächenbeschaffenheit zu eliminieren und das Verfeinerungsmodell anwenden zu können (siehe linken Zweig in Abbildung 15). Ist der Wind in großen Höhen einmal bekannt, kann dieser – wie auf den oberen Modelleveln – als geostrophischer Wind G angesehen werden. Mittels der sektoriellen Rauhig-

keitslänge des betrachteten Sektors wird über das Geostrophische Reibungsgesetz (44)

$$G = \frac{u_*}{\kappa} \sqrt{\left(\ln \left(\frac{u_*}{f z_0} \right) - A(\mu) \right)^2 + B(\mu)^2}$$

die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* der Prandtl-Schicht bestimmt. Diese wird eingesetzt in das logarithmische Windprofil (37)

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \Psi \left(\frac{z}{L} \right) \right)$$

und führt unter Verwendung einer detaillierten Rauigkeitsbeschreibung mit Berücksichtigung von Rauigkeitssprüngen auf die Windgeschwindigkeit in der gewünschten Höhe innerhalb der Prandtl-Schicht.

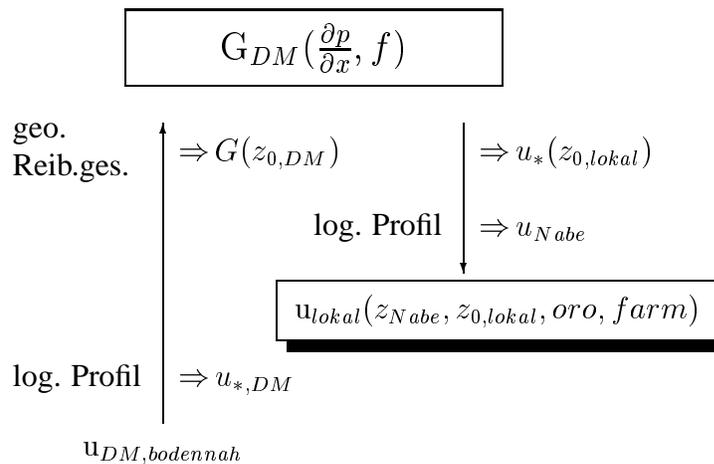


Abbildung 15: Der linke Zweig der Zeichnung zeigt die bei Verwendung des Windes im Einflußbereich der Erdoberfläche benötigte Berechnung des geostrophischen Windes zur Entfernung der Bodeneinflüsse durch das Deutschlandmodell. Der rechte Zweig zeigt die Vorgehensweise bei anschließender Berechnung des Windes auf Nabenhöhe der Windkraftanlage mit dem detaillierten Modell. Dies gilt auch bei Verwendung der Winde auf den höheren Modelleveln.

Die Drehung des Windes in der Ekman-Schicht wird durch Anwendung von Gleichung (45)

$$\sin \alpha = -\frac{B(\mu) u_*}{\kappa G}$$

berücksichtigt.

4.2 Berücksichtigung inhomogener Geländerauhigkeiten

Der Wind überstreicht ein Gelände unterschiedlich hoher Rauigkeiten. Eine hohe Rauigkeitslänge z_0 führt zu einer starken Bremsung der Windgeschwindigkeit in niedrigen Höhen. In dieser Arbeit wird die durch den Europäischen Windatlas [45] etablierte Beschreibung der Rauigkeit um eine Windkraftanlage verwendet. Mit der Windkraftanlage im Zentrum werden die Himmelsrichtungen in 12 Sektoren zu je 30° unterteilt. Innerhalb eines solchen Sektors werden Abschnitte gleicher Rauigkeitslänge bestimmt (Abbildung 16). Im Rahmen dieser Arbeit ist es oftmals notwendig, für Teile der Umgebung eine gemittelte Rauigkeitslänge anzugeben. Es werden verschiedene Rauigkeitsdefinitionen verwendet.

Das Zusammenfassen aller Rauigkeitsangaben an einem Standort zu einer gemeinsamen Rauigkeitslänge wird im weiteren als *mesoskalige Rauigkeit* bezeichnet. Hierzu zählen auch die Werte, die im *Deutschlandmodell* des Deutschen Wetterdienstes als Rauigkeitslänge z_0 für die einzelnen Gitterpunkte verwendet werden. Soll die mesoskalige Rauigkeit aus einer detaillierten Rauigkeitsbeschreibung berechnet werden, so findet die Mittelung aller Rauigkeitsangaben über Gleichung (46) statt.

$$z_{0\text{ meso}} = \exp\left(\frac{1}{12} \sum_{i=0}^{11} \ln z_{0i}\right) \quad (46)$$

Alle Rauigkeitslängen eines 30° weiten Sektors zu einem Wert zusammengefaßt heißen im folgenden *sektorielle Rauigkeit*. Falls keine Mittelungen vorgenommen werden, wird der Begriff der *detaillierten Rauigkeitsbeschreibung* verwendet.

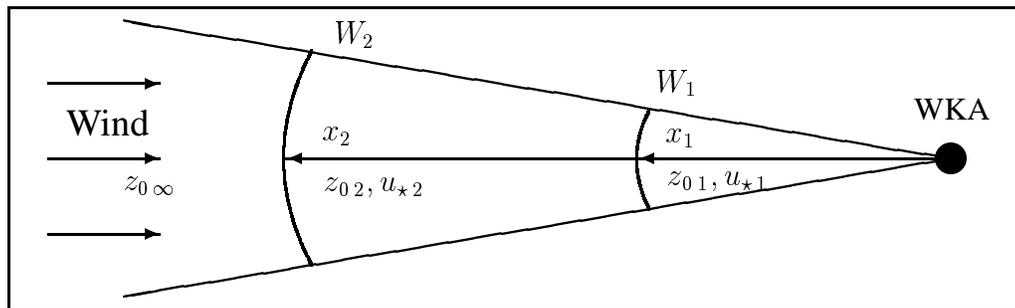


Abbildung 16: Ein 30° -Sektor der Rauigkeitsbeschreibung von oben betrachtet, mit einer Windkraftanlage (WKA) im Mittelpunkt. Dem Sektor ist bis zur Entfernung x_1 von der WKA die Rauigkeitslänge z_{01} und anschließend bis x_2 die Rauigkeitslänge z_{02} zugeordnet. Entsprechend der Rauigkeitslänge verändert sich auch die Schubspannung u_* . Am Übergang von z_{01} zu z_{02} entsteht eine interne Grenzschicht. Aus [25].

An den Übergängen zwischen den einzelnen Rauigkeiten innerhalb eines Sektors bilden sich *interne Grenzschichten* (IBL) aus (vergleiche Abbildung 10 in Kapitel 2.4.3).

Die bereits dargestellte Theorie zur internen Grenzschicht ist für vergleichsweise geringe Abstände zum Rauigkeitssprung entwickelt worden. Für die Beschreibung der Grenzschichthöhe in größeren Entfernungen hat Anna M. Sempreviva [40] durch den Vergleich von theoretischen Überlegungen und Messungen gezeigt, daß die Windgeschwindigkeit bis zu einer Höhe von 9 % der IBL durch die Rauigkeitslänge und Schubspannungsgeschwindigkeit **nach** dem letzten Rauigkeitssprung bestimmt ist und ab einer Höhe von 30 % der IBL durch die Rauigkeitslänge und Schubspannungsgeschwindigkeit **vor** dem letzten Rauigkeitssprung. Zwischen diesen beiden Höhen wird linear über den Logarithmus der Höhe interpoliert (Abbildung 17). In dem Diagramm ist zum einen der

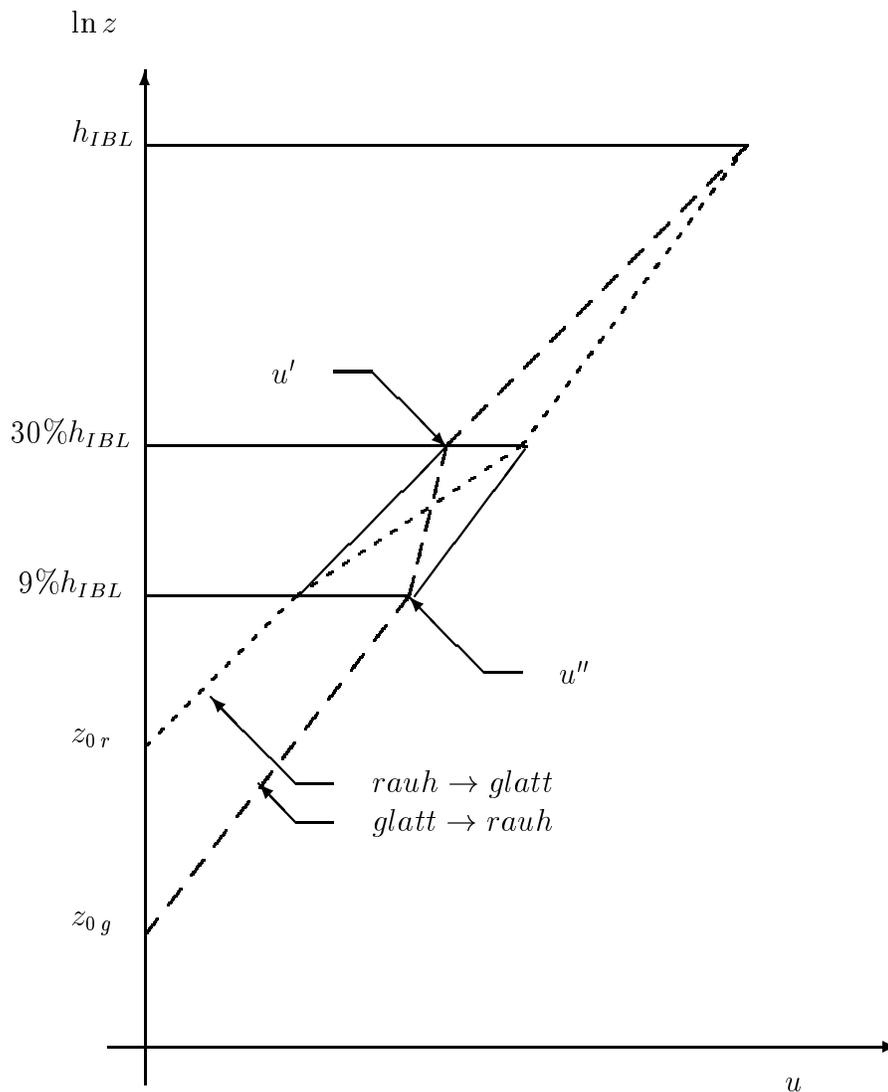


Abbildung 17: Halblogarithmische Darstellung des vertikalen Windprofils. Zu sehen sind die Geschwindigkeitsprofile für den Übergang glatt \rightarrow rau und rau \rightarrow glatt. Aus Mellinghoff [25], nach Sempreviva [40].

Übergang von einer glatten zu einer rauhen Oberfläche und umgekehrt dargestellt. Da die absoluten Werte der Rauigkeitslängen z_{0g} und z_{0r} als konstant angesehen werden, ergibt sich für beide Fälle die gleiche IBL-Höhe h und daraus folgend auch die gleichen Höhen 30% und 9% von h . Zu sehen sind die logarithmischen Windprofile für die beiden Rauigkeitslängen (Geraden) und die Windprofile, die sich abhängig von der Situation des Rauigkeitswechsels ergeben (gestrichelte Kurvenverläufe).

Dieses Verfahren kann bei mehreren Rauigkeitssprüngen mehrfach hintereinander angewendet werden. Dabei haben Vergleiche zwischen Ergebnissen des Programmes WA^{SP} und einer eigenen Implementierung gezeigt, daß bei einem mehrfachen Rauigkeitswechsel die logarithmisch-linearen Interpolationen nur zwischen den 30%-Höhen der verschiedenen internen Grenzschichten stattfinden. Lediglich in der untersten internen Grenzschicht wird wie angegeben zwischen der 9% und der 30%-Marke interpoliert. Im untersten und obersten Abschnitt gelten auch in diesem Fall die entsprechenden Formeln aus Gleichung (47).

Die verschiedenen Rauigkeitslängen z_{0n} werden im Rahmen dieser Arbeit von innen (Standort der Windkraftanlage bzw. des Meßmastes) nach außen gezählt. Für das Windprofil ergibt sich dann mit dem von Sempreviva [40] gegebenen Verfahren die abschnittsweise definierte Funktion in Gleichung (47) (siehe hierzu auch [12]).

$$u(z) = \begin{cases} \frac{u_{*3}}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_{0,3}}\right) & \text{für } 0.3 \cdot h_2 \leq z \\ u'' + (u''' - u'') \frac{\ln\left(\frac{z}{0.3 \cdot h_1}\right)}{\ln\left(\frac{0.3 \cdot h_2}{0.3 \cdot h_1}\right)} & \text{für } 0.3 \cdot h_1 \leq z < 0.3 \cdot h_2 \\ u' + (u'' - u') \frac{\ln\left(\frac{z}{0.09 \cdot h_1}\right)}{\ln\left(\frac{0.3 \cdot h_2}{0.09 \cdot h_1}\right)} & \text{für } 0.09 \cdot h_1 \leq z < 0.3 \cdot h_1 \\ \frac{u_{*1}}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_{0,1}}\right) & \text{für } z \leq 0.09 \cdot h_1 \end{cases} \quad (47)$$

mit

$$u' = \frac{u_{*1}}{\kappa} \ln\left(\frac{0.09 \cdot h_1}{z_{0,1}}\right) \quad (48)$$

$$u'' = \frac{u_{*2}}{\kappa} \ln\left(\frac{0.3 \cdot h_1}{z_{0,2}}\right) \quad (49)$$

$$u''' = \frac{u_{*3}}{\kappa} \ln\left(\frac{0.3 \cdot h_2}{z_{0,1}}\right) \quad (50)$$

Die Ausbildung der internen Grenzschichten verändert das für die Windgeschwindigkeitsbestimmung nötige u_* . Über das Geostrophische Reibungsgesetz (Gleichung (44)) kann die Schubspannungsgeschwindigkeit in der Prandtl-Schicht errechnet werden, wenn die geostrophische Windgeschwindigkeit G und die sektorielle Rauigkeit $z_{0\infty}$ bekannt sind.

Die weiter stromabwärts liegenden, zu den einzelnen Rauigkeiten gehörenden Schubspannungsgeschwindigkeiten $u_{*,n}$ werden über das im Europäischen Windatlas [45] benutzte empirische Verhältnis der $u_{*,n}$ von zwei aneinander angrenzenden internen Grenzschichten ermittelt (Gleichung (51)).

$$u_{*n-1} = u_{*n} \frac{\ln(h_{IBLn}/z_{0n})}{\ln(h_{IBLn}/z_{0n-1})} \quad (51)$$

Um dem mit wachsender Entfernung zum Standort geringer werdenden Einfluß der Rauigkeiten auf den Wind am Standort Rechnung zu tragen, wird der Wichtungsfaktor

$$W_n = \exp\left(-\frac{x_n}{D}\right) \quad (52)$$

eingeführt und mit

$$z_{0n+1} := \exp\left[\ln z_{0n} + W_n \ln\left(\frac{z_{0n+1}}{z_{0n}}\right)\right] \quad (53)$$

die Rauigkeiten korrigiert. Da angenommen wird, daß Rauigkeiten ab 10 km Entfernung vom Standort praktisch keinen Einfluß mehr auf den Wind am Standort haben, wird D gleich 10 000 m gesetzt. Auf diese Weise werden iterativ die Rauigkeitslängen zu einer gewichteten Rauigkeitslänge zusammengefaßt, bis schließlich ein Wert für die mittlere Rauigkeit $z_{0\infty}$ des Sektors, bezogen auf den Standort, erhalten wird.

Die Auswirkungen der in diesem Kapitel beschriebenen Modelle auf das Windgeschwindigkeitsprofil am Standort sind in Abbildung 18 und Abbildung 19 deutlich zu erkennen.

Abbildung 18 zeigt die Windgeschwindigkeit am Anlagenstandort in Abhängigkeit von der Höhe bei einem Rauigkeitssprung von sehr glatt nach sehr rau (aus Sicht des Windes): In niedrigen Höhen ist die Windgeschwindigkeit durch die hohe Rauigkeit am Standort beeinflusst. In großen Höhen hat die hohe Standortrauigkeit keinen Einfluß mehr, zum Tragen kommt die glatte, weiter entfernte Rauigkeit. Dazwischen wird logarithmisch interpoliert.

Abbildung 19 zeigt verschiedene 30°-Sektoren eines Standortes mit jeweils mehreren Rauigkeitssprüngen. Beide Abbildungen veranschaulichen die Bedeutung eines detaillierten Rauigkeitsmodells und den Einfluß der Bodenreibung auf die Windgeschwindigkeit.

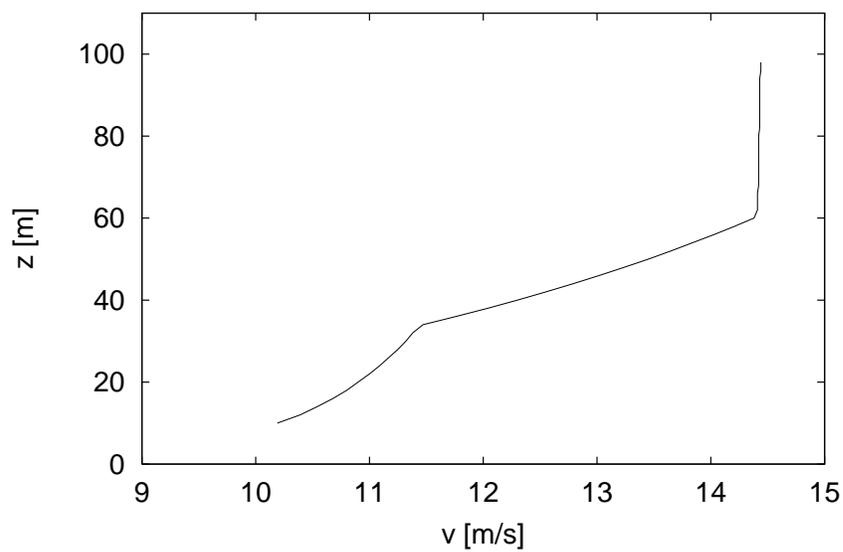


Abbildung 18: Aufgetragen ist die Höhe über Grund über die Windgeschwindigkeit. Zu sehen ist das vertikale Windgeschwindigkeitsprofil für einen Rauigkeitssprung innerhalb eines Sektors von glatt nach rau aus Sicht des Windes. Zwischen den beiden Profilabschnitten ist deutlich der interpolierte Teil zu erkennen.

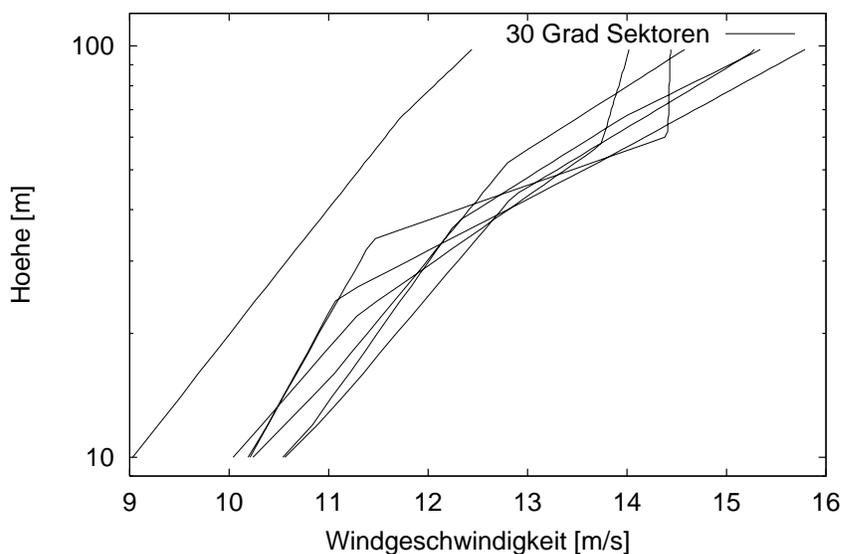


Abbildung 19: Wie Abbildung 18, nur für verschiedene 30°-Sektoren eines Standortes. Es ergeben sich deutlich differierende Windgeschwindigkeiten pro Sektor.

4.3 Berücksichtigung der thermischen Schichtung der Atmosphäre

Die thermische Schichtung der Atmosphäre hat Einfluß auf die in dieser Arbeit verwendeten physikalisch-mathematischen Modelle. Je nach Größe des vertikalen Temperaturgradienten verringert oder erhöht sich die Windgeschwindigkeit gegenüber der neutralen Schichtung für eine feste Höhe. Die in Mitteleuropa im Jahresmittel vorherrschende, leicht stabile Schichtung führt zu einer Verringerung der Windgeschwindigkeit in niedrigen Höhen und einer Erhöhung in größeren Höhen ab 50–80 m (vergleiche auch Abbildung 20).

Eine Berücksichtigung der Schichtung in den Vorhersageverfahren läßt sich somit zum einen über die Verwendung des klimatologischen Jahresmittelwertes realisieren, zum anderen über die Einbeziehung des lokalen aktuellen Wärmeflusses. Da die Schichtung für das betrachtete Gebiet im Jahresmittel nicht neutral ist, ist zu erwarten, daß sich bei Einbeziehung des klimatologischen Jahresmittelwertes die mittleren Fehler gegenüber den streng neutralen Modellergebnissen verringern. Der klimatologische Jahresmittelwert für Deutschland ist gut bekannt. Aus diesen Gründen wird diese Variante in dem Vorhersageverfahren verwendet.

Für eine Berücksichtigung der lokalen aktuellen Schichtung ist eine genaue Kenntnis des jeweils aktuellen lokalen Wärmeflusses notwendig. Dieser wird prinzipiell vom *Deutschlandmodell* berechnet und ausgegeben; es ist jedoch anzumerken, daß die Variation der Wärmeflüsse sehr gering und schwer meß- und berechenbar ist. In einer Beispielrechnung ermittelt Stull [43] den lokalen Wärmefluß $\overline{w'\theta'}$ zu 0.0034 Km/s. Dies läßt einen großen Fehler erwarten, der dazu führen könnte, daß die Ergebnisse schlechter werden als mit den streng neutralen Modellen. Diese Variante konnte bisher noch nicht in dem Vorhersageverfahren berücksichtigt werden, es wird aber ein möglicher Weg vorgeschlagen, wie der aktuelle Wärmefluß zukünftig Eingang in die Modelle finden könnte.

4.3.1 Basis: Der klimatologische Jahresmittelwert

Das auf dem klimatologischen Jahresmittelwert basierende Stabilitätsmodell orientiert sich an dem im Europäischen Windatlas verwendeten Verfahren und benutzt die dort dokumentierten Gleichungen und Wärmeflüsse. Basis der Überlegungen ist die Annahme der Störung eines neutralen Grundzustandes durch Wärmeflüsse, was mathematisch dadurch zum Ausdruck kommt, daß die Windgeschwindigkeit $u_0(z)$ bei neutraler Schichtung mit einem Korrekturterm multipliziert wird:

$$u(z) = u_0(z) \left(1 + \frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} f(z) \right) \quad (54)$$

Hierbei ist der Term $\frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)}$ bestimmt über Gleichung (55)

$$\frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} = \frac{\Delta u_{\star}}{u_{\star 0}} - \frac{\Psi(z_m/L_{off}) + \Psi(z_m/L_{rms})}{\ln(z_m/z_0)} \quad (55)$$

mit den in den Monin-Obukhov-Längen L_{off} und L_{rms} implizit enthaltenen Wärmeflüssen $\Delta H_{off} = -40 \text{ W/m}^2$ und $\Delta H_{rms} = 100 \text{ W/m}^2$ (multipliziert mit einem Formfaktor $F=0.6$). Damit setzt sich der Gesamtwärmefluß zusammen aus der Summe eines mittleren Offsets des Wärmeflusses und eines variierenden Anteils. Die zugehörige Monin-Obukhov-Länge wird über Gleichung (31) bestimmt. Die Höhe z_m ist abhängig von der Rauigkeitslänge z_0 und der Rossby-Zahl $Ro = G/f z_0$ und stellt die Verbindung des Rauigkeitsmodells zum Stabilitätsmodell dar:

$$z_m = 0.002 z_0 Ro^{0.9} \quad (56)$$

Das Verhältnis $\frac{\Delta u_*}{u_*}$ wird über Gleichung (57) aus dem vollständigen Differential des Geostrophischen Reibungsgesetzes erhalten.

$$\frac{du_*}{u_*} = \left[\frac{c g}{f T_0 c_p \rho G^2} \right] dH \quad (57)$$

Die neu auftretende Konstante hat den Wert $c = 2.5$.

Die in Gleichung (54) eingeführte Funktion $f(z)$ ist für die Form des Profils verantwortlich (Gleichung (58)):

$$f(z) = 1 - \frac{\ln(z_m/z_0)}{\ln(z/z_0)} \quad (58)$$

Abbildung 20 zeigt den Einfluß des Stabilitätsmodells auf das Windprofil in der Prandtl-Schicht. Dargestellt sind die Profile bei neutraler Schichtung (Geraden) und die Profile bei stabiler Schichtung nach Anwendung des Stabilitätsmodells auf einer halblogarithmischen Skala für einen Abschnitt konstanter Rauigkeit. Diese Form des Profils ist typisch für eine stabile Schichtung [43]. Der Einfluß des Stabilitätsmodells nimmt mit steigender Windgeschwindigkeit ab. Dies ist zu erwarten, da eine höhere Windgeschwindigkeit ein effektiver Mechanismus zur Koppelung der Schichten untereinander ist, gleichbedeutend mit einer Abnahme der Mischungsweglänge l . In Konkurrenz zu diesem Prozeß verliert die stabilisierende Wirkung an Einfluß.

Weitere Beschreibungen und ein Vergleich des hier verwendeten Modells mit dem im Europäischen Windatlas [45] verwendeten Modell siehe Mellinghoff [25].

4.3.2 Basis: Der aktuell vorhergesagte Wärmefluß

Viele der in der vorliegenden Arbeit verwendeten Stationen weisen einen hohen Tagesgang der Windgeschwindigkeit auf (siehe Kapitel 6.3). Dieser ist zurückzuführen auf die tageszeitliche Veränderung des vertikalen Wärmeflusses und der damit verbundenen Änderung der thermischen Schichtung der unteren Atmosphäre. Dieser Tagesgang kann nur in der Modellierung berücksichtigt werden, wenn die aktuellen vertikalen

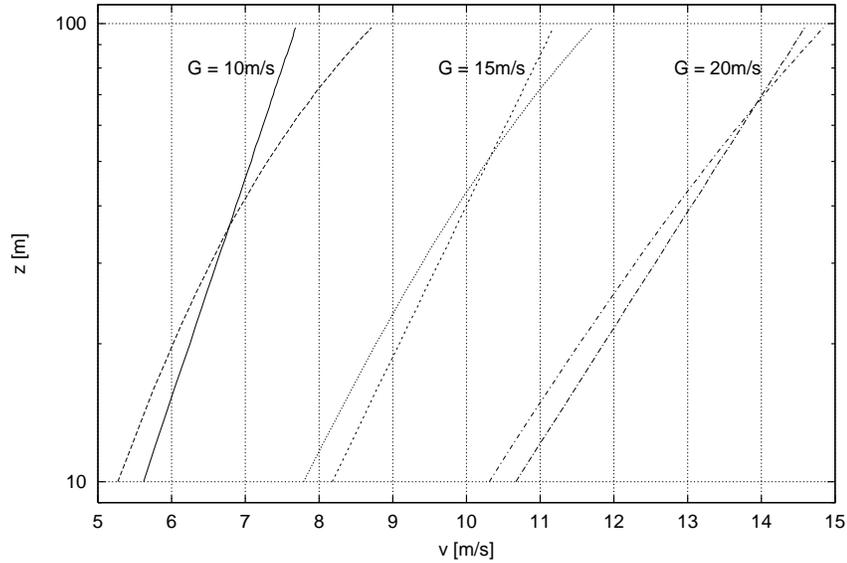


Abbildung 20: Auswirkung des Stabilitätsmodells auf Windprofile bei konstanter Rauigkeit und verschiedenen geostrophischen Windgeschwindigkeiten. Geraden: Profil bei neutraler Schichtung, Kurven: Profil bei stabiler Schichtung. Aus [25].

Wärmeflüsse oder der Temperaturgradient in der unteren Atmosphäre bekannt sind. Eine Modellierung mit dem im vorigen Abschnitt beschriebenen Verfahren ist nicht möglich. Im folgenden werden mögliche Vorgehensweisen für die Berücksichtigung der aktuellen lokalen Schichtung der Atmosphäre aufgezeigt; eine Anwendung konnte im Rahmen dieser Arbeit leider nicht stattfinden und bleibt zukünftiger Forschungsarbeit vorbehalten.

Sind der Wärmefluss H und die aktuelle Temperatur T in der unteren Atmosphäre direkt bekannt, z. B. als Vorhersagedaten vom *Deutschen Wetterdienst*, so kann die Monin-Obukhov-Länge unter Verwendung von Gleichung (31) ($L = (\theta/(\kappa g)) \cdot (c_p u_*^3 \rho/H)$) bestimmt werden, da $\kappa = 0.4$, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, $c_p = 1005 \text{ J/(kgK)}^{-1}$ und $\rho = 1.225 \text{ kg/m}^3$ als konstant und bekannt angesehen werden können. Die potentielle Temperatur wird über Gleichung (27) ermittelt.

Die Monin-Obukhov-Länge wird im logarithmischen Windprofil (Gleichung (37)) und für die Berechnung des Stabilitätsparameters μ (Gleichung (43)) verwendet.

Högström [17] schlägt vor, im Fall einer stabilen Schichtung den zusätzlichen Term $\Psi(z/L)$ über

$$\Psi = -5.3 \frac{z}{L} \quad (59)$$

zu berechnen. Der Wert 5.3 ist hierbei der Mittelwert aller bisherigen empirisch ermittelten Werte und weicht von dem in Gleichung (38) verwendeten Wert von 4.7 ab. Högström

gibt den Gültigkeitsbereich dieser Beziehung mit $0.02 < z/L < 0.5$ an, wobei der Bereich zwischen -0.02 und 0.02 als neutral angesehen wird. Bei labiler Schichtung gilt die Beziehung in Gleichung (39) mit Verwendung von

$$\Phi = \left(1 - 19 \frac{z}{L}\right)^{-1/4} \quad (60)$$

Dieser Wert von Φ entspricht auch dem von Landberg [22] verwendeten Wert, der sich an einer Veröffentlichung von Högström 1988 [16] orientiert hat.

Mit der Kenntnis der Länge L läßt sich auch der Stabilitätsparameter μ (Gleichung (43)) ermitteln, der zur Berechnung des Geostrophischen Reibungsgesetzes und der Drehung der Windrichtung in der Ekman-Schicht verwendet wird. Die Vorschläge zur Bestimmung der beiden Parameter $A(\mu)$ und $B(\mu)$, auf empirischen Untersuchungen basierend, sind sehr verschieden, besonders im Bereich der stabil geschichteten Atmosphäre. Vergleiche hierzu auch die Erläuterungen und Abbildungen 11 und 12 in Kapitel 2.5.3.

Die Erfahrung von Landberg [22] hat gezeigt, daß die Verwendung eines “stabilen” logarithmischen Windprofils zusammen mit dem Geostrophischen Reibungsgesetz die Vorhersagen gegenüber den “neutralen” Versionen verschlechtert hat. Ursachen hierfür können ein unzureichendes Modellverfahren zur Beschreibung der Schichtung oder eine ungenaue Vorgabe des Wärmeflusses sein. Um die Auswirkung der Modellierung zu testen, könnte das logarithmische Windprofil bei stabiler Schichtung eingesetzt werden unter Beibehaltung der neutralen Version des Geostrophischen Reibungsgesetzes. Diese Vorgehensweise ist angesichts der großen Unsicherheiten bei der nicht-neutralen Formulierung des Geostrophischen Reibungsgesetzes sinnvoll. Als Alternative hierzu kann die stabile Version des Geostrophischen Reibungsgesetzes unter Benutzung der von Zilitinkevich 1989 [50] vorgeschlagenen Beziehung für eine stabile Schichtung ($z/L > 0$) verwendet werden:

$$\begin{aligned} A(\mu) &= \ln(1 + 0.88\mu^{0.5}) - 2.55\mu^{0.5} + 1.7 \\ B(\mu) &= 1.76\mu^{0.5} + 4.5 \end{aligned} \quad (61)$$

Dies ist die einzige vorgeschlagene Beziehung, die bei Annäherung an die neutrale Schichtung in die für diese üblicherweise verwendeten Werte übergeht. Da sie nur für stabile Schichtung gilt, benötigt man eine weitere für den Fall einer labil geschichteten Atmosphäre ($\mu < 0$). Für diese Schichtungsart liegen die vorgeschlagenen Beziehungen dicht beisammen, es können beispielsweise die von Zilitinkevich 1975 [49] verwendeten Abhängigkeiten

$$\begin{aligned} A(\mu) &= \ln \frac{|\mu|}{\kappa} - 1 \\ B(\mu) &= 10|\mu|^{-0.5} \end{aligned} \quad (62)$$

benutzt werden.

Ist der Wärmefluß nicht bekannt – er wird z. B. nicht standardmäßig bei den Online-Daten des *Deutschen Wetterdienstes* mit ausgegeben – so muß er über den vertikalen

Temperaturgradienten berechnet werden. Dies führt zu weiteren Unsicherheiten in den Berechnungen. Für labile und fast neutrale Schichtungen ist es prinzipiell möglich, unter Verwendung der Gradient-Richardson-Zahl die Monin-Obukhov-Länge zu berechnen. Siehe hierzu Gleichung (35) und Gleichung (36) in Kapitel 2.5.2. Für stabile Schichtungen gibt Stull [43] die Beziehung

$$\frac{\kappa L_l}{\theta_l} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = 4.23 \quad / \quad 4.7 \quad / \quad 5.0 \quad (63)$$

an. Die drei verschiedenen Zahlen 4.23, 4.7 und 5.0 sind aus verschiedenen Untersuchungen resultierende Ergebnisse. Es ist

$$L_l = -\frac{(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{3/4}}{\kappa \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v}} \quad : \quad \text{lokale Monin-Obukhov-Länge}$$

$$\theta_l = -\overline{w'\theta'_v} / u_{*l} \quad : \quad \text{lokale Temperatur}$$

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61r_{sat} - r_L) \quad : \quad \text{virtuelle potentielle Temperatur}$$

$$r_{sat} \quad : \quad \text{Wasserdampf-Sättigung des Luftpakets}$$

$$r_L \quad : \quad \text{Flüssigwasser-Anteil des Luftpakets}$$

$$u_{*l} = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/4} \quad : \quad \text{lokale Schubspannung}$$

$$\kappa \quad : \quad \text{von-Kármán-Konstante}$$

Mit Hilfe dieser Beziehung kann über die potentielle Temperatur und deren Ableitung nach der Höhe die Monin-Obukhov-Länge direkt bestimmt werden.

4.4 Berücksichtigung komplexen Geländes

Steht die betreffende Anlage in orographisch komplexem Gelände, muß das veränderte Strömungsverhalten der bodennahen Luftschichten durch Einsatz eines Modells, das die orographischen Gegebenheiten berücksichtigt, beschrieben werden. Ein einfaches Modell dieser Art ist das Modell von Jackson und Hunt [19], das auch die Basis für das im Europäischen Windatlas [45] verwendete Verfahren ist. Das Verfahren im Europäischen Windatlas unterscheidet sich vor allem durch eine höhere Auflösung und die Verwendung eines Polarkoordinatensystems.

Jackson und Hunt unterscheiden in ihrer Arbeit zwischen einer inneren und einer äußeren Strömungsschicht über dem Hügel. Die Grenze zwischen beiden liegt auf der Höhe l , auf der die Störungs-Scherkräfte im Gleichgewicht mit den Trägheits- und Druckkräften sind. Bis zu dieser Höhe entspricht die Geschwindigkeit der Summe von ungestörter Windgeschwindigkeit u_{low} vor dem Hügel und eines Störungsterms $\Delta \hat{u}$. u_{low} hat das gewohnte logarithmische vertikale Profil, während die Windgeschwindigkeit auf der Hügelkuppe u_{hill} auf der Höhe l eine maximale Windgeschwindigkeit bei maximaler Abweichung zur ungestörten Windgeschwindigkeit erreicht (Abbildung 21). In der äußeren Schicht, wenn die Höhe $z > l$ wird, setzt sich die Windgeschwindigkeit zusammen aus der ungestörten

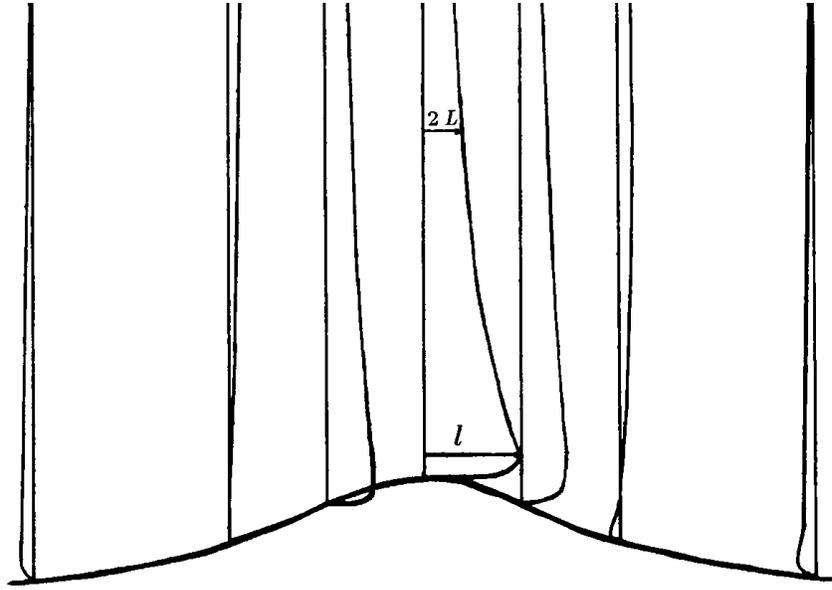


Abbildung 21: Abweichung der Windgeschwindigkeit auf einer Hügelkuppe zu der ungestörten Windgeschwindigkeit vor dem Hügel (relativ zum logarithmischen Windprofil). In der Höhe l wird die maximale Abweichung erreicht, in der Höhe $2L$ (= Tiefe des Hügels) wieder das stromaufwärtige Windprofil. Nach [19].

Windgeschwindigkeit u_{low} und einer Störung Δu , die für große Höhen den Wert Null anstrebt. Δu produziert einen Druck Δp , der, aufgrund wirbel- und reibungsfreier Strömung in der äußeren Schicht, bis zu einer Höhe $2L$ entsprechend der Tiefe des Bergrückens erzeugt wird. Dort geht das Profil wieder in das stromaufwärtige logarithmische Profil über.

In dieser Arbeit hat die mit WA^sP [28] nach dem Europäischen Windatlasverfahren berechnete Korrektur des Windes auf Nabenhöhe Eingang gefunden. Mit Hilfe dieses Modells kann die relative Windgeschwindigkeitserhöhung

$$\Delta S = \frac{u_{hill} - u_{low}}{u_{low}} \quad (64)$$

auf einer Hügelkuppe berechnet werden. Die relative Windgeschwindigkeitserhöhung und die Höhe der maximalen Windgeschwindigkeit können über

$$\Delta S \approx 2 \frac{h}{L} \quad (65)$$

$$l \approx 0.3 \cdot z_0 \left(\frac{L}{z_0} \right)^{0.67} \quad (66)$$

gut abgeschätzt werden (h ist die Höhe des Hügels). Für die Bestimmung der Windge-

schwindigkeit auf Nabenhöhe H werden folgende Beziehungen verwendet:

$$\Delta S_H = \begin{cases} \Delta S_l & : H \leq l \\ \Delta S_l \cdot \frac{\ln(H/2L)}{\ln(l/2L)} & : l < H \leq 2L \\ 0 & : 2L < H \end{cases} \quad (67)$$

Diese Beziehungen finden Anwendung im Computerprogramm WA^sP, das einen Faktor F zur Korrektur der Windgeschwindigkeit und einen Offset ϕ_{off} der Windrichtung ausgibt:

$$u_{oro} = u \cdot F \quad (68)$$

$$\phi_{oro} = \phi + \phi_{off} \quad (69)$$

Im Europäischen Windatlas wird darauf hingewiesen, daß das hier angewendete Verfahren nur auf dem Rücken einer einzelnen Hügelkette gilt und wenn eine Steigung der Hügelflanke von etwa 0.3 nicht überschritten wird. Dies läßt bereits im Vorfeld die Vermutung zu, daß das Modell für einige betrachtete Standorte zu unbefriedigenden Ergebnissen führen wird.

4.5 Berücksichtigung von Windparkeffekten

Hinter einer Windkraftanlage entsteht ein Bereich einer geringeren Windgeschwindigkeit im Vergleich zu der Windgeschwindigkeit vor der Windkraftanlage. Diese *Nachlaufströmung*, auch *wake* genannt, entsteht durch die Impulsentnahme aus der Windströmung durch den Rotor. Stehen Windkraftanlagen dicht beieinander, wie es in einem Windpark der Fall ist, so kommt es je nach Aufstellungsgeometrie und Windrichtung zu unterschiedlich starken Abschattungen der Anlagen untereinander, wie in Abbildung 22 dargestellt. Heutzutage werden Windkraftanlagen in Deutschland vor allem in Parks aufgestellt, so daß es wichtig ist, diese Leistungsverluste auch für eine regionale Vorhersage der Leistungsabgabe von Windkraftanlagen zu berücksichtigen.

Waldl [47] hat gezeigt, daß die Windgeschwindigkeitsverringerung gegenüber der ungestörten Windgeschwindigkeit beträchtlich sein und erhebliche Auswirkungen auf die Gesamtleistungsabgabe eines Parks haben kann. Gleichzeitig entwickelte er ein Modell, mit dem sich dieses Verhalten gut nachbilden läßt und ein Parkwirkungsgrad (Gleichung (70)) berechnet wird.

$$\eta_{park} = \frac{\sum_{wka} P_{wka,park}}{\sum_{wka} P_{wka,frei}} \quad (70)$$

Abbildung 23 zeigt Messung und Modellierung der Abnahme der Windgeschwindigkeit gegenüber einem ungestörten logarithmischen Windprofil. In Abbildung 24 ist der Parkwirkungsgrad eines kleinen Windparks bestehend aus zwei parallelen Reihen von Windkraftanlagen zu sehen. Die stark verminderte Gesamtleistungsabgabe bei etwa 100° und

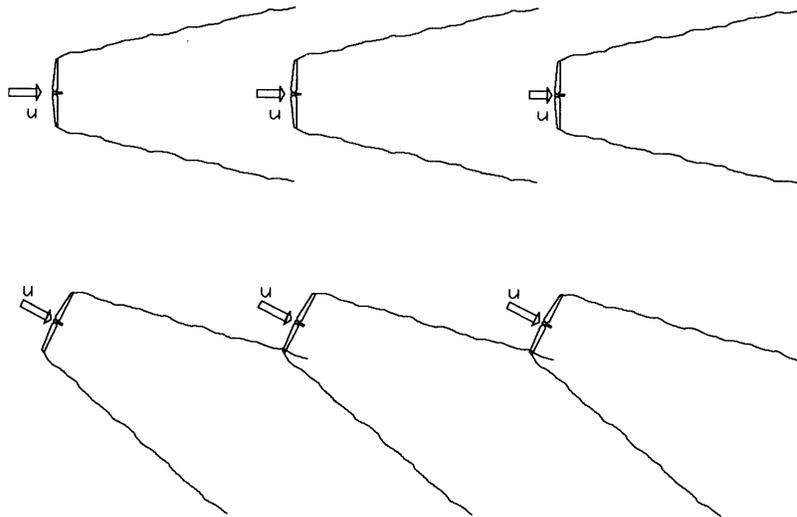


Abbildung 22: Gegenseitige Abschattungen der Windkraftanlagen in einem Windpark in Abhängigkeit von der Windrichtung durch Impulsentnahme aus der Windströmung durch den Rotor. Aus Waldl [47].

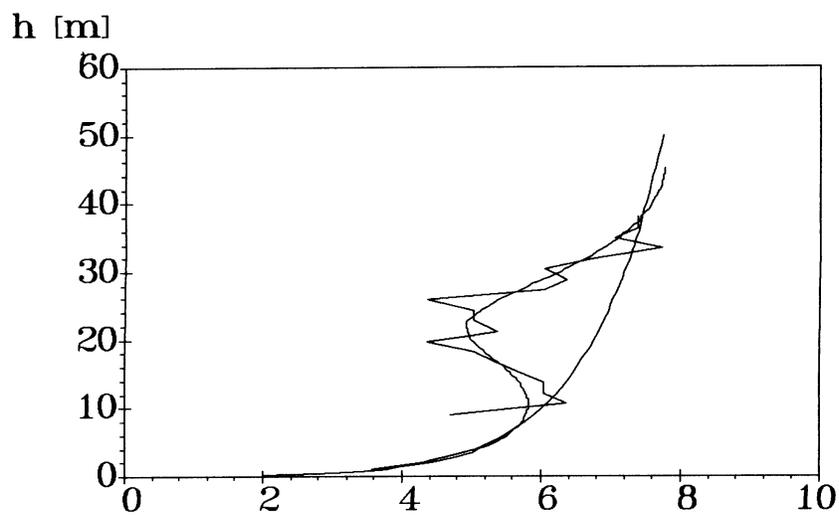


Abbildung 23: Vertikale Windgeschwindigkeitsprofile in einem Windpark. Die Windgeschwindigkeit ist in m/s angegeben. Zu sehen sind drei verschiedene Profile: das logarithmische, das in einem Windpark gemessene und das mit einem Wakemodell berechnete Profil. Aus Waldl [47].

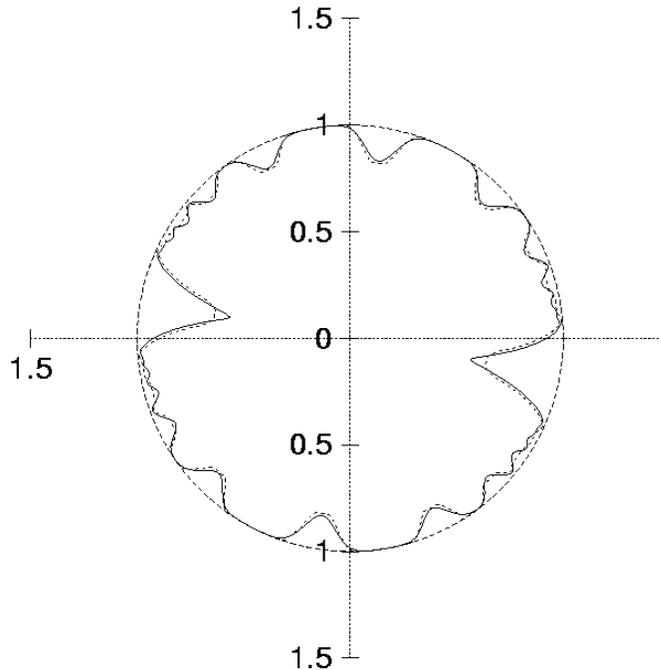


Abbildung 24: Wirkungsgrad eines kleinen Windparks in Abhängigkeit von der Windrichtung. "1" bedeutet in diesem Fall, daß die Leistungsabgabe des gesamten Parks der Leistungsabgabe der entsprechenden Anzahl frei angeströmter Turbinen entspricht. In diesem Windpark standen die Anlagen in zwei parallelen Reihen, woraus die stark verminderte Leistungsabgabe bei etwa 100° und etwa 280° resultiert. Aus Waldl [47].

etwa 280° ist auf diese Aufstellungsgeometrie zurückzuführen. Für kleine Parks liegt der Parkwirkungsgrad über 90 %, bei großen Parks oft bei ca. 80 % der Leistungsabgabe von frei angeströmten Windkraftanlagen.

Für das in dieser Arbeit entwickelte Vorhersageverfahren wurde das von Waldl et al. entwickelte Computerprogramm *FLaP* [46] zur Berechnung des sektorweisen Wirkungsgrades einer einzelnen Windkraftanlage im Park verwendet. Zur Berechnung der Leistungsabgabe der Anlage im Park wird nun die Leistungsabgabe der frei angeströmten Windkraftanlage zu jedem Zeitpunkt mit dem zur Windrichtung gehörigen Parkwirkungsgrad multipliziert (vergleiche Abbildung 24).

5 Die Datenbasis

Eine umfangreiche Datenbasis sowohl von (Wind)Vorhersage- als auch von Meßdaten bildet die Grundlage für die Durchführung der Leistungsvorhersage und für eine belastbare Verifikation des benutzten Verfeinerungsmodells mittels physikalisch-statistischer Methoden. Des weiteren dienen die Meßdaten als Basis und "Lernmenge" für die Anwendung von statistischen Postprozessoren (siehe auch Kapitel 7). Es stehen für die in Abbildung 25 gezeigten Standorte Meßdaten zu Verfügung. Ein Problem bei der Bewältigung der Datenmengen bestand in der Überprüfung der Vollständigkeit und der Plausibilität der Daten. Dies wurde erschwert durch – seitens des *Deutschen Wetterdienstes* bzw. des ISET – mehrfach geänderte Modelle bzw. Archivierungsformate für beide Datenarten. Zur Vereinheitlichung und besseren Verwendbarkeit der Datenbasis wurden alle Daten in ein einheitliches Format gebracht. Hierfür wurde das DEPRI-Format [33] gewählt.

Zur Verfügung standen archivierte Daten des *Deutschen Wetterdienstes* des Zeitraums vom 01.01.1996 bis Mitte September 1997 und wieder von Anfang 1998 bis zum 31.12.1999, wobei die zeitliche Lücke durch beschädigte Datenbänder des *Deutschen Wetterdienstes* entstand. Seit April 1999 handelt es sich hierbei um Online-Vorhersagedaten mit einer zeitlichen Auflösung von 3 anstatt 6 Stunden, wie es bei den archivierten Daten der Fall war. Bis September 1997 handelt es sich um Daten aus dem Vorhersagemodell DM3, anschließend aus dem Modell DM4. Seit 1. November 1999 wird ein vollständig neues Vorhersagemodell, das *Lokalmodell*, eingesetzt. Dieses weist eine räumliche Auflösung von ca. 7 km auf im Gegensatz zu der Auflösung von ca. 14 km bei dem *Deutschlandmodell*.

Die tatsächlich verwendbare Menge der Daten schränkte sich für die Auswertung dadurch ein, daß nur Zeitpunkte berücksichtigt werden konnten, von denen bei Betrachtung eines Standortes zeitgleiche Meß- und Vorhersagedaten vorhanden sein mußten. Bei Betrachtung von Regionen werden zeitgleiche Meß- und Vorhersagedaten aller in der Region vorhandenen Standorte benötigt. Besonders bei den Meßdaten kommt es häufiger zu großen Lücken aufgrund von Datenloggerausfällen, die bei einer langjährigen Freifeldmessung leider nie völlig auszuschließen sind, oder durch Stillstand der Windkraftanlagen aufgrund eines Anlagenschadens. Ferner sind nur Zeitpunkte von Interesse, zu denen die Windkraftanlagen Leistung abgeben und die Windgeschwindigkeit zwischen ca. 3.5 m/s bis 25 m/s beträgt.

5.1 Vorhersagedaten des *Deutschen Wetterdienstes*

Für die durchgeführten Rechnungen wurden Vorhersagedaten für das Gebiet von 4.3–16.7° östl. Länge und 49.45–55.25° nördl. Breite verwendet. Dieser Bereich deckt Nord- und Mitteldeutschland ab, siehe auch die Verteilung der Meßstationen (Abbildung 25). In den Archivdateien enthalten sind die Windkomponenten u und v in einem gedrehten Arakawa-C-Gitter, die geopotentielle Höhe, die Temperatur und spezifische Feuchte auf

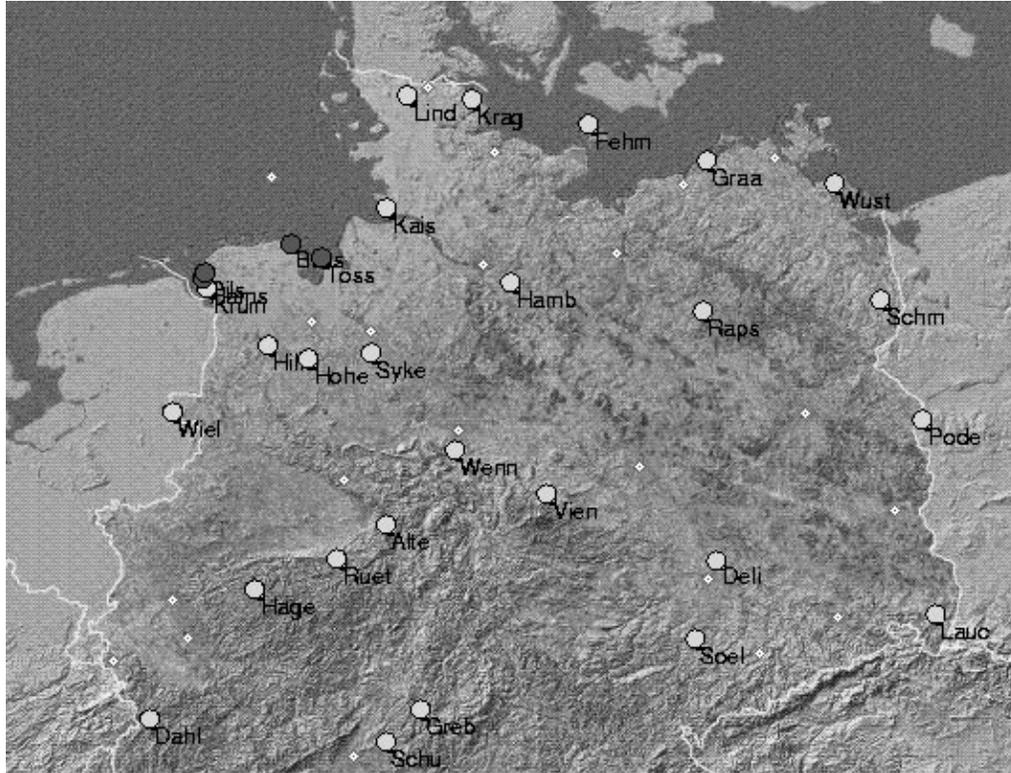


Abbildung 25: Ausgewählte Windkraftanlagenstandorte.

den Modellflächen. Des weiteren ist der Bodendruck in 0 m Höhe, die Bodentemperatur in 2 m Höhe, andere Bodfelder und konstante Felder enthalten.

Die Winddaten liegen für die Höhe von 10 m vor und für die (vollen und auf den Schichtmitten definierten) Modellflächen 14–20. Diese entsprechen bei Standardatmosphäre, d. h. bei einem Bodendruck p_s von 1013 hPa, den in Tabelle 4 aufgeführten Drücken und Höhen. Eine schematische Darstellung der im *Deutschlandmodell* verwendeten Level ist

Tabelle 4: Druck und Höhe der verwendeten vollen Modellevel (Schichtmitte) bei Standardatmosphäre. Nach Quarterly Report Nr. 9 [39].

level	Druck [hPa]	Höhe [m]
14	820.0	1749.4
15	876.0	1210.8
16	919.2	814.1
17	949.7	543.0
18	975.1	322.5
19	996.5	140.4
20	1009.2	33.8

in Abbildung 26 gegeben. Die Vorhersagemodelle des *Deutschen Wetterdienstes* werden

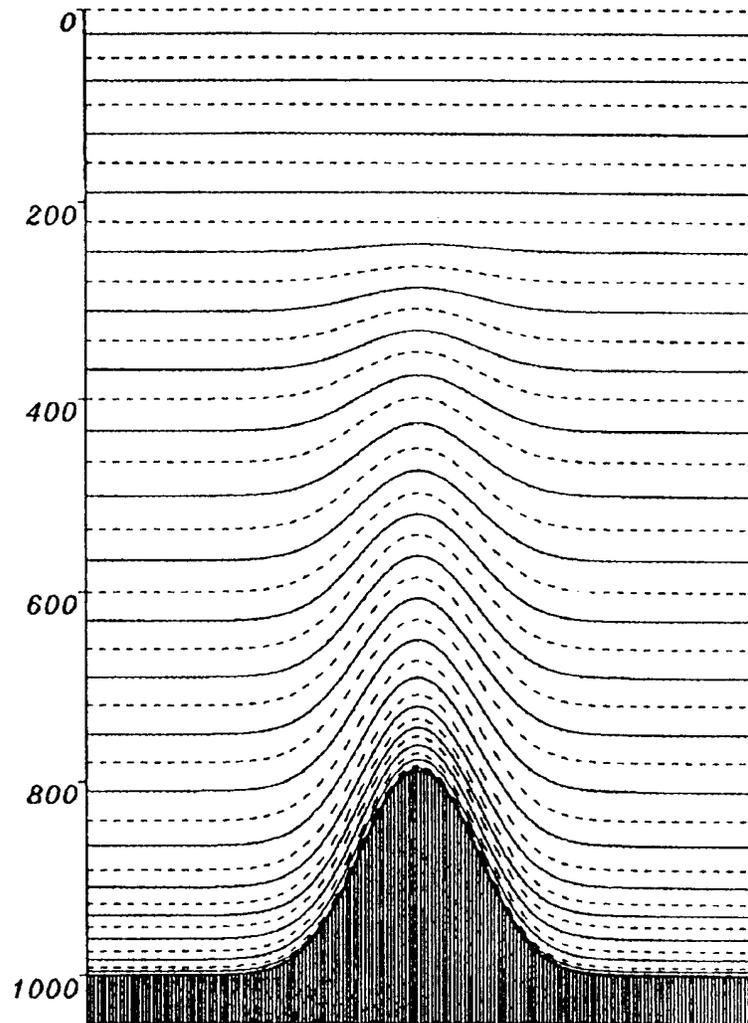


Abbildung 26: Schematische Darstellung der im Deutschlandmodell verwendeten Modellevel, aus [39]. Zu sehen ist der Verlauf der vollen Modellevel (durchgezogene Linien) und der halben Modellevel (gestrichelte Linien) abhängig von der Beschaffenheit der Erdoberfläche. Die Zahlen geben den Luftdruck in hPa an (bei Standardatmosphäre).

jeweils um 00.00 Uhr und 12.00 Uhr UTC gestartet. Die Daten für 1996 liegen nur für den Startzeitpunkt 00.00 Uhr UTC vor, alle anderen für 00.00 und 12.00 Uhr. Über den ganzen Zeitraum vorhanden sind die Vorhersagezeiten 06, 12, 18, 24, 36, 48 Stunden.

Da es im Windenergiebereich üblich ist, statt mit Windgeschwindigkeitskomponenten mit Windgeschwindigkeit und Windrichtung zu operieren und auch bei der Meßdatenaufnahme entsprechend verfahren wird, mußten diese entsprechend umgerechnet werden. Da in die Ausgabe des 10 m Bodenwindes des DWD bereits verschiedene Informationen über

die (lokale) Erdoberfläche eingehen, z. B. eine Rauigkeitslänge z_0 pro Gitterpunkt, ist es notwendig, diese zum Teil invarianten Daten zu kennen, um aus dem 10 m Wind wieder auf den Wind in großen Höhen schließen zu können.

In dieser Arbeit sind Höhen zwischen 30 und 2000 m von Interesse. Da vom *Deutschlandmodell* die geopotentielle Höhe ausgegeben wird, wird mit Gleichung (7) bzw. Gleichung (8) aus Kapitel 2.2.4 aus vorgegebenen Höhen über Grund für verschiedene Breitengrade die geopotentielle Höhe ermittelt (Tabelle 5). Die hier aufgeführten Abweichungen der geopotentiellen Höhe von der Höhe über Grund sind selbst für große Unterschiede in den Breitengraden derart gering, daß sie für die Anwendungen in dieser Arbeit vernachlässigt werden können. Deshalb kann die vom *Deutschlandmodell* ausgegebene geopotentielle Höhe als näherungsweise identisch mit der geometrischen Höhe angenommen werden.

Tabelle 5: Werte der geopotentiellen Höhe h für verschiedene Höhen z über Grund und Breitengrade ϕ . Die Abweichungen zwischen der Höhe über Grund und der geopotentiellen Höhe sind für die geplante Anwendung vernachlässigbar.

Breitengrad ϕ	$g(z, \phi)$	Höhe z	$h(z, \phi)$
70.0	9,8194	2000	2003.96
53.0	9,8069	2000	2001.41
51.0	9,8052	2000	2001.06
10.0	9,7760	2000	1995.10
70.0	9,8254	30	30.08
53.0	9,8129	30	30.03
51.0	9,8121	30	30.04
10.0	9,7820	30	29.95

5.2 Meßdaten

Die Meßdaten stammen aus dem *Wissenschaftlichen Meß- und Evaluierungsprogramm* (WMEP), das vom ISET durchgeführt und verwaltet wird.

Aus dem WMEP-Programm stehen 5-Minuten-Zeitreihen der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, an einigen Standorten auch in ca. 30 m Höhe zur Verfügung. Die Windrichtung wird immer auf der größeren Höhe gemessen. Außerdem stehen 5-Minuten-Zeitreihen der Leistungsabgabe einzelner Windkraftanlagen am Standort zur Verfügung sowie die (theoretischen) Kenngrößen der betreffenden Anlage. Nicht zur Verfügung stehen Daten von umgebenden Windkraftanlagen, die nicht zum WMEP-Programm gehören. Ebenso sind keine Windmessungen auf Nabenhöhe der Windkraftanlagen vorhanden, so daß eine Bestimmung der realen Leistungskennlinie der Windkraftanlagen nicht alleine anhand von Meßdaten erfolgen kann. Hierzu muß die gemessene Windgeschwindigkeit auf 10 bzw. 30 m Höhe mit dem vollständigen Transformationsmodell der Vorhersage auf Nabenhöhe "hochgerechnet" werden. Dies führt zu zusätzlichen Fehlern. Sollte es zukünftig zu weiteren Meßkampagnen kommen, wäre es sehr wünschenswert, die Windmessungen von vornherein auf Nabenhöhe vorzunehmen.

Da die Vorhersagedaten nur in einer 6-stündigen Auflösung vorliegen, wobei die Werte zu diesen Zeitpunkten aus modelltechnischen Gründen am ehesten mit 1 h-Mittelwerten vergleichbar sind (siehe Kapitel 3.2), ist es notwendig, die mit 5 Minuten relativ hoch aufgelösten Zeitreihen auf Einstundenwerte zu mitteln.

Die Auswahl der Standorte, über die in Abbildung 25 und Tabelle 6 sowie Tabelle 7 ein Überblick gegeben wird, ist nach verschiedenen Kriterien vorgenommen worden:

- Eine etwa gleich große Anzahl von Anlagen in den verschiedenen geographischen Kategorien Küste, Flachland (norddeutsche Tiefebene) und Mittelgebirge: erlaubt eine Untersuchung der Abhängigkeit des Vorhersagefehlers von der betrachteten Standortkategorie (vergleiche Kapitel 10.3).
- Eine möglichst gleichmäßige Verteilung über ein möglichst großes Gebiet: erlaubt eine Untersuchung der auftretenden Effekte bei Betrachtung von Einzelstandorten und unterschiedlich groß gewählten Regionen.
- Ein möglichst großes Spektrum von Anlagentypen, besonders in bezug auf die Leistungsklasse erlaubt die Berücksichtigung aller zur Zeit der Datenbestellung vorhandenen Leistungsklassen und Nabenhöhen. So kann der Vorhersagefehler auch auf seine Abhängigkeit von der Nabenhöhe und dem Anlagentyp untersucht werden.
- Eine über den Untersuchungszeitraum bzw. bis zum Zeitpunkt der Datenbestellung möglichst vollständig vorhandene Datenaufnahme am jeweiligen Standort ist die Basis für eine zuverlässige statistische Auswertung und die Anwendung statistischer Postprozessoren (Kapitel 7).

Diese Kriterien gewährleisten die universelle Verwendbarkeit des entwickelten Modells in Deutschland und Ländern, die im gleichen geographischen Breitenbereich liegen und denselben großräumigen Wettergeschehnissen unterliegen.

Tabelle 6: Überblick über die Meßstationen.

Ort	Kürzel	geo. Länge deg:min:sec	geo. Breite deg:min:sec	Höhe ü. NN [m]	Nabenhöhe [m]	WKA-Typ
Altenbeken	alte01	51:44:46	08:56:05	360	36	N27/150
Altenbeken	alte03	51:44:46	08:56:05	360	36	N27/150
Hilkenbrook	hilk02	52:59:06	07:41:55	9	34	E18
Hilkenbrook	hilk03	52:59:07	07:41:53	9	34	E18
Hoheging	hohe01	52:53:52	08:07:19	40	31	SW20/110
Rapshagen	raps01	53:13:27	12:14:18	113	36	E33
Syke-Gessel	syke01	52:56:10	08:46:33	40	30	TW250
Vienenburg	vien01	51:57:16	10:36:36	150	31	LW15/75
Wusterhusen	wust01	54:06:25	13:36:28	20	50	NTK500/41
Wusterhusen	wust02	54:06:17	13:36:28	20	50	NTK500/41
Dahlem-Berk	dahl01	50:23:44	06:28:09	610	60	V63/1.5
Delitzsch-S.	deli01	51:30:08	12:23:11	100	60	N52-800
Fehmarn/W.	fehm02	54:31:02	11:02:45	3	30	V25/200
Fehmarn/W.	fehm03	54:31:05	11:02:44	3	30	V25/200
Graal-Mueritz	graa01	54:16:16	12:16:29	0	30	M530-250
Grebenhain	greb04	50:28:11	09:17:25	580	30	AN150/30
Grebenhain	greb05	50:28:11	09:17:28	580	30	TW250
Grebenhain	greb07	50:28:11	09:17:59	580	28	HSW250T
Hagen-Dahl	hage01	51:17:59	07:34:23	390	34	E32
Hamburg-N.	hamb01	53:25:21	10:14:05	2	50	TW600
Hamburg-N.	hamb02	53:25:37	10:14:17	2	50	TW600
Kaiser-Wilh.	kais06	53:56:00	08:56:32	2	60	V63/1.5
Kragelund	krag01	54:41:19	09:49:34	50	22	HSW30
Krummhoern	krum01	53:23:07	07:04:37	-0	50	TW600
Laucha	lauc01	51:07:35	14:39:21	320	42	E40
Lindewitt	lind01	54:43:05	09:09:35	8	41	WWW-2700
Lindewitt	lind02	54:42:57	09:09:32	8	41	WWW-2700
Lindewitt	lind03	54:42:48	09:09:32	8	41	WWW-2700
Lindewitt	lind04	54:42:41	09:09:33	8	38	E33
Lindewitt	lind05	54:42:32	09:09:30	8	38	E33
Podelzig	pode01	52:28:20	14:31:32	50	60	N52-800
Ruethen	ruet01	51:30:14	08:25:36	340	30	TW60
Schmoelln	schm01	53:18:15	14:05:30	70	30	WTN200/26
Schmoelln	schm02	53:18:21	14:05:17	70	30	WTN200/26
Schmoelln	schm03	53:18:24	14:05:16	70	30	WTN200/26
Schuelp	schu01	54:14:16	08:55:46	2	31	M530-250
Schuelp	schu02	54:14:16	08:55:46	2	31	M530-250
Soellmnitz	soel01	50:57:09	12:09:15	300	36	M570-200/40
Wennigsen	wenn01	52:15:51	09:38:55	130	38	E32
Wennigsen	wenn02	52:15:48	09:39:00	130	38	E32
Wielen	wiel01	52:31:20	06:42:30	25	30	DWA16/55

Tabelle 7: Standortkategorie, Nennleistung, mittlere Jahresleistung 1999 und Vollaststundenzahl 1999 unter Zugrundelegung der verfügbaren Daten für alle Meßstationen. Standortkategorie M bedeutet Mittelgebirge, NT Flachland, K Küste. Die Einteilung entspricht der des ISET, bis auf Delitzsch (vorher M) und Wusterhusen (vorher NT).

Ort	Geogr. Kategorie	Nennleistung [kW]	Mittlere Leistungsabgabe 1999 [kW]	Vollaststunden [%]
Altenbeken	M	150	32	21
Altenbeken	M	150	36	24
Dahlem-Berk	M	1500	241	16
Delitzsch-Selb	NT	800	187	23
Fehmarn/Wester	K	200	62	31
Fehmarn/Wester	K	200	62	31
Graal-Mueritz	K	250	25	10
Grebenhain	M	150	27	18
Grebenhain	M	250	33	13
Grebenhain	M	250	41	17
Hagen-Dahl	M	280	36	13
Hamburg-Neueng.	NT	600	77	13
Hamburg-Neueng.	NT	600	77	13
Hilkenbrook	NT	80	14	18
Hilkenbrook	NT	80	15	19
Hoheging	NT	110	18	16
Kaiser-Wilh.	K	1500	438	29
Kragelund	NT	30	5	15
Krummhoern	K	600	147	25
Laucha	M	500	136	27
Lindewitt	NT	150	38	25
Lindewitt	NT	150	41	28
Lindewitt	NT	150	42	28
Lindewitt	NT	300	65	22
Lindewitt	NT	300	73	24
Podelzig	M	800	185	23
Rapshagen	NT	300	40	13
Ruethen	M	60	11	18
Schmoelln	NT	200	23	12
Schmoelln	NT	200	27	14
Schmoelln	NT	200	28	14
Schuelp	K	250	49	20
Soellnitz	M	200	30	15
Syke-Gessel	NT	250	32	13
Vienenburg	M	75	8	10
Wennigsen	M	300	56	19
Wennigsen	M	300	62	21
Wielen	NT	55	8	15
Wusterhusen	K	500	106	21
Wusterhusen	K	500	118	24

6 Modellergebnisse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Anwendung des lokalen Vorhersagemodells (abgekürzt 'Lokal') auf die einzelnen Windkraftanlagen dargestellt und diskutiert. Die verwendeten statistischen Größen werden im Anhang in Kapitel 12.2 ausführlich erklärt.

Soweit nicht anders kommentiert, wurde mit Meß- und Vorhersagedaten des Jahres 1996 gerechnet. Die gezeigten statistischen Ergebnisse werden im allgemeinen als Mittelwerte über alle Standorte, bezogen auf den Untersuchungszeitraum, dargestellt. Die fehlenden Punkte in den Graphen zu den Vorhersagezeiten 30 und 42 h sind darauf zurückzuführen, daß diese Vorhersagewerte des *Deutschlandmodells* nicht vorlagen. In die Berechnung der Fehlerwerte sind die Daten des gesamten Windgeschwindigkeits- bzw. Leistungsbereichs eingegangen. Das hat zur Folge, daß auch die hohen Abweichungen aufgrund hoher absoluter Fehler bei niedrigen Windgeschwindigkeiten und Leistungsabgaben sowie aufgrund des Einschaltverhaltens von Windkraftanlagen in den Werten enthalten sind.

6.1 Windgeschwindigkeit und -richtung

Die Qualität der Windgeschwindigkeitsvorhersage in 10 m Höhe ist den Abbildungen 27 bis 31 zu entnehmen. Abbildung 27 zeigt die Vorhersage des *Deutschlandmodells* für den 10 m Bodenwind aufgetragen über die gemessene Windgeschwindigkeit auf 10 m für den Standort Altenbeken für das Jahr 1996. Zu erkennen ist eine deutliche Unterschätzung der gemessenen Windgeschwindigkeit, besonders für die höheren Geschwindigkeiten. Diese Unterschätzung wird durch die nachfolgende Verfeinerung deutlich verbessert (Abbildung 28). Ursache für die Unterschätzung ist die Erhöhung der Windgeschwindigkeit am Standort durch die orographischen Gegebenheiten, die durch das *Deutschlandmodell* nicht ausreichend wiedergegeben wird.

Im Mittel über alle Standorte und über ein Jahr wird die Windgeschwindigkeit für alle Vorhersagezeiten vom *Deutschlandmodell* gut wiedergegeben. Der Darstellung des Mittelwertes der Windgeschwindigkeit in Abbildung 29 ist jedoch zu entnehmen, daß das Vorhersagemodell die Windgeschwindigkeit für lange Vorhersagezeiten überschätzt und der Tagesgang nicht so ausgeprägt ist, wie es nach den Messungen zu erwarten gewesen wäre. Die Vorhersage verschlechtert sich geringfügig durch Anwendung des Verfeinerungsmodells. Dies führt zu einer Überschätzung der Windgeschwindigkeit je nach Vorhersagezeit zwischen 1–20 % der mittleren gemessenen Windgeschwindigkeit (Abbildung 30). Eine eigentlich erwartete Reduktion der Streuung ist nicht erreicht worden. Im Standortmittel wird für einzelne Vorhersagezeiten die Streuung sogar vergrößert (Abbildung 31).

Die Übereinstimmung zwischen vorhergesagter und gemessener Windrichtung ist allgemein recht hoch. Als Beispiel zeigt Abbildung 32 die Streuung der vorhergesagten Windrichtungswerte um die tatsächlichen Werte für den Standort Altenbeken und das Jahr 1996. Die Häufung der Werte in der oberen linken und der unteren rechten Ecke des

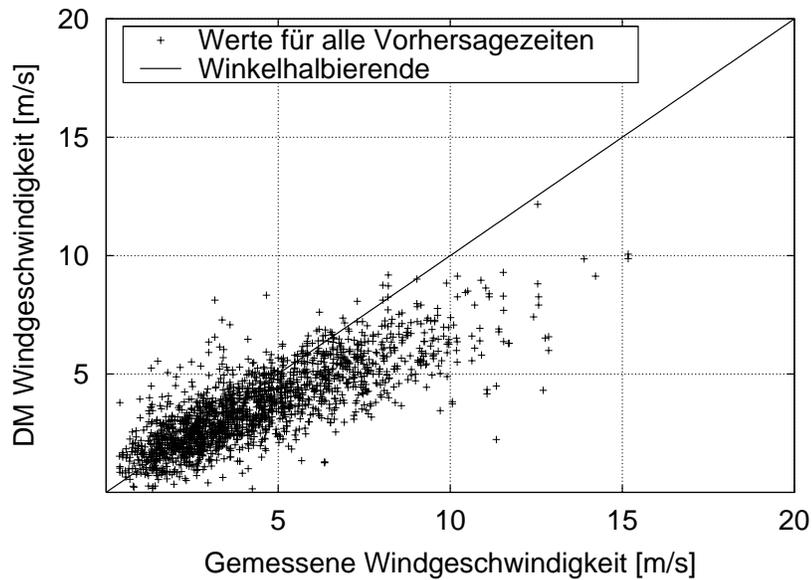


Abbildung 27: Vergleich der Windgeschwindigkeitsvorhersage des Deutschlandmodells mit der gemessenen Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für den Standort Altenbeken. Die gemessene Windgeschwindigkeit wird unterschätzt.

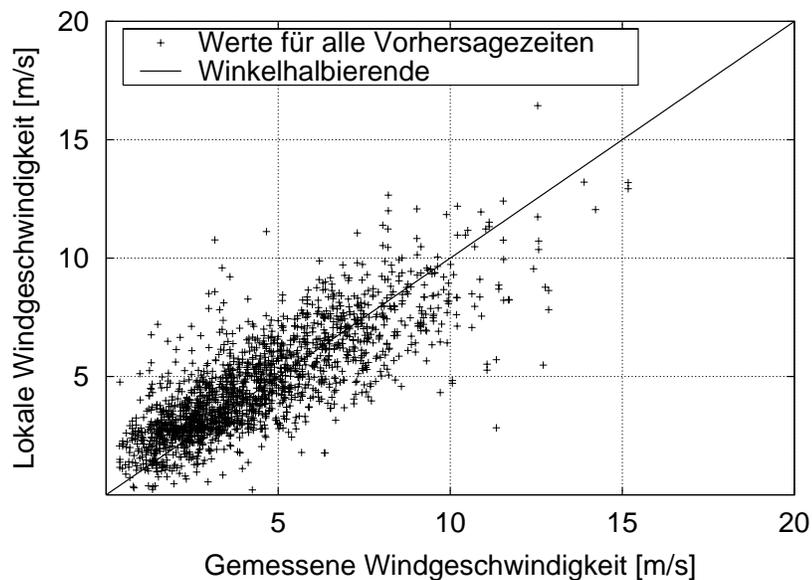


Abbildung 28: Vergleich der vorhergesagten Windgeschwindigkeit nach Anwendung der Modelle mit der gemessenen Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für den Standort Altenbeken. Die gemessene Windgeschwindigkeit wird deutlich besser wiedergegeben als bei der reinen Deutschlandmodell-Vorhersage.

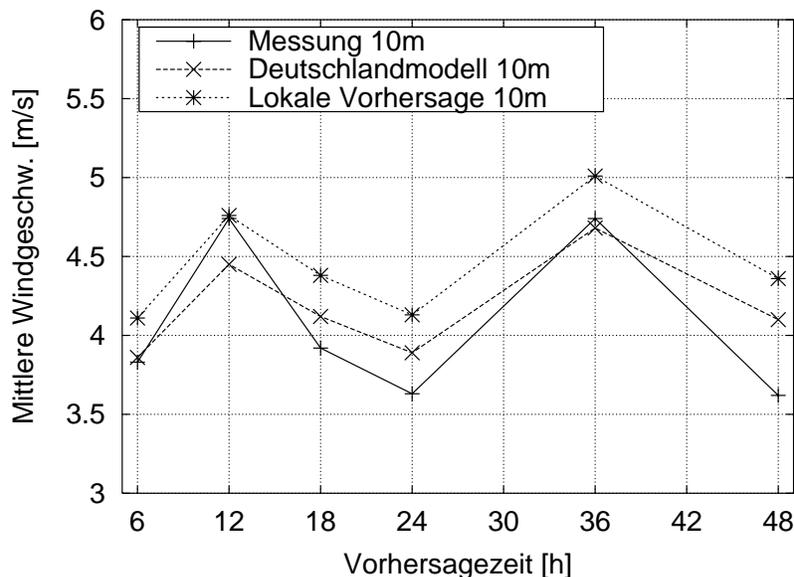


Abbildung 29: Windgeschwindigkeit aufgetragen über die Vorhersagezeit, gemittelt über alle Standorte für das Jahr 1996. Beide vorhergesagten Windgeschwindigkeiten steigen mit zunehmender Vorhersagezeit an. Der Tagesgang ist weniger ausgeprägt als der gemessene Tagesgang.

Bildes ist auf das zyklische Winkelintervall (0-360 Grad) zurückzuführen. Abbildung 33 zeigt eine typische Häufigkeitsverteilung der Windrichtung bezogen auf die in den Modellen verwendeten 30°-Sektoren der Windrichtung. Ca. 80 % der vorhergesagten Windrichtungswerte liegen im tatsächlichen Sektor \pm einem Sektor, entsprechend maximal $\pm 45^\circ$ Abweichung. Werden als Basis die Werte des 10 m-Bodenwindes des *Deutschlandmodells* verwendet, so haben die Verfeinerungsmodelle nur an orographisch komplexen Standorten Einfluß auf die Windrichtung.

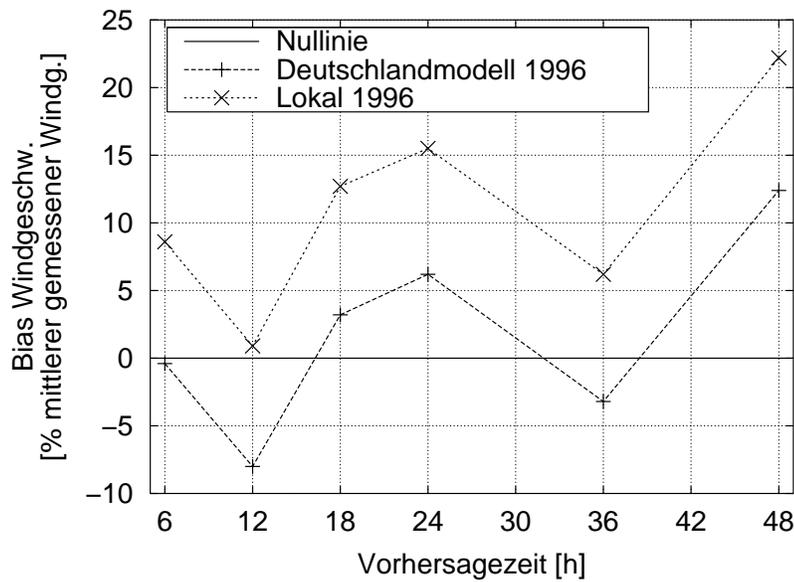


Abbildung 30: Bias ($:=$ mittlerer Vorhersagewert $-$ mittlerer gemessener Wert) zwischen der Vorhersage (Deutschlandmodell und lokal verfeinerte Vorhersage) und der mittleren gemessenen Windgeschwindigkeit für 10 m Höhe aufgetragen über die Vorhersagezeit. Die mittlere Windgeschwindigkeit wird von den Modellen gut wiedergegeben, der Bias vergrößert sich jedoch im Mittel über alle Standorte nach Anwendung des Verfeinerungsmodells für das Jahr 1996 gegenüber der direkten Deutschlandmodell-Vorhersage.

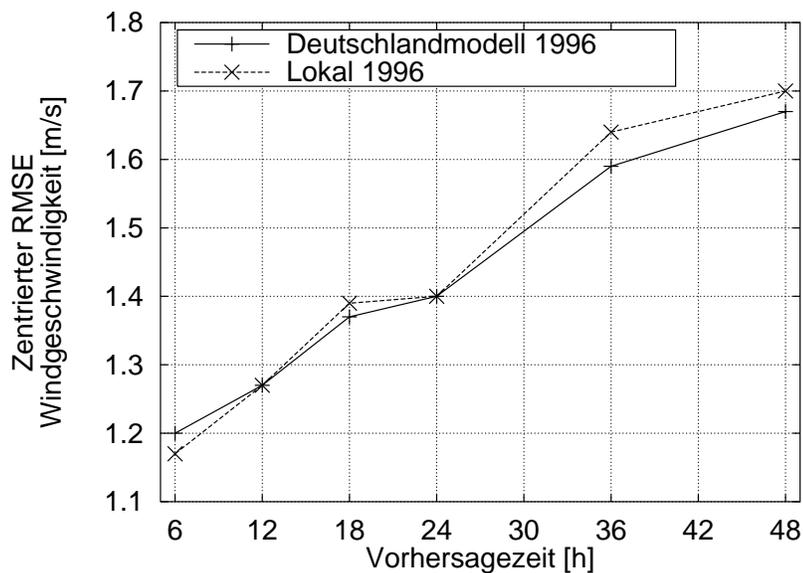


Abbildung 31: Zentrierter RMSE der Windgeschwindigkeit über der Vorhersagezeit. Die Streuung wird durch die Anwendung aller Verfeinerungsmodelle nicht vermindert.

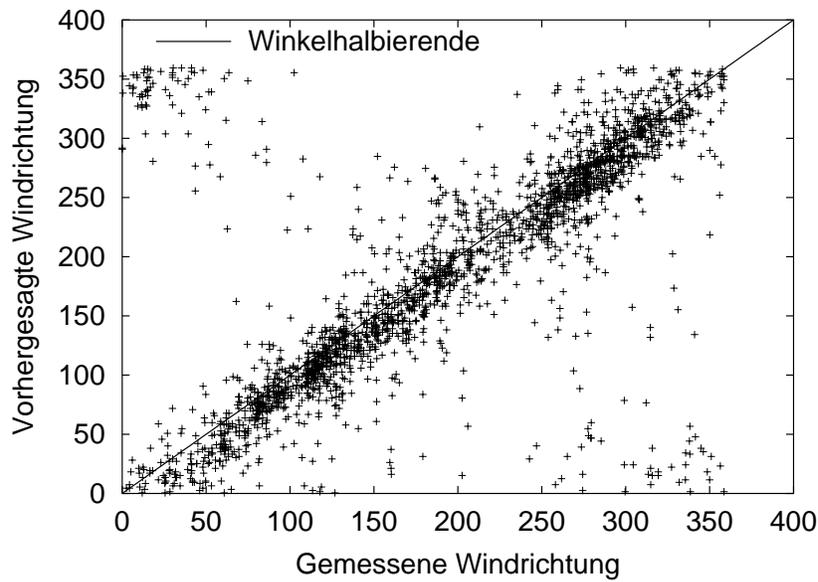


Abbildung 32: Typischer Zusammenhang zwischen vorhergesagter und gemessener Windrichtung 1996. Das Bild zeigt die Windrichtung am Standort Altenbeken. Sie wird für alle Vorhersagezeiten gut vom Modell wiedergegeben.

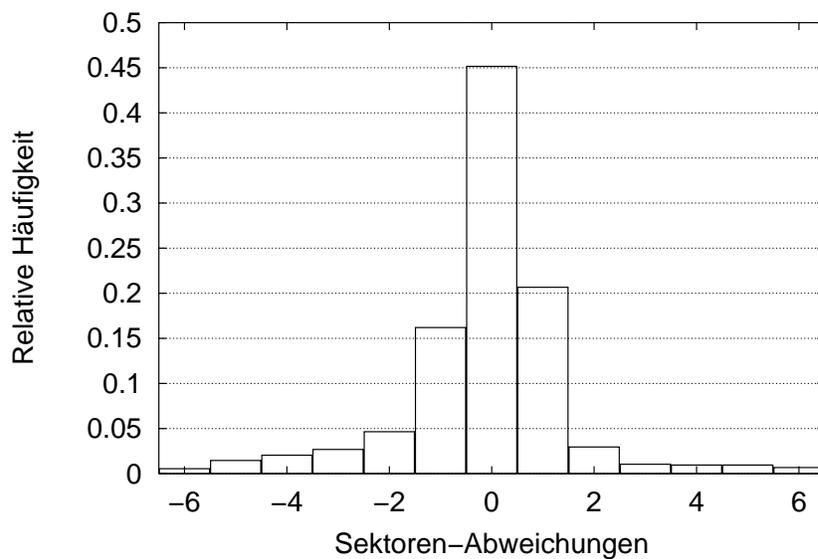


Abbildung 33: Relative Häufigkeit der Übereinstimmung zwischen gemessenem und vorhergesagtem 30° -Windrichtungssektor normiert auf die Gesamtzahl der eingegangenen Werte. Sektor-Abweichung 0 heißt, daß Messung und Vorhersage übereinstimmen. Ca. 80 % der Vorhersagewerte liegen im Intervall bis $\pm 45^\circ$ der tatsächlichen Windrichtung. Das Bild zeigt die Ergebnisse für den Standort Hoheging und das Jahr 1996.

6.2 Leistungsvorhersage

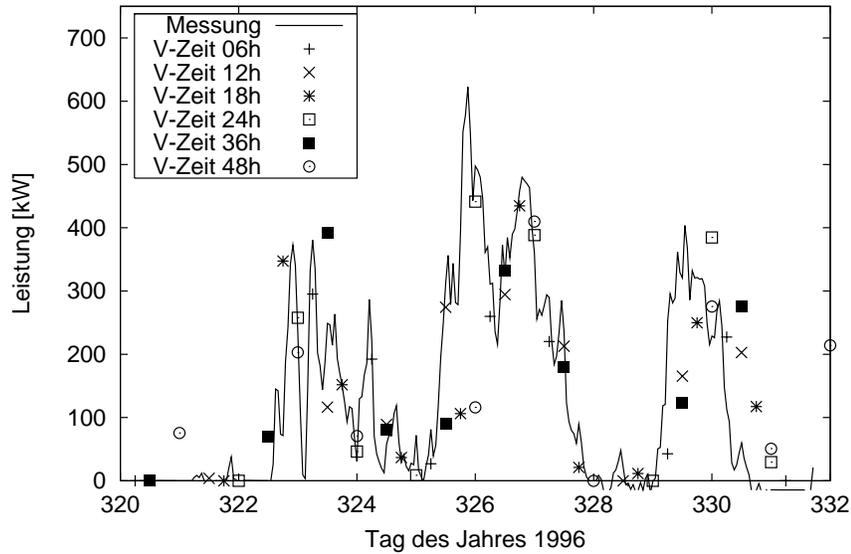


Abbildung 34: Zeitreihe der vorhergesagten (Symbole, sortiert nach Vorhersagezeiten) und der gemessenen Leistungsabgabe (durchgezogen) für einen küstennahen Standort.

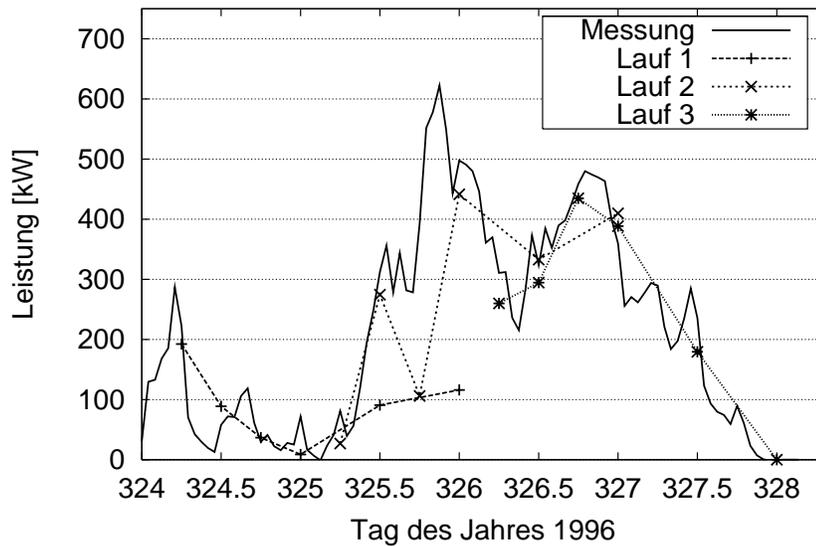


Abbildung 35: Ausschnitt der Zeitreihe in Abbildung 34. Gezeigt wird die Vorhersage für drei Modellläufe. Der Lauf an den Tagen 325/326 erkennt nicht die steigende Windgeschwindigkeit.

Abbildung 34 zeigt eine typische Zeitreihe gemessener und vorhergesagter Leistung. Die Übereinstimmung zwischen Vorhersage und Messung ist gut, auch die beiden Sturmergebnisse werden anscheinend gut erkannt. Bei genauerer Betrachtung der einzelnen aufeinanderfolgenden Vorhersageläufe des *Deutschlandmodells* (Start 00:00 UTC) zeigt sich jedoch, daß von einem Modellauf ein Sturm nicht erkannt wird (Lauf 1, Abbildung 35). Während die Vorhersage für kurze Vorhersagezeiten noch zutrifft, weicht sie für die längeren Zeiten deutlich ab.

Als quantitatives Maß für die Abweichungen wird der *root mean square error (RMSE)* verwendet. Abbildung 36 zeigt die RMSE-Abweichung zwischen der Vorhersage des 00:00 UTC-Laufs und der Messung für verschiedene Vorhersagezeiten, gemittelt über alle Stationen. Die obere Kurve ist normiert auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe. Diese Kurve erlaubt eine Aussage über die mittlere Genauigkeit der Vorhersage der aktuellen Leistungsabgabe. Diese ist mit ca. 100 % sehr hoch und steigt für längere Vorhersagezeiten an (für 1996).

Da Energieversorger und -händler die mittlere Jahresleistung aus der Windenergienutzung nicht kennen können, ist diese Größe für sie als Fehlermaß ungeeignet. In der Regel ist nicht einmal die aktuelle Leistungsabgabe der Windkraftanlagen bekannt. Die einzige mit Sicherheit bekannte Größe ist die gesamte installierte Nennleistung der Windkraftanlagen im Versorgungsgebiet. Deshalb macht es Sinn, die RMSE-Abweichung auf diese Größe zu beziehen (untere Kurve). Dieser Wert zeigt dem Energieversorger und -händler – bei Anwendung auf alle Windkraftanlagen im Netz des Energieversorgers – die in seinem Netz zu erwartende Unsicherheit der Leistungserzeugung aufgrund der Unsicherheiten der Windleistungsvorhersage. Er weist praktisch keinen Tagesgang auf. Dies deutet auf einen absoluten Fehler unabhängig von der Höhe der momentanen Leistungsabgabe der Windkraftanlage bzw. der Windgeschwindigkeit hin. In Abbildung 37 ist die maximale und minimale erhaltene RMSE-Abweichung der Berechnungen für alle Standorte dargestellt.

6.3 Vorhersagezeitraum und Tagesgang

Abbildung 38 zeigt den Tagesgang von Messungen und lokalen Vorhersagen für 1996, basierend auf dem *Deutschlandmodell*-10 m-Bodenwind des 00:00 UTC-Laufs, für die kumulierte Leistungsabgabe aller Stationen. Wegen der sich im Tagesverlauf ändernden thermischen Schichtung der Atmosphäre ist die Leistungsabgabe entsprechend der tagsüber höheren Windgeschwindigkeit für die 12- und 36-Stunden-Vorhersage höher als nachts für die 24- und 48-Stunden-Vorhersage. Der Tagesgang der Leistungsabgabe wird im allgemeinen sowohl für Standorte mit geringem (Abbildung 39) als auch für Standorte mit hohem Tagesgang gut wiedergegeben, auch wenn die Vorhersage insgesamt über- oder unterschätzt wird. Dies korreliert nicht mit den Ergebnissen der Windgeschwindigkeitsvorhersage (Abbildung 29), bei der der Tagesgang nicht ausreichend berücksichtigt wurde. Mögliche Gründe für dieses Verhalten folgen weiter unten in diesem Abschnitt.

Abbildung 40 zeigt das Verhalten der Vorhersage bezüglich des Bias zwischen Vorhersage

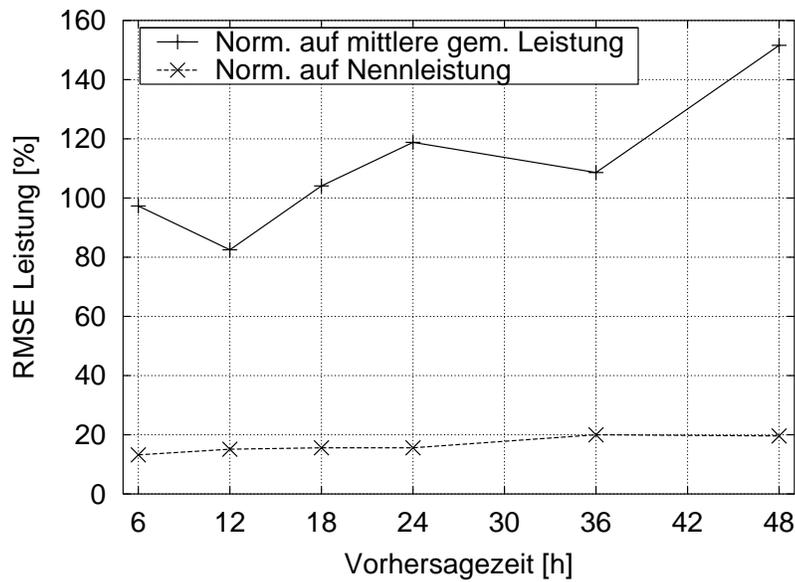


Abbildung 36: RMSE-Abweichung der Vorhersage der Leistungsabgabe aufgetragen über Vorhersagezeiten (in diesem Fall = Tageszeit), gemittelt über alle Stationen. Die obere Kurve ist normiert auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe, die untere Kurve ist normiert auf die Nennleistung der Windkraftanlage.

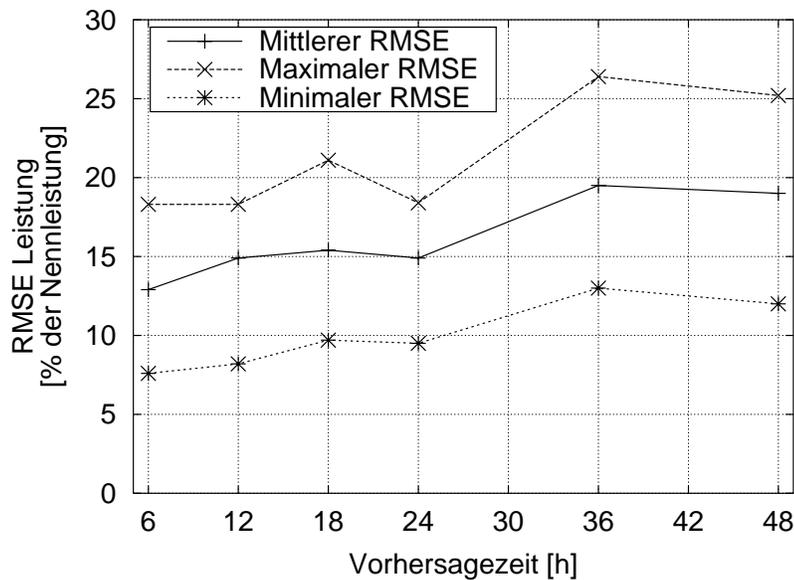


Abbildung 37: RMSE-Abweichung zwischen Vorhersage und Messung über Vorhersagezeit, normiert auf die Nennleistung. Dargestellt sind Maximal-, Mittel- und Minimalwerte von allen Standorten.

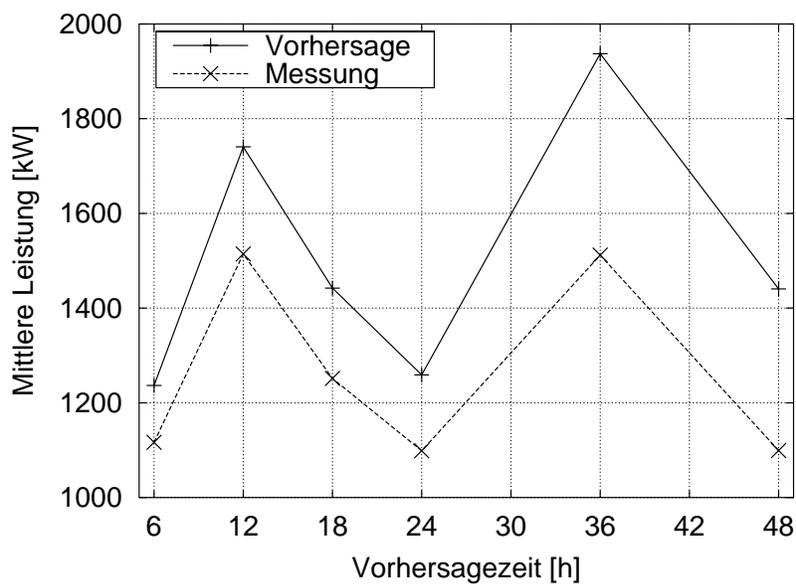


Abbildung 38: Tagesgang der mittleren Leistungsabgabe 1996 summiert über alle Stationen, gemessen (gestrichelte Kurve) und vorhergesagt (durchgezogene Kurve), aufgetragen über die Vorhersagezeit (entspricht wegen Startzeit 00:00 Uhr UTC der Tageszeit).

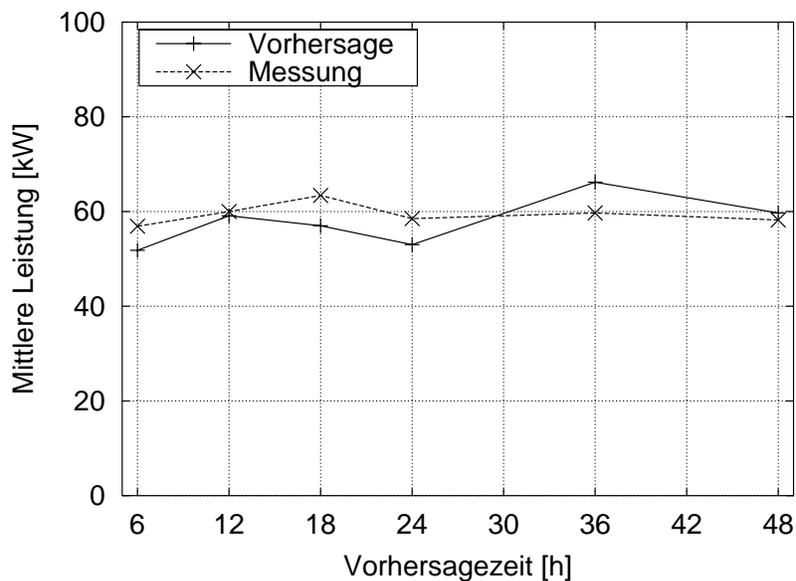


Abbildung 39: Wie Abbildung 38. Auch ein schwacher Tagesgang wird von der Vorhersage relativ gut wiedergegeben. (Beispiel: Standort Fehmarn).

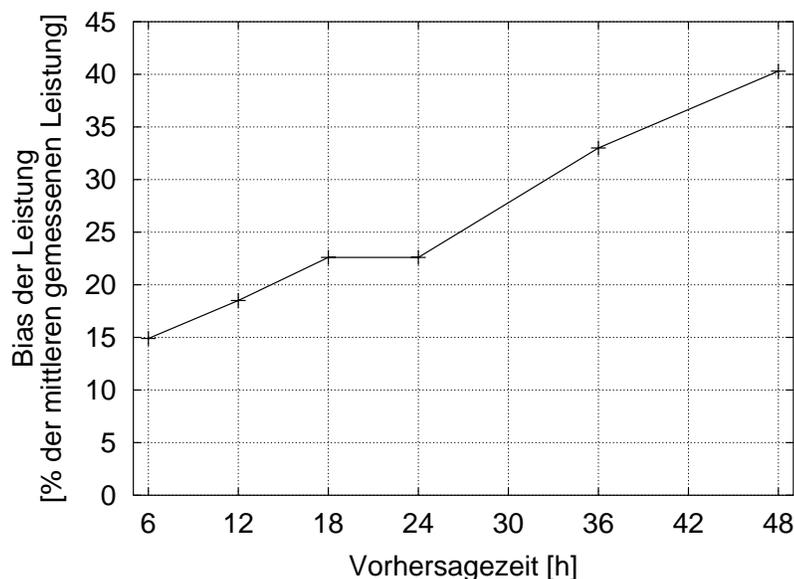


Abbildung 40: Bias der Leistung normiert auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe, aufgetragen über die Vorhersagezeit und gemittelt über alle Stationen für 1996. Der Bias ist positiv – d. h. die Vorhersage überschätzt im Mittel die Leistungsabgabe – und steigt mit zunehmender Vorhersagezeit.

und Messung der Leistung abhängig von der Vorhersagezeit für 1996. Die Kurve stellt das jährliche Mittel normiert auf den Mittelwert der Messung dar. Die Vorhersage überschätzt zu jeder Vorhersagezeit die tatsächliche Leistungsabgabe, der Mittelwert des Bias steigt von ca. 15 % der mittleren gemessenen Leistung bei der 6 h-Vorhersage kontinuierlich auf etwa 40 % bei der 48 h-Vorhersage. Dieser Verlauf des Bias über die Vorhersagezeiten korrespondiert nicht mit dem Verlauf des Bias der Windgeschwindigkeit in Abbildung 30. Nach diesen Ergebnissen hätten die Abweichungen zu den Vorhersagezeiten 12 und 36 Stunden deutlich niedriger sein müssen als zu den anderen Vorhersagezeiten. Diese Unterschiede, zusammen mit den verschiedenen Tagesgängen, deuten darauf hin, daß besonders für höhere Windgeschwindigkeiten die Leistungsabgaben überschätzt werden. Diese Überschätzung kann entweder durch Abweichungen der verwendeten von den realen Leistungskennlinien oder durch eine falsche Berechnung der Windparkabschattungen entstanden sein.

Der Einfluß des Tagesgangs ist auch in der RMSE-Abweichung normiert auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe deutlich zu erkennen (durchgezogene Kurve in Abbildung 36). Normiert auf die Nennleistung der Windkraftanlage ist jedoch kein Tagesgang erkennbar (gestrichelte Kurve, gleiche Abbildung). Der hohe Tagesgang der oberen Kurve ist demnach auf die Normierungsmethode zurückzuführen und nicht auf eine Verringerung der Vorhersageunsicherheit für hohe Leistungsabgaben. Diese scheint im wesentlichen für jeden Standort ein absoluter Wert zu sein.

Diese Größe ist mit Werten zwischen 80 % und 150 %, bezogen auf die Normierung auf die mittlere gemessene Leistung, sehr hoch. Für die Normierung auf Nennleistung der Windkraftanlagen beträgt die Bandbreite 17–20 %. Dieser Wert verringert sich beträchtlich, wenn die Vorhersageunsicherheit nur für höhere Leistungsabgaben (größer als 10–20 % der Nennleistung) berechnet (Kapitel 10.2) oder wenn die Vorhersage für Regionen anstelle von Einzelstandorten (Kapitel 9) erstellt wird. Weiteren Einfluß auf die Vorhersagegenauigkeit haben Anlagentyp und geographische Standortkategorie (Kapitel 10.4 und 10.3).

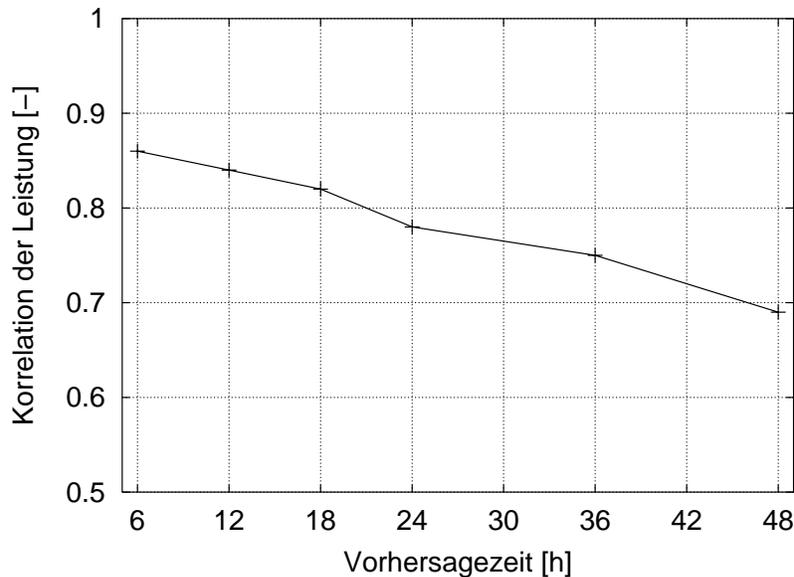


Abbildung 41: Korrelation der Leistung aufgetragen über die Vorhersagezeit. Das Beispiel zeigt die mit steigender Vorhersagezeit sinkende Korrelation zwischen Vorhersage und Messung. Standort Altenbeken, 1996.

Die steigende Unsicherheit in der Vorhersage mit der Vorhersagezeit findet sich auch in der Korrelation zwischen Vorhersage und Messung wieder. Im Mittel über alle Standorte sinkt die Korrelation von 0.84 für die 6h-Vorhersage auf 0.70 für die 48h-Vorhersage. Abbildung 41 zeigt als Beispiel die Korrelation für den Standort *Altenbeken*. Auch die Korrelation ist abhängig von den bereits genannten Faktoren, auf die weiter unten noch detailliert eingegangen wird.

Wird als Basis der Verfeinerungsrechnungen ein mittlerer Modellevel anstelle des 10 m Bodenwindes benutzt, so enthalten die Ergebnisse einen inversen Tagesgang: nachts ist die Leistungsabgabe höher als tagsüber (Abbildung 42). Der unterste Modellevel weist einen Tagesgang entsprechend des 10 m-Bodenwindes auf, die höchsten Level besitzen so gut wie keinen Tagesgang mehr. Dies entspricht dem tatsächlichen Geschehen in der Atmosphäre. Ursache ist die Entkoppelung der untersten Atmosphärenschicht von den darüberliegenden Schichten aufgrund der nächtlichen Ausbildung stabiler Schich-

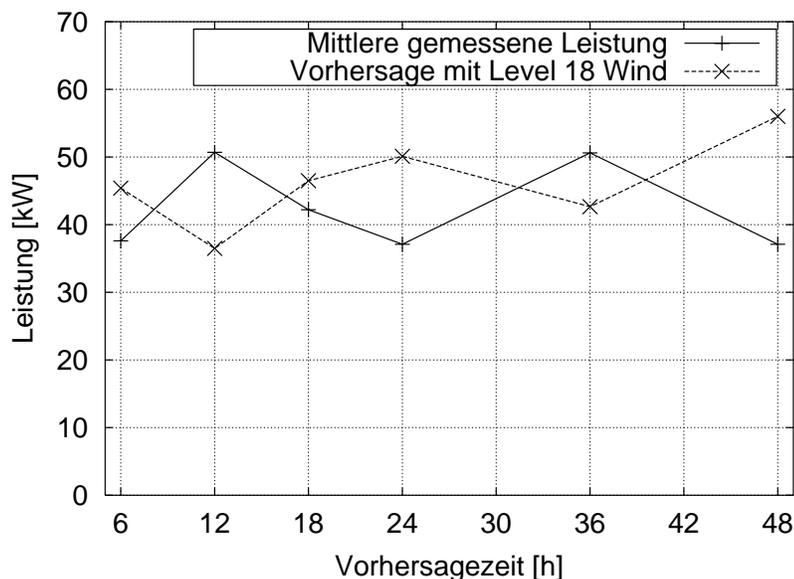


Abbildung 42: Tagesgang gemessen (10 m Höhe) und vorhergesagt für Vorhersageergebnisse mit Daten des Modellevel 18 (Höhe 320 m bei Standardatmosphäre) als Vorgabe. Der inverse Tagesgang entspricht in dieser Höhe der Realität.

tung. Bestätigt wurde dies u. a. von Wieringa [48], der anhand der Windmeßdaten von 6 Masten in den USA, den Niederlanden und Deutschland für nicht-komplexes Gelände und 1-Stunden-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit festgestellt hat, daß sich der mittlere Tagesgang der Windgeschwindigkeit über Land im Mittel in einer Höhe zwischen 60 und 80 m umkehrt. Prinzipiell findet die Umkehrung Wieringa zufolge typischerweise zwischen etwa 30 m (Küste, Winter) und 170 m Höhe (Inland, Sommer) statt.

Dieses Verhalten führt zu großen Problemen bei der Vorhersage von Windgeschwindigkeiten und Leistungsabgabe sowie bei deren Untersuchungen hinsichtlich Unsicherheiten: gerade neue Windkraftanlagen weisen Nabhöhen zwischen 60 und 120 m auf und liegen damit genau in dem Bereich der Umkehrung. Ein (Rechen-)Verfahren zur exakten Bestimmung der Höhe der Umkehrung ist noch nicht bekannt. Für die Untersuchungen führt das Verhalten dazu, daß gemessene Windgeschwindigkeiten auf 10 oder 30 m Höhe nur noch eingeschränkt mit den vorhergesagten Windgeschwindigkeiten auf Nabhöhe verglichen werden können. Für die Auswertungen in dieser Arbeit sind keine nennenswerten Auswirkungen zu erwarten, da die Nabhöhen der betrachteten Windkraftanlagen unter 60 m liegen; die Meßdaten zeigen an keinem Standort einen inversen Tagesgang.

6.4 Vorhersagen mit Online-Daten 1999

Für das Jahr 1999 standen für die Durchführung der Vorhersagen Online-Daten des *Deutschen Wetterdienstes* zur Verfügung. Im Gegensatz zu den Archivdaten liegen diese nicht im Gitter vor, sondern sind bereits auf die genaue geographische Position des Standortes bezogen. Im Vergleich zu den Gitterdaten des Jahres 1996 kommt es zu erheblichen Differenzen.

Abbildung 43 zeigt die mittlere Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe gemessen, die *Deutschlandmodell*-Vorhersage und die Vorhersage mit dem vollen Modell (vorher auch als lokales Modell bezeichnet) für alle Standorte 1999. Die Windgeschwindigkeiten werden nicht mehr mit steigender Vorhersagezeit überschätzt und auch der Tagesgang wird im Mittel nahezu perfekt wiedergegeben.

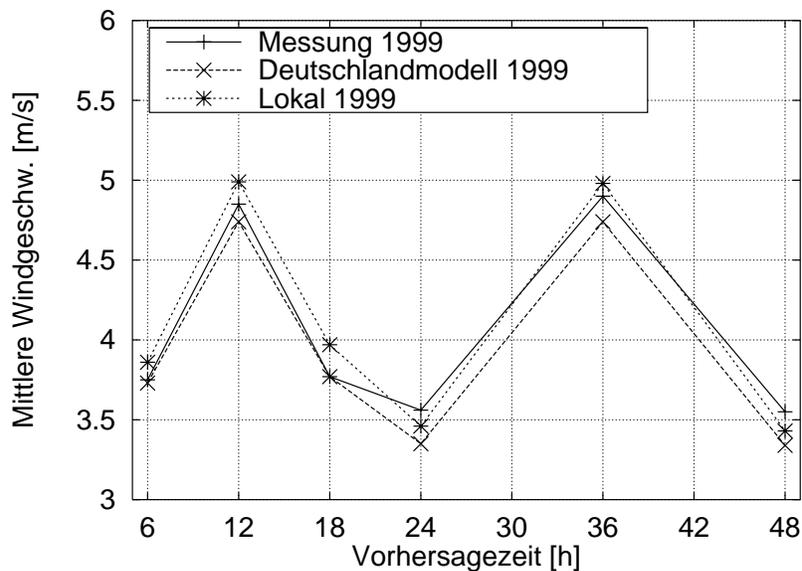


Abbildung 43: Windgeschwindigkeit über Vorhersagezeit im Mittel über alle Stationen für 1999. Der Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit wird sowohl vom *Deutschlandmodell* als auch mit der verfeinerten Vorhersage sehr gut wiedergegeben.

Abbildung 44 zeigt den typischen Tagesgang der über ein Jahr gemittelten Leistungsabgabe für die 1999er-Vorhersage auf Basis der Online-Daten und die zugehörige Kurve der Leistungsmessung. Zu sehen ist ein sehr starker Tagesgang der Vorhersage der Leistungsabgabe, der in keiner Weise den gemessenen Tagesgang wiedergibt, wie nach Abbildung 43 zu erwarten gewesen wäre. Auch gegenüber den 1996 vorhergesagten mittleren Leistungen ist der Tagesgang deutlich verstärkt. Dies ist z. B. am Verlauf des Bias in Abbildung 45 zu sehen: die Verläufe für die Jahre 1996 und 1999 sind grundverschieden. Entgegen der starken Zunahme des Bias über die Vorhersagezeiten im Jahr 1996 nimmt

der Bias 1999 im Jahresmittel minimal ab. Außerdem wird der Bias zu bestimmten Zeitpunkten negativ, was bedeutet, daß die Leistungsabgabe im Mittel unterschätzt wird.

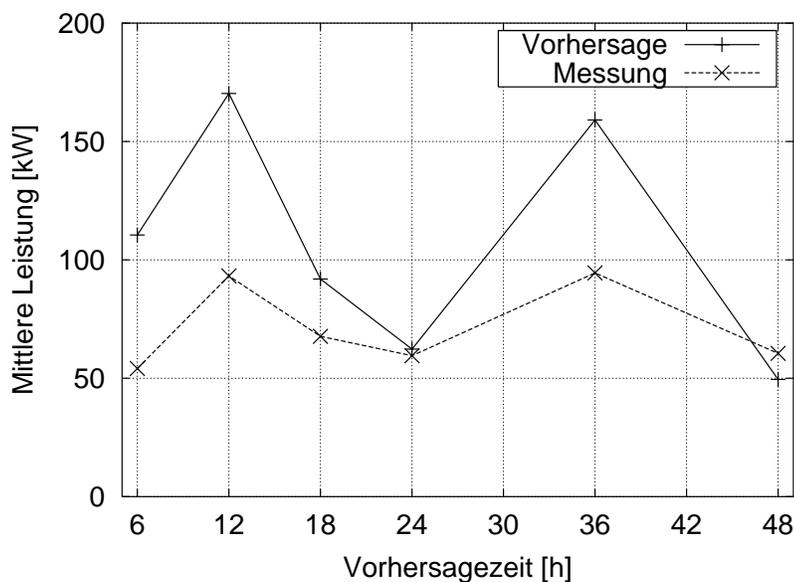


Abbildung 44: Beispiel eines typischen Tagesganges der Vorhersage und der Messung der Leistungsabgabe für 1999.

Die über alle Stationen gemittelte RMSE-Abweichung steigt für das Jahr 1999 ebenfalls nicht an, wie in Abbildung 46 zu sehen ist. Der Tagesgang dagegen unterscheidet sich nicht sehr von dem für 1996 erhaltenen Tagesgang. Ein weiterer Unterschied ist die Verschlechterung des RMSE für kurze Vorhersagezeiten und die Verbesserung für lange Vorhersagezeiten, verglichen mit 1996.

Zur besseren Einordnung dieser Ergebnisse sei hier angemerkt, daß die für das Jahr 1997 erhaltenen Ergebnisse sehr gut mit den für 1996 erhaltenen Resultaten übereinstimmen. Die Diskrepanz der 1999er-Ergebnisse kann zwei Ursachen haben: Zum einen in einem möglichen Unterschied zwischen Punkt-Online- und Gitter-Archivdaten, zum anderen aber – wahrscheinlicher – in einer Modifizierung des *Deutschlandmodells*, das ab Ende 1997 in der Version 4 vorliegt. Des weiteren sind die Vorhersagen für November/Dezember 1999 bereits mit dem vollständig neuen *Lokalmodell* durchgeführt worden.

6.5 Variation der Höhentransformation

Ein wichtiger Bestandteil des Verfeinerungsmodells ist die Transformation der *Deutschlandmodell*-Ergebnisse auf Nabenhöhe. Diese kann auf unterschiedliche Weise und mit

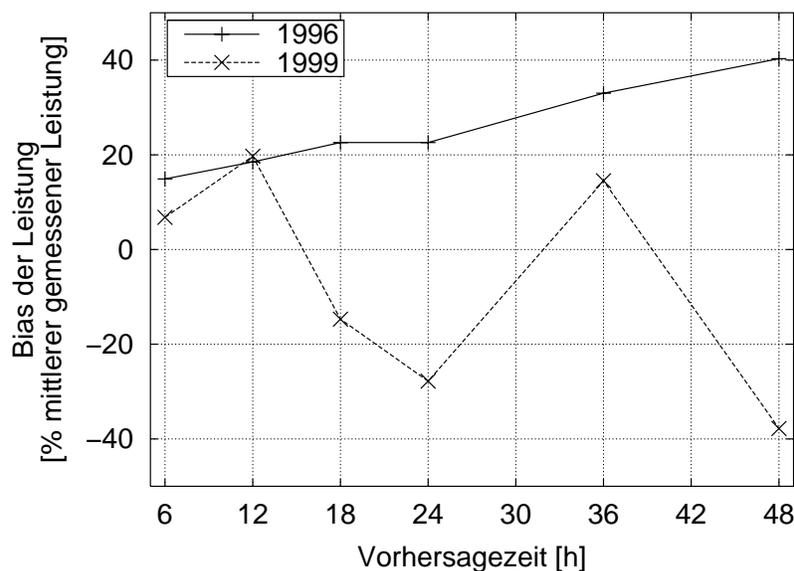


Abbildung 45: Bias der Leistungsvorhersage normiert auf die gemessene mittlere Leistung, gemittelt über alle Stationen für 1996 und 1999 aufgetragen über die Vorhersagezeit (vergleiche Abbildung 40).

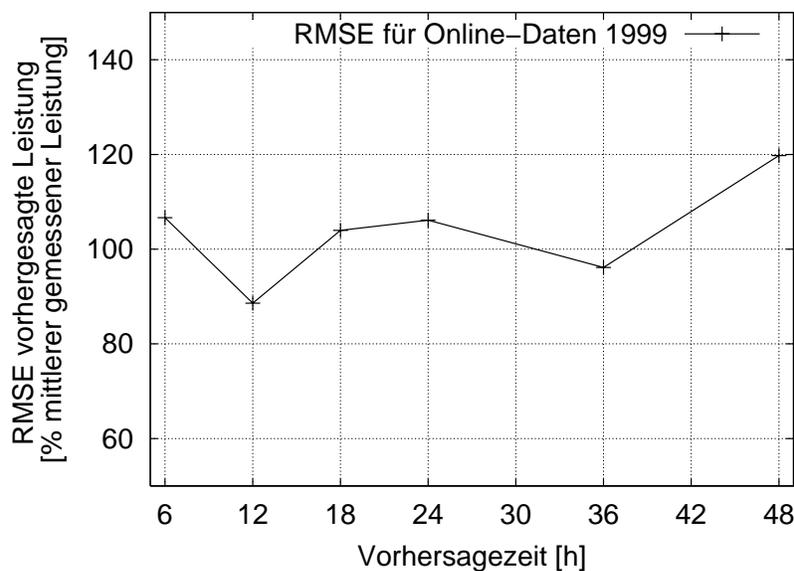


Abbildung 46: RMSE der Leistungsabgabe 1999 aufgetragen über die Vorhersagezeit. Normiert auf die mittlere gemessene Leistung. Die Abweichung ist 1999 für kurze Vorhersagezeiten größer, für lange Vorhersagezeiten niedriger als 1996.

unterschiedlichem Aufwand vorgenommen werden. Hier werden kurz die verschiedenen Möglichkeiten erklärt und die Auswirkungen auf die Vorhersageunsicherheit aufgezeigt. Die vollständige Transformation wird dabei noch einmal unterschieden in *Einfaches Modell* und *Volles Modell* (vorher auch als Lokales Modell bezeichnet). Unter “Einfach” ist die vollständige Transformation unter Benutzung einer mesoskaligen Rauigkeitslänge zu verstehen. Die detaillierten Rauigkeits-, Windpark-, Orographie- und Stabilitätsmodelle kommen hier nicht zum Einsatz. “Voll” bedeutet, daß alle detaillierten Modelle Anwendung finden. Diese Bezeichnungen werden im weiteren Verlauf dieser Arbeit noch verwendet.

Bei der **direkten Verwendung des Deutschlandmodell-Windes** findet keinerlei Transformation statt. Es ist die einfachste Verknüpfung zwischen der Ausgabe des numerischen Wettervorhersagemodells und den Charakteristika der Windkraftanlage. Die Ausgabe des *Deutschlandmodells* wird direkt mit den Leistungskurven der Windkraftanlagen verknüpft. Gemeinsam mit dem Wegfall der Höhentransformation findet auch keine gesonderte Berücksichtigung der Bodenrauigkeiten Eingang in die Berechnungen. Diese Art der Vorhersage macht physikalisch gesehen keinen Sinn, liefert aber Ergebnisse, die im Vergleich mit den Ergebnissen bei Benutzung der hier entwickelten Modelle deren Brauchbarkeit aufzeigen.

Bei Nutzung der *Deutschlandmodell*-Ausgabe des Bodenwindes in 10 m Höhe über Grund als Eingangsgröße in das Vorhersagemodell ist es möglich, nur das **logarithmische Windprofil zur Berechnung des Windes auf Nabenhöhe** zu benutzen. Hierzu ist die Vorgabe einer Bodenrauigkeit notwendig. Verwendet werden kann die aus den vier umliegenden Gitterpunkten gemittelte Rauigkeitslänge aus dem *Deutschlandmodell* (Kapitel 12.1) oder alternativ der auf eigenen Standortbesichtigungen basierende und aus der detaillierten Rauigkeitstabelle gemittelte Wert der mesoskaligen Rauigkeit und der sektoriellen Rauigkeiten (Kapitel 4.2).

Bei der **Verwendung der vollständigen Transformation des Deutschlandmodell-Windes** handelt es sich um das vollständige und in physikalischem Sinn richtige Modell. Dient der 10 m Bodenwind des *Deutschlandmodells* wieder als Eingangsgröße für das weitere Modell, so wird die Windgeschwindigkeit zuerst unter Verwendung der im *Deutschlandmodell* enthaltenen Rauigkeitslänge mit dem logarithmischen Windprofil und dem geostrophischen Reibungsgesetz in große Höhen, unabhängig von der Erdoberfläche, transformiert. Anschließend wird die Windgeschwindigkeit auf umgekehrtem Weg wieder unter Verwendung der eigenen detaillierten Standortrauigkeit auf die Nabenhöhe der Windkraftanlagen heruntergerechnet.

Ist ein höheres Modellevel Eingangsgröße für das Vorhersagemodell, so entfällt die Hochtransformation, da in der Berechnung dieser Werte keine Bodenrauigkeiten enthalten sind und es sich somit um einen Wert handelt, der von der Erdoberfläche nicht gestört wird. Es muß demzufolge nur die Transformation vom ungestörten Wind auf Nabenhöhe vollzogen werden.

Abbildung 47 zeigt den Bias zwischen Vorhersage und Messung für die verschiedenen

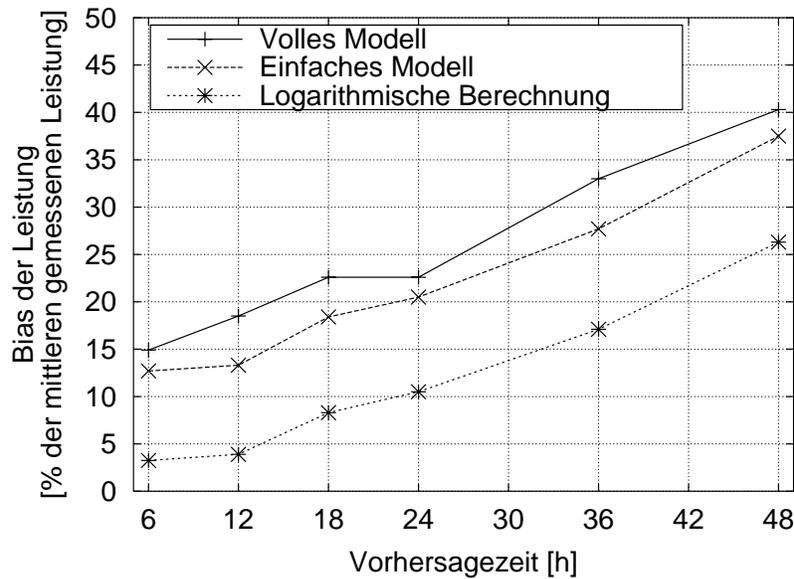


Abbildung 47: Bias zwischen Vorhersage und Messung der Leistung normiert auf die mittlere gemessene Leistung: vollständiges Modell, einfaches Modell ohne Einzelmodelle, Transformation durch eine einfache logarithmische Korrektur mit konstantem z_0 . Auf Basis des 10 m Bodenwindes, gemittelt über alle Standorte für 1996.

Transformationsvarianten und für das *Einfache Modell* und das *Volle Modell*. Basislevel des *Deutschlandmodells* ist der 10 m Bodenwind. Aus der Abbildung geht hervor, daß das detaillierte Modell im Mittel die größten Abweichungen zwischen Vorhersage und Messung liefert. Die direkte Verwendung des *Deutschlandmodell*-Windes führt zu einem Bias zwischen -50 und -40 % der mittleren gemessenen Leistung. Die Betrachtung des RMSE in Abbildung 48 zeigt einen Unterschied von 10–20 % zwischen den einzelnen Modellen. Für die langen Vorhersagezeiten führt die direkte Verwendung des *Deutschlandmodell*-Windes zu einer geringeren Streuung als bei dem vollen Modell.

Berücksichtigt man den Fehler aufgrund von Offset und Streuung, so erscheint die einfache logarithmische Transformation zur Zeit als das geeignetste Modell zur Vorhersage. Die Unterschiede zwischen den Transformationsarten sind jedoch marginal in Anbetracht der hohen Abweichung um die 100 % der mittleren gemessenen Leistung. Vor der Interpretation der Ergebnisse sollte bedacht werden, daß in die gezeigten Fehlerwerte alle niedrigen Windgeschwindigkeiten und Leistungen eingehen, die Modelle aber vor allem für die Anwendung bei höheren Windgeschwindigkeiten konzipiert sind (vergleiche hierzu Kapitel 10.2).

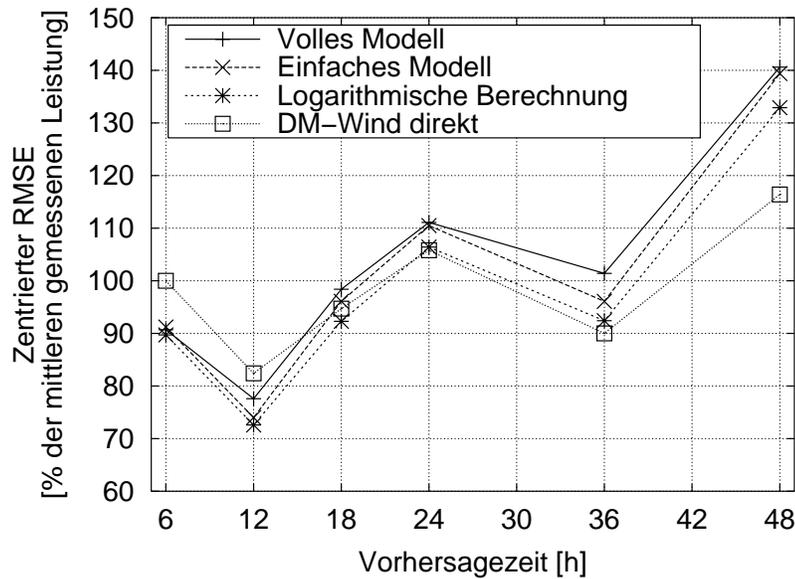


Abbildung 48: Wie Abbildung 47, nur für die zentrierte RMSE-Abweichung. Für die langen Vorhersagezeiten liefert die direkte Verwendung des Deutschlandmodell-Windes im Mittel über alle Standorte die besten Ergebnisse.

Tabelle 8: Überblick über die einzelnen Modellarten und die Modellabhängigkeiten.

Modell	Größe	Abhängigkeiten	Richtungsabhängig
Rauhigkeit	detailliertes z_0 Deutschlandmodell- z_0	logarithmisch	ja nein
Stabilität	Wärmefluß H (klimatolog. Mittelwert)	$L \sim 1/H$, nichtlinear in Ψ , $u_{stabil} = u + F(L, \Psi)$	nein
Orographie	konst. Faktor	linear in u	ja
Windfarm	konst. Faktor	linear in P	ja

6.6 Einfluß der Einzelmodelle auf die Vorhersagegenauigkeit

In Kapitel 4 sind die verschiedenen Modelle, aus denen das gesamte Vorhersageverfahren besteht, detailliert beschrieben. An dieser Stelle wird ihr Einfluß auf das Vorhersageergebnis diskutiert und bewertet.

Tabelle 8 gibt einen Überblick über die einzelnen Modellarten und listet die für das jeweilige Modell entscheidenden Größen und die Abhängigkeit des Ergebnisses von ihnen auf.

Den Abbildungen 49 und 50 ist zu entnehmen, daß der Einfluß der Einzelmodelle auf

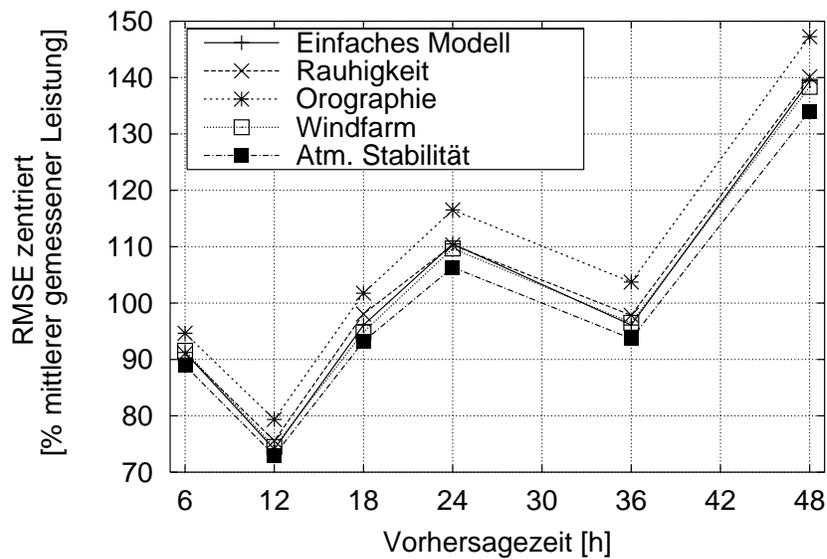


Abbildung 49: Vergleich des normierten und zentrierten RMSE der Leistungsabgabe für die verschiedenen Einzelmodelle mit den Ergebnissen der Vorhersage durch das "Einfache Modell" für 1996. Die Veränderungen sind im Mittel über die Standorte gering. Nur das Stabilitätsmodell verbessert die Vorhersage geringfügig, während das Orographiemodell die im Mittel größte Verschlechterung bewirkt.

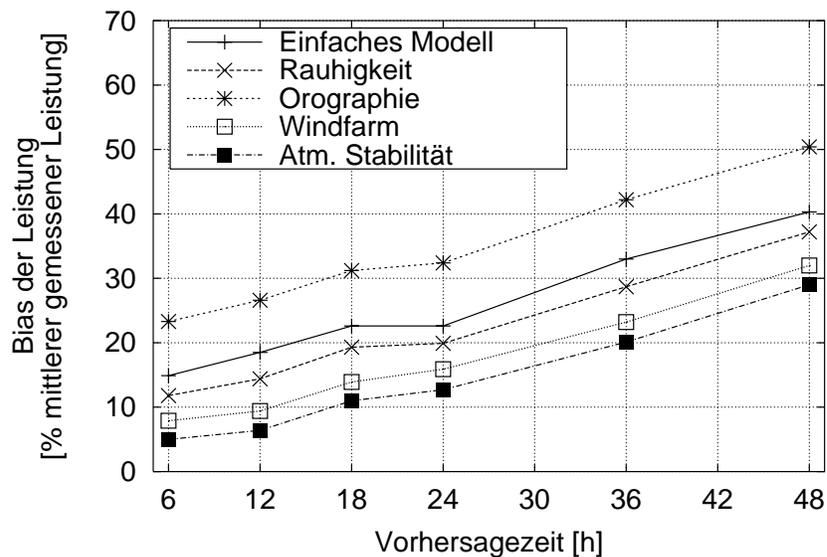


Abbildung 50: Vergleich des auf die mittlere Leistungsabgabe normierten Bias für die verschiedenen Einzelmodelle mit den Ergebnissen der Vorhersage ohne die Detailmodelle für 1996.

die Vorhersagegenauigkeit im Mittel über die Standorte sehr gering ist. Berechnet man den Fehler des RMSE durch Fehlerfortpflanzung, so sieht man, daß die Abweichungen zwischen den Kurven in der Größenordnung der Signifikanzgrenze liegen. Die Auswirkung auf den Bias ist größer als auf die Streuung, für die meisten Standorte sind Verbesserungen des Bias zu beobachten. Die Streuung dagegen wird häufig vergrößert (im Mittel gilt dies besonders für das Orographiemodell). Einziges Modell, das im Mittel fast ausnahmslos Verbesserungen aufweist, ist das Stabilitätsmodell, bisher nur mit dem vertikalen Wärmefluß als klimatologischem Jahresmittelwert vorhanden. Die Ergebnisse der Einzelstandorte liefern nicht derartig eindeutige Resultate:

Das Orographiemodell verbessert den Bias für Vorhersagezeiten 6–24 h an einigen Standorten deutlich, während der Bias für lange Vorhersagezeiten schlechter wird. Dies ist zu begründen mit der Erhöhung der Windgeschwindigkeit (und damit der Leistungsabgabe) durch das Orographiemodell in Verbindung mit der Überschätzung der Windgeschwindigkeit durch das *Deutschlandmodell* für lange Vorhersagezeiten. Vergleiche hierzu Abbildung 29 und Abbildung 51. Der zentrierte RMSE ist bis auf wenige Ausnah-

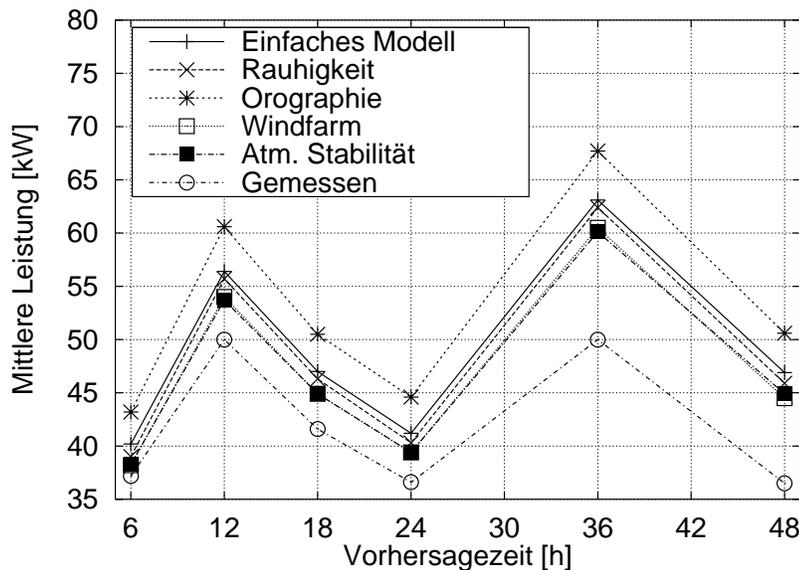


Abbildung 51: Über alle Standorte gemittelte Leistung aufgetragen über die Vorhersagezeiten. Die Vorhersagemodelle führen alle zu einer höheren als die gemessene Leistungabgabe.

men bei Anwendung des Orographiemodells größer als ohne Orographiemodell.

Das Rauigkeitsmodell verhält sich bezüglich des Bias entsprechend dem Orographiemodell, wobei es besonders an Küstenstandorten zu hohen Verbesserungen kommt. Der zentrierte RMSE verbessert sich an den Küstenstandorten, ist ansonsten aber schlechter als ohne Rauigkeitsmodell.

Durch Berücksichtigung der Windparkeffekte verbessert sich der Bias überwiegend, während sich der zentrierte RMSE größtenteils verschlechtert.

Das Stabilitätsmodell auf Basis des klimatologischen Jahresmittelwertes führt in fast allen Fällen zu einer Verbesserung des Bias und des zentrierten RMSE.

Da der Bias durch einen Abgleich der Vorhersagedaten mit Meßdaten (*MOS*, siehe Kapitel 7) nachträglich verringert werden kann, kann nur das Stabilitätsmodell für eine Verbesserung der Vorhersageergebnisse uneingeschränkt empfohlen werden. Bei allen anderen Modellen ist der Effekt sehr zweifelhaft und führt im Mittel zu einer Verschlechterung der Vorhersageergebnisse. Hier müssen die Gründe für dieses stark wechselhafte Verhalten über die Vorhersagezeiten (für das Windparkmodell und den Standort Syke schwankt der zentrierte RMSE zwischen einer Verschlechterung von 1.3 % und einer Verbesserung von 15.7 % der gemessenen mittleren Leistung) oder für verschiedene Stationen geklärt werden. Es hat sich gezeigt, daß das Gelände im deutschen Mittelgebirgsraum über die von Jackson und Hunt [19] gemachten Einschränkungen für das Orographiemodell anscheinend hinausgeht. Deshalb sollte in zukünftigen Arbeiten versucht werden, das Vorhersagemodell mit einem Mesoskalenmodell wie *Aiolos* [12, 29] oder *Gesima* [42] eingesetzt werden, mit dem Strömungen in diesem Gelände genauer beschrieben werden können.

7 Model Output Statistics (MOS)

7.1 Statistische Postprozessoren

Statistischen Postprozessoren liegt der Gedanke zugrunde, statistische Beziehungen zwischen Zeitreihen von Modellvorhersagen und örtlichen Beobachtungen zu finden. Auf diese Weise können systematische Modell-Vorhersagefehler ausgeglichen werden.

Für die Durchführung von MOS wird zuerst für einen bestimmten Ort und für eine bestimmte vorherzusagende Größe aus einem möglichst großen und repräsentativen Datenkollektiv an Vorhersagedaten und Meßwerten der interessierenden Größe am Ort eine multiple lineare Regression, also eine Vorhersagegleichung der Form

$$\hat{Y} = a_0 + a_1 X_1 + a_2 X_2 \cdots + a_k X_k \quad (71)$$

entwickelt. Hierbei ist \hat{Y} der Prädiktand (vorherzusagende Größe), die a_i die Regressionskonstanten und -koeffizienten und die X_i die Prädiktoren (bekannte Modellgrößen). Dabei soll die Zeitreihe der MOS-Prognosen möglichst gut die Zeitreihe der Beobachtungen approximieren.

Im zweiten Schritt wird diese aus einem Basiskollektiv von Daten ermittelte Gleichung auf ein unabhängiges Kollektiv angewandt.

Die ermittelten Regressionsgleichungen hängen unmittelbar mit einem sinnvollen Angebot an Prädiktoren zusammen; je besser die den Verlauf bzw. die Intensität der vorherzusagenden Größe bestimmenden physikalischen Prozesse durch die verwendeten Prädiktoren wiedergegeben werden, desto größere Erfolge werden erzielt.

Durch die Anwendung von MOS wird ein Abgleich der vorhergesagten mit den gemessenen Daten vorgenommen. Hierdurch wird der systematische Fehler der Vorhersage, in dieser Arbeit in der Regel durch den Bias (:= vorhergesagte Leistung - gemessene Leistung) beschrieben, verringert, während Fluktuationen durch dieses Verfahren nicht vermindert werden. Die Anwendung von MOS benötigt im Idealfall eine mehrjährige Datenbasis von Messungen, mindestens aber Daten aus einem Jahr. Die Verifizierung muß an einem anderen Zeitabschnitt erfolgen als bei der Erstellung verwendet worden ist.

Statt des im Abschnitt 7.3 benutzten einfachen Verfahrens können unter anderem auch folgende kompliziertere Postprozessoren verwendet werden:

Neuronale Netze

Bei Verwendung eines neuronalen Netzes als statistischer Postprozessor für die Leistungsvorhersage von Windkraftanlagen dient die Zeitreihe der gemessenen Windgeschwindigkeit und -richtung als Trainingsmenge, um als Ausgabe eine Vorhersage des Windes, z. B. in 48 h, liefern zu können. Alternativ kann statt der Winddaten auch mit gemessenen

und vorhergesagten Leistungsdaten trainiert werden. Landberg hat in seiner Arbeit [22] ermittelt, daß dieses Verfahren trotz seines beträchtlichen Aufwandes nicht die Erwartungen erfüllt. Die Ergebnisse waren nur genauso gut oder sogar schlechter als die der MOS nullter Ordnung. Hierbei führte weder die Erhöhung der Trainingsmenge, noch ein komplizierter Algorithmus zu einer Verbesserung der Ergebnisse. Landberg kommt zu dem Ergebnis, daß eine lineare Abhängigkeit zwischen Meßwerten und Vorhersagen ausreichend ist.

Adaptive MOS-Verfahren

In Anbetracht der nicht-stationären Natur der Atmosphäre ist zu erwarten, daß die für ein MOS verwendeten Parameter zeitlich variieren. Deshalb kommen für MOS auch adaptive Verfahren wie (*erweiterte*) *Kalman Filter* [13] und die *Methode der rekursiven kleinsten Quadrate* in Betracht, bei denen die MOS-Parameter entwickelt werden. Der Grundgedanke bei diesen Methoden ist, daß nur Daten innerhalb des Zeitfensters einer festgelegten Breite in die Berechnung der Regressionsparameter einfließen. So werden jeweils die neuesten verfügbaren Daten verwendet, während alte Daten, die aufgrund von neuen Vorhersagemodellen oder veränderter Regelung der Windkraftanlagen nicht mehr gelten, nicht berücksichtigt werden.

Giebel hat sich intensiv mit adaptiven Postprozessoren beschäftigt und kommt in [13] zu dem Schluß, daß die Verbesserungen im Vergleich zum statischen MOS nullter Ordnung marginal sind und den hohen Aufwand zur Anwendung adaptiver Verfahren nicht rechtfertigen.

7.2 Maximales Verbesserungspotential

Die durch einen statistischen Postprozessor theoretisch maximal erreichbare Verbesserung der Vorhersageergebnisse erhält man, indem das Regressionsverfahren auf denselben Zeitraum angewendet wird, in dem die Regressionsparameter erstellt wurden. Bei realer Nutzung macht diese Art der Anwendung des Postprozessors keinen Sinn.

Abbildung 52 zeigt die maximal erreichbare Verbesserung des absoluten Bias im Vergleich zu der real erreichten Verbesserung gegenüber keiner MOS-Bearbeitung, Abbildung 53 zeigt dieselbe Information für den zentrierten RMSE. Die gezeigten Werte stellen die Mittelwerte über alle Stationen dar. Der absolute Bias weist ein maximales Verbesserungspotential von 10–30 % der mittleren gemessenen Leistung auf, die reale Verbesserung liegt dagegen zwischen 10 und 20 %. Die Verbesserung des zentrierten RMSE ist von der gleichen Größenordnung. Sie liegt für die maximale Verbesserung zwischen 10 und 26 % und für die Reale zwischen 10–18 %. Daß die reale Verbesserung der 6h-Vorhersage leicht höher ist als die als maximal bezeichnete Verbesserung, liegt an der Erstellung der Ausgleichsgeraden anhand der Werte aller Vorhersagezeiten. Hierdurch kann es vorkommen, daß die Regression für einzelne Vorhersagezeiten nicht optimal geeignet ist. Der Anstieg der Graphen über der Vorhersagezeit deutet auf einen mit zuneh-

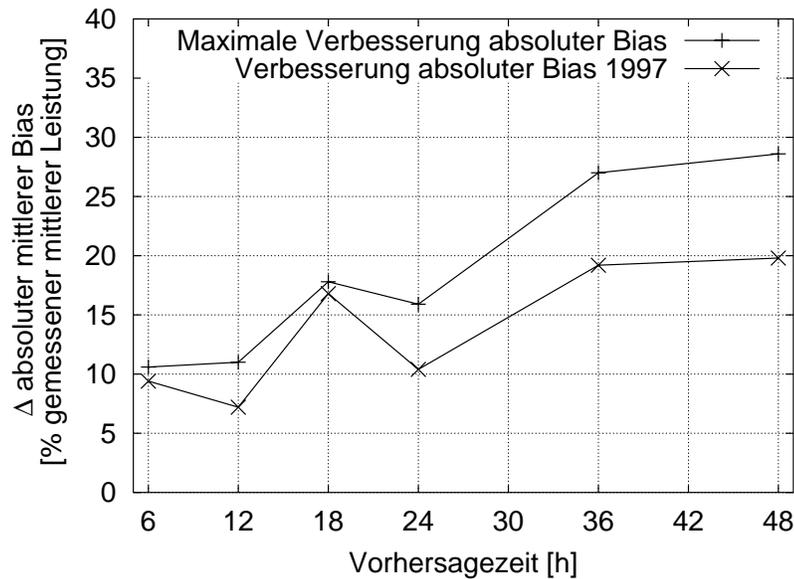


Abbildung 52: Maximale und reale Verbesserung des absoluten Bias, normiert auf die mittlere Leistungsabgabe der Windkraftanlage, gegenüber der Modellanwendung ohne nachträgliches MOS. Zu sehen sind die Mittelwerte über alle Stationen für die einzelnen Vorhersagezeiten.

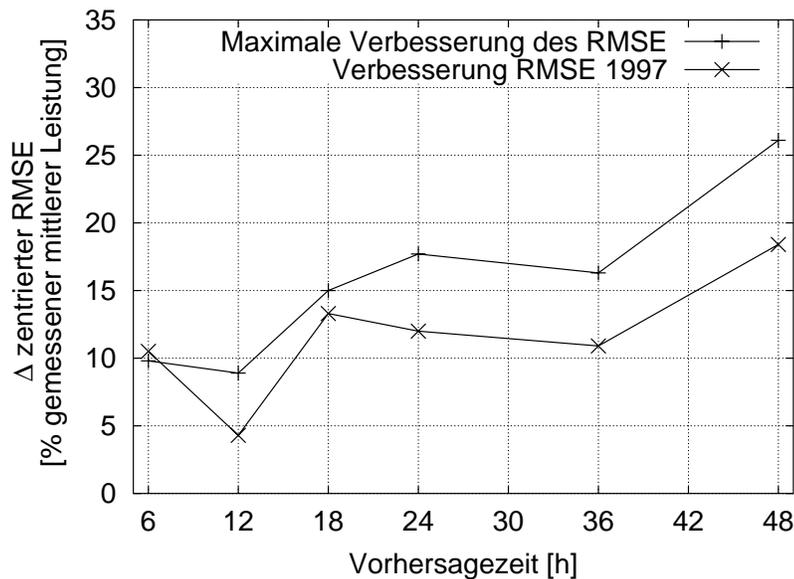


Abbildung 53: Wie Abbildung 52, nur für den mittleren zentrierten RMSE.

mender Vorhersagezeit steigenden systematischen Fehler hin (vergleiche Ergebnisse in Kapitel 6.3).

7.3 Anwendung

Da das verwendete numerische Modell vom *Deutschen Wetterdienst* während der uns vorliegenden Zeitperiode mehrfach geändert wurde, standen uns leider nur relativ kurze Zeiträume und – besonders für höhere Windgeschwindigkeiten – kleine Datenmengen zur Verfügung.

Eingesetzt wird das MOS-Verfahren als Postprozessor, d. h. nachdem die Vorhersage mit dem numerisch-physikalischen Modell berechnet wurde (siehe auch Abbildung 14). Als einfachstes Verfahren wurde ein MOS nullter Ordnung (lineare Regression) benutzt:

$$P_{pred,mos} = m \cdot P_{pred} \quad (72)$$

Ein Beispiel für eine solche MOS-Regressionsgerade ist in Abbildung 54 zu sehen. Für

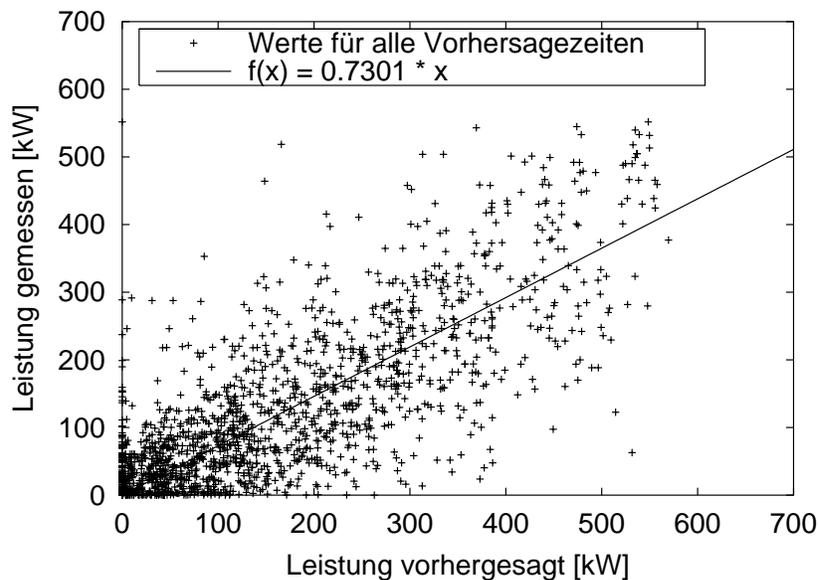


Abbildung 54: Diagramm der Streuung gemessener über vorhergesagter Leistungsabgaben und die Regressionsgerade eines einfachen MOS-Verfahrens für den Standort Wusterhusen für 1996. Ein einfaches MOS kann die Vorhersage deutlich verbessern.

die Erstellung wurden die Daten aller Vorhersagezeiten verwendet, da die Datenmenge für den Bereich der hauptsächlich interessierenden höheren Leistungsabgaben bei Betrachtung einzelner Vorhersagezeiten für fast alle Standorte zu gering war, um sinnvolle statistische Korrekturen durchführen zu können (vergleiche Abbildung 55). Sinnvoller

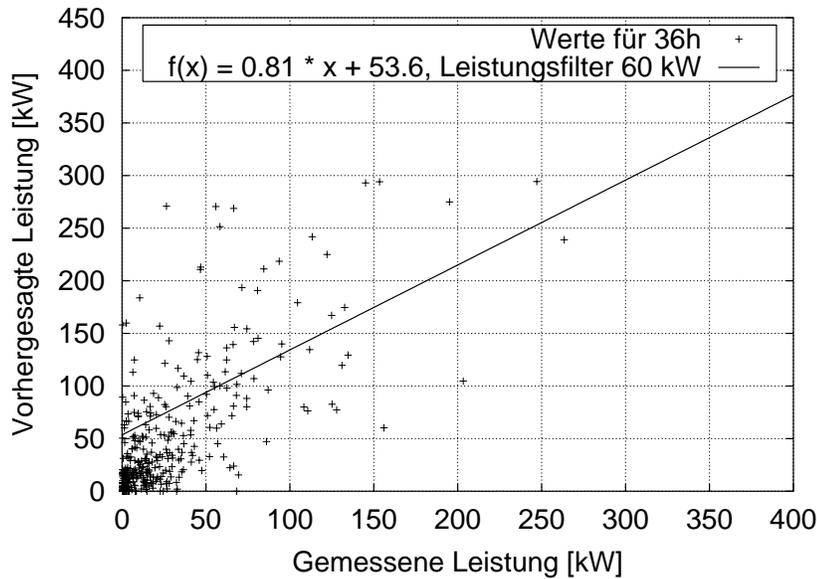


Abbildung 55: Diagramm der Streuung und MOS-Regression mit 2 Parametern für eine Vorhersagezeit mit einem Leistungsfilter, der die MOS-Regression nur für Leistungen größer als 20 % der Nennleistung durchführt. Durch die geringe Anzahl von Daten wird der Verlauf der Regressionsgeraden nahezu zufällig. Die Berücksichtigung eines Offsets zur Verringerung des Korrelationskoeffizienten würde bei dem betrachteten Beispiel zu einer Vorhersage der Leistungsabgabe von über 50 kW führen, obwohl real keine Leistung abgegeben wird.

wäre die Erstellung einer Regressionsgeraden für jede Vorhersagezeit. Abbildung 56 zeigt die erhaltenen MOS-Faktoren der MOS-Regressionsgeraden für das Jahr 1996 für die einzelnen Standorte, sortiert nach Wert. Der Faktor weist für sehr viele Stationen einen fast identischen Wert zwischen 0.75 und 0.85 auf. Alle Werte liegen unter Eins. Das heißt, im jährlichen Mittel und über alle Vorhersagezeiten gemittelt wird die Leistungsabgabe um etwa den gleichen Betrag überschätzt. Nach der Anwendung auf die Vorhersagen des Jahres 1997 zeigt sich für die langen Vorhersagezeiten von 36 und 48 h entsprechend des MOS-Faktors eine deutliche Verringerung des Bias um ca. 20 % der mittleren gemessenen Leistung. Für kürzere Vorhersagezeiten ergibt sich eine deutlich geringere bzw. zum Teil keine Verbesserung des Bias. Auffallend ist, daß die Leistungsabgabe für alle Vorhersagezeiten nun nicht mehr über-, sondern unterschätzt wird (Abbildung 57). Die Überlegungen, das MOS-Verfahren durch Einbeziehung eines Offsets, d. h. einer Gleichung der Form $y = mx + b$ und des Einsatzes eines Leistungsfilters (siehe Kapitel 10) zu verbessern, sind fallengelassen worden. Es erscheint nicht sinnvoll, wie z. B. in Abbildung 55 zu sehen, ständig eine Leistungsabgabe von über 50 kW zu prognostizieren, während tatsächlich keine Leistung abgegeben wird.

Die RMSE-Abweichung normiert auf die mittlere Leistungsabgabe ist je nach Vorhersagezeit zwischen 10 und 20 % geringer als vor Anwendung des MOS (Abbildung 58),

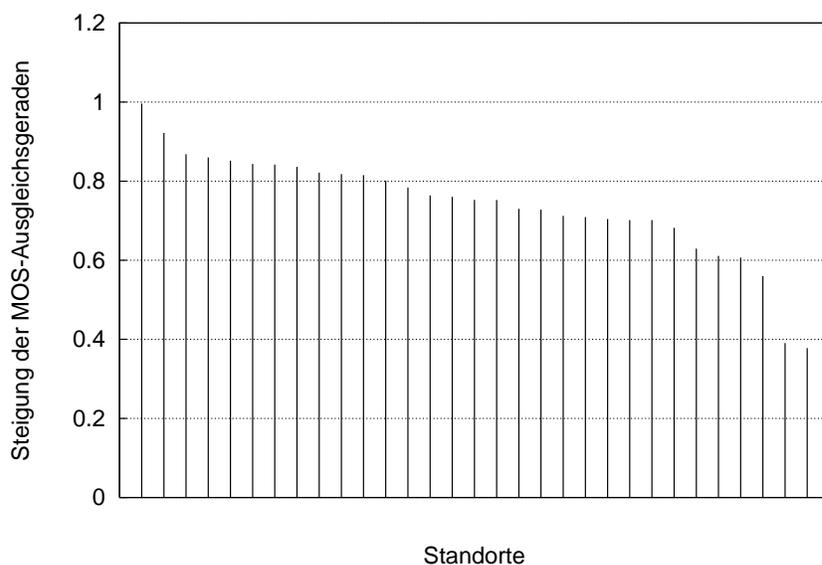


Abbildung 56: MOS-Faktoren der MOS-Korrektur für jeden Standort für das Jahr 1996 und das Deutschlandmodell 3. Sortiert nach Höhe des Wertes.

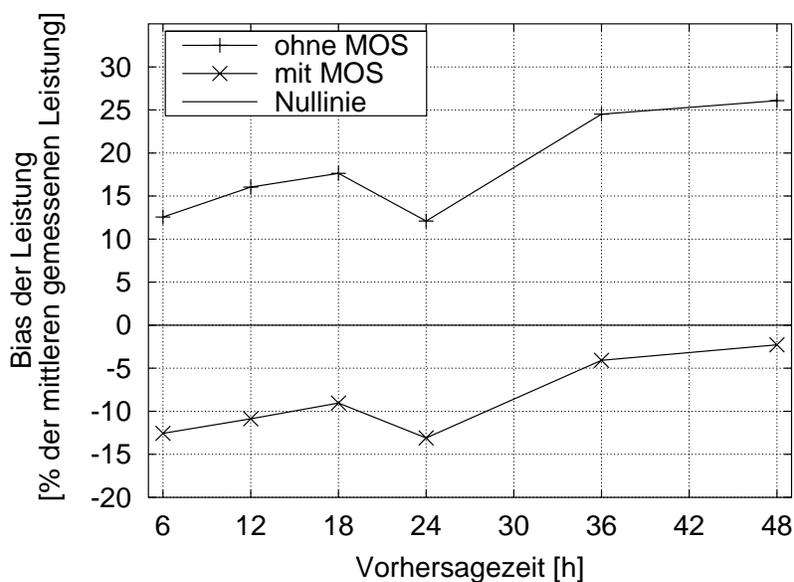


Abbildung 57: Auf die gemessene Leistung normierter Bias der Leistung mit und ohne MOS-Korrektur, aufgetragen über die Vorhersagezeit. Die MOS-Parameter sind anhand der Daten von 1996 erzeugt und auf das Jahr 1997 angewendet worden. Gemittelt über alle Stationen. Der Bias ist nach der MOS-Anwendung geringer.

normiert auf die Nennleistung ergibt sich eine Verbesserung um 2 % (Abbildung 59).

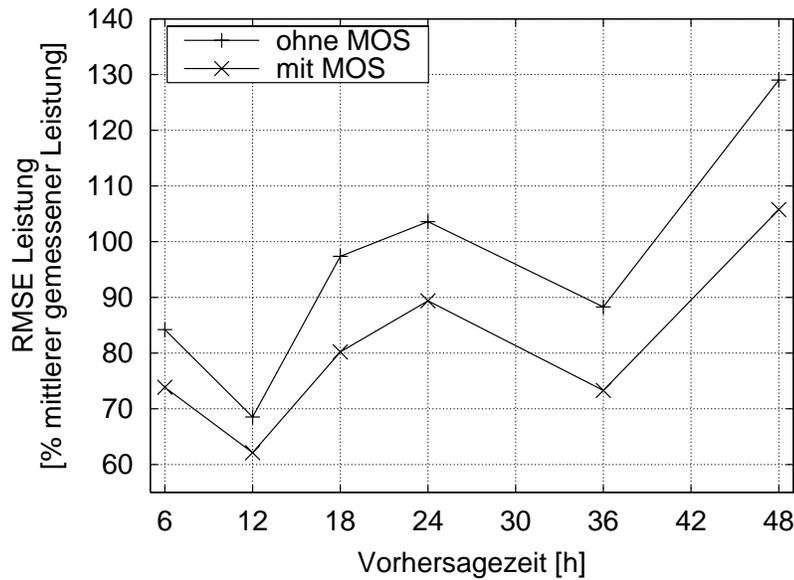


Abbildung 58: RMSE-Abweichung normiert auf die mittlere Leistungsabgabe. Ansonsten wie Abbildung 57.

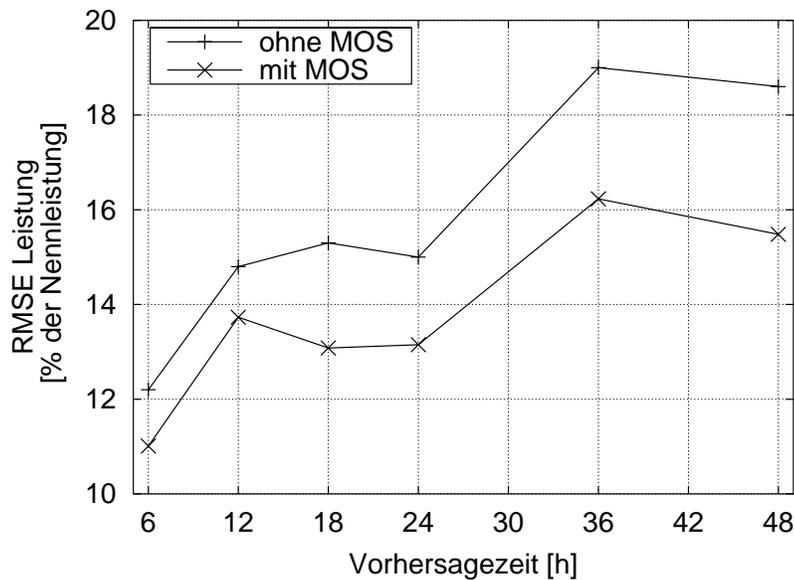


Abbildung 59: RMSE-Abweichung normiert auf Nennleistung. Ansonsten wie Abbildung 57.

Die Anwendbarkeit der anhand der Daten des *Deutschlandmodells* 3 erstellten MOS-

Parameter auf das modifizierte *Deutschlandmodell* 4 und den Übergang von Archiv- zu Gitterdaten (siehe Kapitel 5) wurde getestet durch Anwendung der mit den 1996er-Daten erhaltenen Korrekturwerte auf die 1999 Online-Daten. Wie Abbildung 60 zeigt, ist der Bias verglichen mit dem Ergebnis ohne MOS im Mittel um -10 % verschoben. Dies bedeutet eine Verbesserung für die aufgrund des Tagesgangs hohen Leistungsabgaben, eine Verschlechterung für alle anderen. Der RMSE dagegen hat sich um ca. 10 % für die 6 h- und die 12 h-Vorhersage verbessert und für längere Vorhersagezeiten (außer der 36 h-Vorhersage) verschlechtert (Abbildung 61). Aus dem oben Dargestellten folgt, daß ein

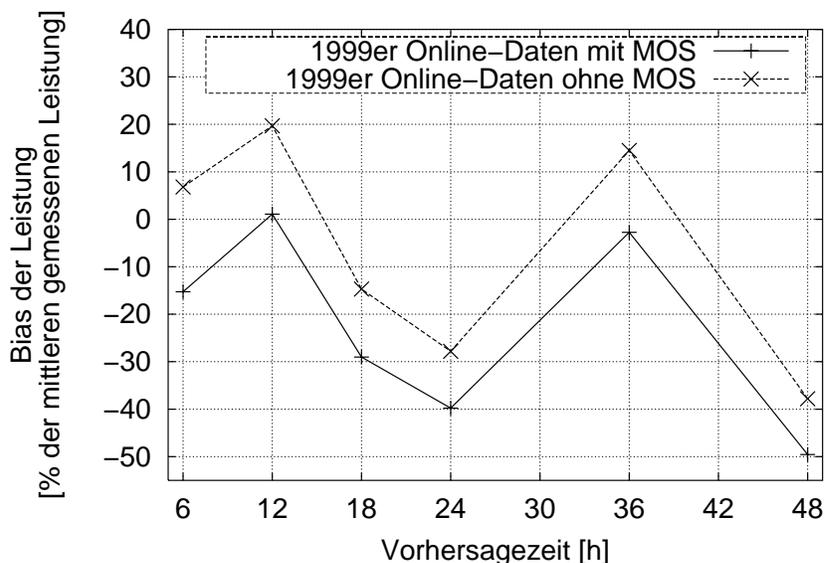


Abbildung 60: Wie Abbildung 57, nur für 1999er Online-Daten.

Ableich der Vorhersageergebnisse mit Meßdaten die Vorhersagen für viele Standorte entscheidend verbessert. Erschwert wird die Anwendung aber durch den Bedarf einer hohen Anzahl an Vorhersage- und Meßdaten, anhand derer die Regression durchgeführt wird. Aufgrund der wenigen Zeiten mit hohen Windgeschwindigkeiten ist eine lange Zeit der Datensammlung erforderlich. Ist eine ausreichend große Datenbasis vorhanden, sollte einer Regression pro Vorhersagezeit gegenüber einer Regression über alle Vorhersagezeiten der Vorzug gegeben werden.

Während der Erstellung dieser Arbeit hat sich gezeigt, daß die Vorhersagemodelle zum Teil im Bereich weniger Monate verändert werden und so die vorher erstellte Regression unter Umständen nicht mehr geeignet ist. Deshalb muß für einen operationellen Einsatz ein adaptives MOS-Verfahren gewählt werden, das anhand der jeweils aktuellen Vorhersage- und Meßdaten die Regressionsdaten ermittelt. Kompliziertere MOS-Algorithmen haben die Ergebnisse nicht weiter verbessert. D. h. ein einfaches lineares, aber adaptives MOS-Verfahren reicht zur Minimierung der systematischen Abweichungen aus. Es könnte sich als sinnvoll erweisen, ein MOS-Verfahren auf die Windgeschwin-

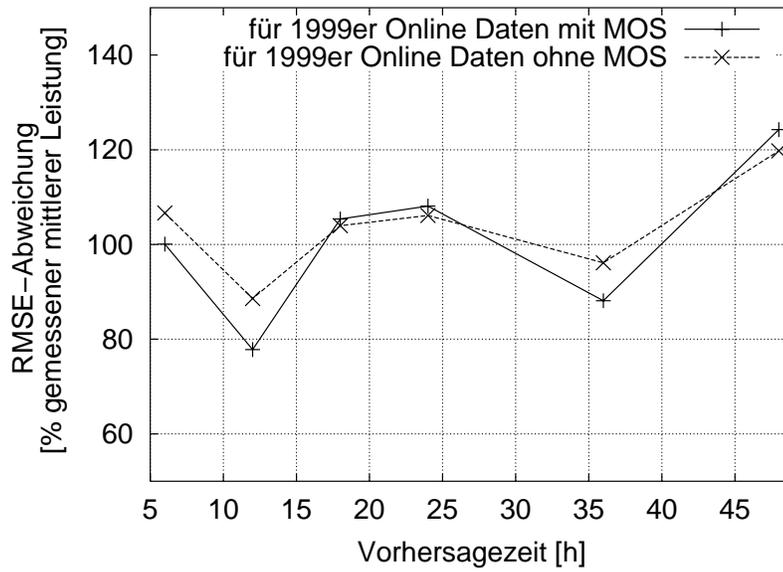


Abbildung 61: Wie Abbildung 58, nur für 1999er Online-Daten.

digkeitsvorhersagen anzuwenden, da diese Werte nicht so stark streuen wie die Leistungswerte (vergleiche auch mit den Ergebnissen von Giebel [13]). Eine anschließende Regression über die Leistungswerte minimiert systematische Fehler aufgrund differierender Leistungskennlinien.

8 Sensitivitätsanalyse von Modellparametern

In diesem Kapitel werden die Einflüsse der Modellparameter Rauigkeit des Deutschlandmodells, detaillierte Rauigkeit und – bei Verwendung des Stabilitätsmodells – vertikaler Wärmefluß diskutiert.

8.1 Variation der Rauigkeitslänge

Die Rauigkeitslänge z_0 ist eine der entscheidenden Größen in dem lokalen Verfeinerungsmodell. Sie geht sowohl in das Geostrophische Reibungsgesetz als auch in die Berechnung des logarithmischen Windprofils ein und wird für die Transformation zum geostrophischen Wind ebenso benötigt wie zur anschließenden Transformation auf Nabenhöhe. Ihr Einfluß auf das logarithmische Windprofil war bereits in Abbildung 9 in Kapitel 2.4.2 zu sehen. Gleichzeitig ist sie eine Größe, deren Bestimmung sehr subjektiv ist und stark schwankt. Bei der Rauigkeitsangabe des Deutschlandmodells kommt erschwerend hinzu, daß das verwendete z_0 ein Mittelwert aus den Rauigkeitslängen an den vier umliegenden Gitterpunkten ist, die bereits Flächenmittel darstellen.

Der Einfluß der Rauigkeit wurde für die Standorte *Podelzig*, mit einer 800 kW Windkraftanlage in 60 m Nabenhöhe, und *Rapshagen*, mit einer 300 kW Windkraftanlage in 30 m Höhe, untersucht. Variiert wurde in den Schritten $z_0 = 0.001, 0.01, 0.05, 0.1, 0.25, 0.5$ und 1.0 . Zum einen wurde die Rauigkeitslänge des *Deutschlandmodells*, zum anderen die zur Transformation des geostrophischen Windes auf den Wind in Nabenhöhe benötigte Rauigkeitslänge verändert. Wie in den Abbildungen 62 und 63 zu sehen, ändern sich in beiden Fällen und für beide Standorte der Bias und auch der zentrierte RMSE sehr stark. Für die niedrigere Nabenhöhe ist der höhere Rauigkeitseinfluß an den insgesamt höheren Maximalwerten des Bias und RMSE gegenüber dem Standort mit der höheren Nabenhöhe zu erkennen, spielt aber keine entscheidende Rolle; d. h. auch in größeren Höhen hat die Rauigkeitslänge einen großen Einfluß auf das Ergebnis. Für die bei der Herabtransformation verwendete detaillierte Rauigkeit ist eine höhere Genauigkeit als bei der *Deutschlandmodell*-Rauigkeitsbeschreibung zu erwarten, da diese anhand von Standortbesichtigung und topographischen Karten ermittelt wurde. Aber auch hier können Fehler in geringerem Umfang auftreten.

Der Bias kann im Extremfall um mehr als 100 % der mittleren Leistungsabgabe schwanken, der zentrierte RMSE noch einmal um maximal 60 % der mittleren Leistungsabgabe. Innerhalb realistischer Unsicherheiten bei der Bestimmung der detaillierten Rauigkeit sind maximal Abweichungen von etwa +/- 10 % des Bias und +/- 5 % des zentrierten RMSE zu erwarten, jeweils bezogen auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe. Da die *Deutschlandmodell*-Rauigkeitslänge aufgrund der niedrigen räumlichen Auflösung für den konkreten Standort relativ ungenau ist und durch das angewendete Mittelungsverfahren nur eine grobe Abschätzung der tatsächlichen Bedingungen am Standort vorgenommen werden kann, ist dies eine deutliche Fehlerquelle, die durch Verwendung der Modellevel in großen Höhen eliminiert werden kann.

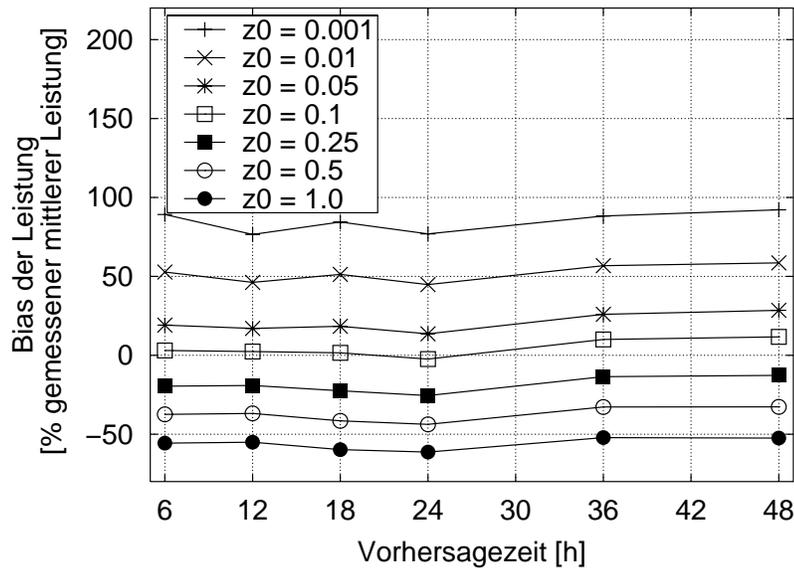


Abbildung 62: Auf die mittlere gemessene Leistung normierter Bias der Leistung aufgetragen über die Vorhersagezeit. Zu sehen ist die Veränderung des Bias bei einer Variation der detaillierten Rauigkeit in den Schritten $z_0 = 0.001, 0.01, 0.05, 0.1, 0.25, 0.5$ und 1.0 für den Standort Rapshagen und einer Nabenhöhe von 30 m.

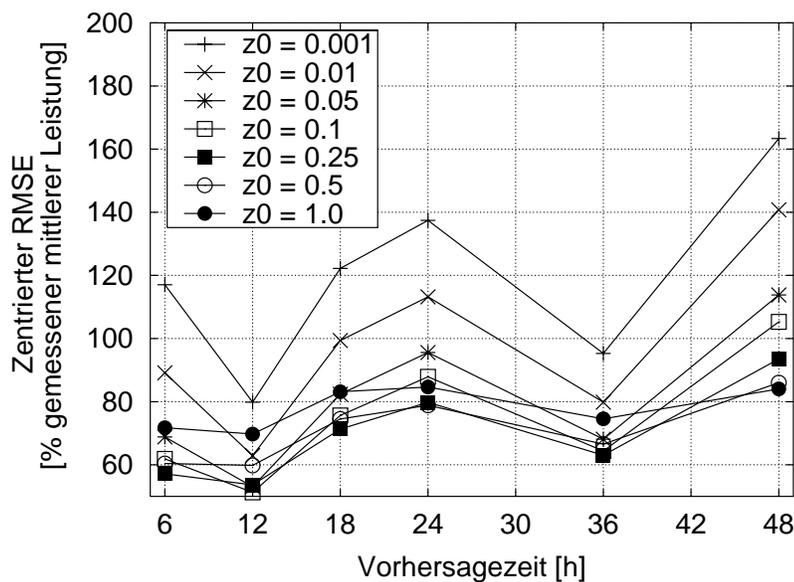


Abbildung 63: Wie Abbildung 62, nur für die Veränderung des zentrierten RMSE.

8.2 Variation des vertikalen Wärmeflusses

Der vertikale Wärmefluß der Atmosphäre H variiert je nach Tages- und Jahreszeit. Der hier verwendete klimatologische Mittelwert des Wärmeflusses repräsentiert diese Variationen nicht. Deshalb ist die Kenntnis des Einflusses einer Variation des Wärmeflusses auf die Windgeschwindigkeit und damit auf die Leistungsabgabe der Windkraftanlagen wichtig. Hat eine Änderung im Rahmen der real vorkommenden Wärmeflüsse nennenswerte Auswirkungen, so ist eine Erweiterung des Stabilitätsmodells auf die Einbeziehung aktueller Wärmeflüsse sinnvoll.

In das Stabilitätsmodell gehen zwei Werte des Wärmeflusses ein: ΔH_{rms} und ΔH_{off} (vergleiche Kapitel 4.3.1). Abbildung 64 zeigt deutliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Wärmeflüssen zwischen 50 und 200 W/m^2 . Der Unterschied in der Windgeschwindigkeit beträgt je nach Höhe über Grund zwischen Null und etwa 0.3 m/s . Für höhere positive Wärmeflüsse ΔH_{rms} wird die atmosphärische Schichtung stabiler und das Profil zunehmend flacher.

Mellinghoff [25] hat mit dem Stabilitätsmodell und dem Rauigkeitsmodell bei Vorgabe eines geostrophischen Windes von 15 m/s die Kurven in Abbildung 64 und Abbildung 65 berechnet. Das Rauigkeitsmodell macht sich durch den Knick im Profil auf einer Höhe von 18.7 m (= 30 % der IBL) bemerkbar.

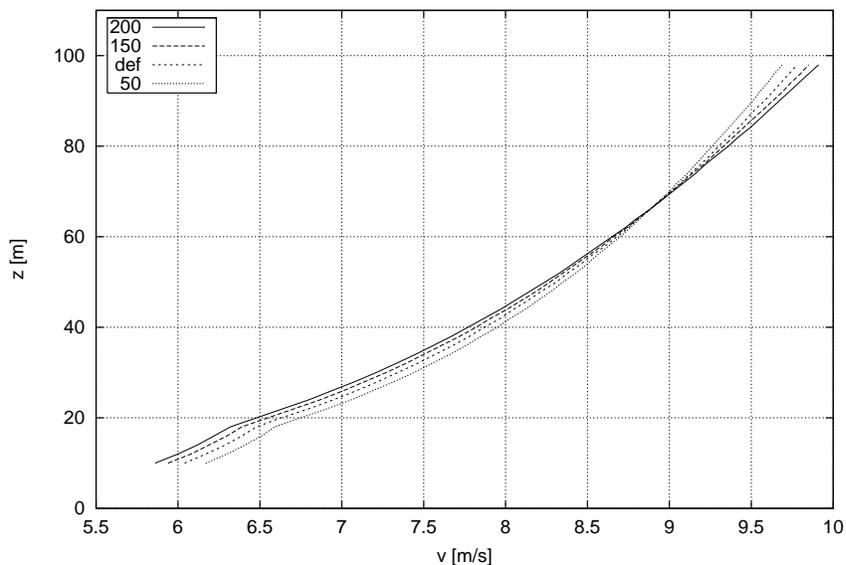


Abbildung 64: Logarithmisches Windprofil (v bezeichnet hier die ansonsten mit u benannte Windgeschwindigkeit) für verschiedene Werte des Wärmefluß-Parameters ΔH_{rms} . Der Index gibt den Wert in W/m^2 an. Der im Modell verwendete “default”-Wert beträgt $100 \text{ W}/\text{m}^2$. Aus [25].

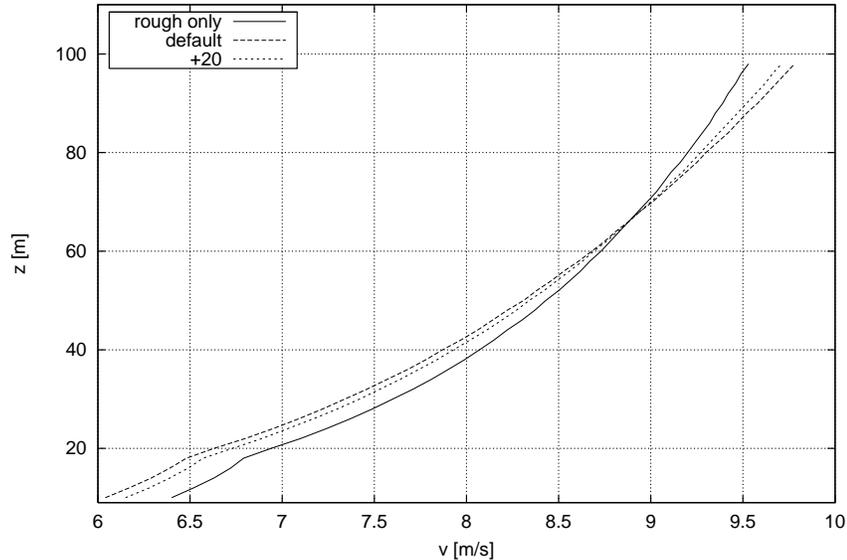


Abbildung 65: Vertikales Windprofil für verschiedene Werte des Parameters ΔH_{off} im Vergleich mit dem unkorrigierten Profil (“rough only”). Der Index gibt den Wert in W/m^2 an. Voreinstellung (“default”) ist $-40 W/m^2$. Bei einer Steigerung des Wertes auf bis zu $-200 W/m^2$ kommt es zu keinen sichtbaren Einflüssen. Aus [25].

In Abbildung 65 ist der Einfluß des Parameters ΔH_{off} dargestellt. Dabei bezeichnet “rough only” das Windprofil bei neutraler Schichtung der Atmosphäre ohne Stabilitätsmodell und “default” die aus dem Stabilitätsmodell resultierende Kurve mit dem bei den Vorhersagen verwendeten Wert $\Delta H_{off} = -40 W/m^2$.

Für die Erstellung dieses Diagramms wurde der Parameter ΔH_{off} variiert. Die Abweichungen von dem “default” - Graphen sind aber derart minimal, daß sie nicht im Graphen erkennbar sind. Der Einfluß von ΔH_{off} ist im Bereich von -1 bis $-200 W/m^2$ verschwindend gering und im Diagramm nicht erkennbar. Der Unterschied in der Windgeschwindigkeit beträgt zwischen Null und $0.4 m/s$ je nach Höhe über Grund.

Unverständlich ist das Verhalten des Stabilitätsmodells für positive Werte von ΔH_{off} . Im Diagramm ist der Verlauf für $\Delta H_{off} = 20 W/m^2$ eingetragen. Diese Situation eines aufwärts gerichteten Wärmeflusses sollte mit einer instabilen Schichtung korrespondieren. Tatsächlich ist der Kurvenverlauf weiterhin typisch für ein Profil stabiler Schichtung (vergleiche mit dem Profil bei neutraler Schichtung). Erst bei Werten um plus $50 W/m^2$ entspricht das Profil demjenigen bei neutraler Schichtung. Dieses Verhalten muß noch eingehender untersucht werden.

9 Summenleistungsabgabe von Windkraftanlagen in einer Region

Die Untersuchung der regionalen Effekte zeigt den positiven Einfluß der räumlichen Mittelung auf die Schwankungsbreite der Summenleistungsabgabe der Windkraftanlagen. Betrachtet man die Summenleistung aller Standorte zu jedem Vorhersagezeitpunkt, so heben sich die stochastischen Abweichungen der vorhergesagten Leistungsabgabe von der gemessenen Leistungsabgabe an den einzelnen Standorten teilweise auf. Dies führt zu einem Ausgleich der Vorhersagefehler der einzelnen Standorte und somit zu einem gegenüber dem Mittelwert der Fehler der einzelnen Standorte verringerten regionalen Fehler.

Für einen vollständigen Datensatz der Leistungsabgabe von 33 räumlich verteilten Windkraftanlagen ist in Abbildung 66¹ die RMSE-Abweichung des Ensembles im Vergleich zu dem Mittelwert der RMSE-Abweichungen der Einzelanlagen zu sehen, normiert auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe. Das Verhältnis der Vorhersagefehler für das Ensemble und Einzelanlagen liegt für die 6 h-Vorhersage bei 0.38 und für die 48 h-Vorhersage bei 0.55. Verglichen mit einem Wert von 0.17 für dieses Verhältnis bei Annahme eines vollständig unkorrelierten Datensatzes für 33 Standorte zeigt sich, daß die Vorhersageunsicherheit für das untersuchte Gebiet zum Teil kohärent ist. Dieser Wert wird aufgrund der steigenden systematischen Fehler für längere Vorhersagezeiten größer.

Die für eine regionale Untersuchung notwendigen statistischen Größen werden im Anhang erläutert.

9.1 Räumliche Korrelation der Abweichungen

In diesem Kapitel werden die Kreuzkorrelationen der Vorhersageabweichung bezüglich des Standortabstandes, Vorhersagehorizonts, Regionen unterschiedlicher Größe und Vorhersagemodell untersucht. Abbildung 67 zeigt die Kreuzkorrelationswerte in Abhängigkeit der Entfernung für die verschiedenen Vorhersagezeiten für den vollständigen Datensatz von 33 Standorten. Die Kreuzkorrelation wurde für jedes Turbinenpaar mit allen verwendbaren Daten eines Jahres berechnet. Für die Darstellung der Resultate wurden die Ergebnisse in Standortentfernungen einer Klassenbreite von 25 km zusammengefaßt. Innerhalb jeder Entfernungsklasse wurde der Kreuzkorrelationswert für die Paare innerhalb der betrachteten Klasse berechnet.

Die Korrelation sinkt mit jeder höheren Entfernungsklasse, angefangen von ca. 0.9 für Windkraftanlagen innerhalb eines Windparks bis zu Werten um Null für Entfernungen von größer als ca. 400 km. Für die 6 h- und 12 h-Vorhersage ergeben sich etwa gleiche Korrelationswerte. Für längere Vorhersagezeiten ergeben sich jedoch wie erwartet höhere Korrelationen zwischen den Leistungsvorhersagen für die Windkraftanlagen.

¹Die Abbildungen dieses Kapitels sind bis auf Abb. 71 dem Endbericht des EU Projektes *Short-term Prediction of Regional Wind Power Production* [5] entnommen.

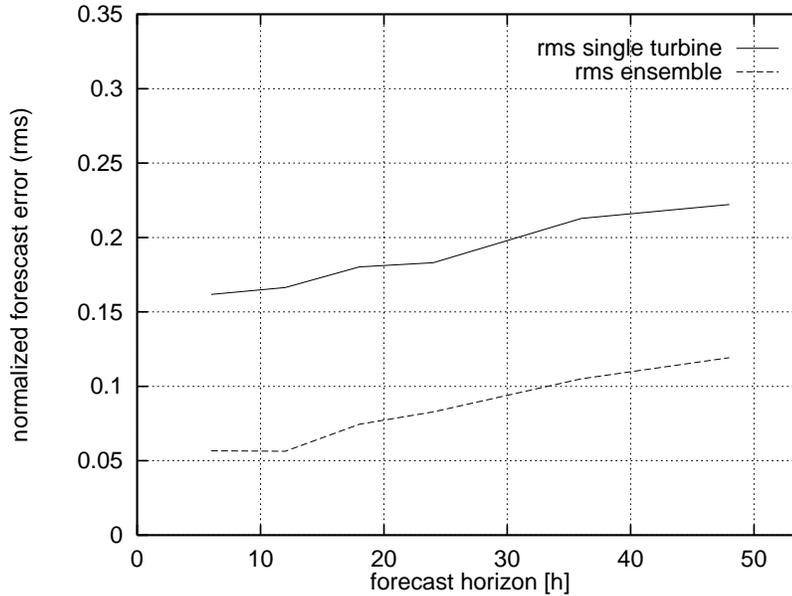


Abbildung 66: Auf die Nennleistung normierte RMSE-Abweichung zwischen Vorhersage und Messung der Leistungsabgabe eines Ensembles von 33 Windkraftanlagen im Vergleich zu der mittleren Abweichung der Einzelanlagen.

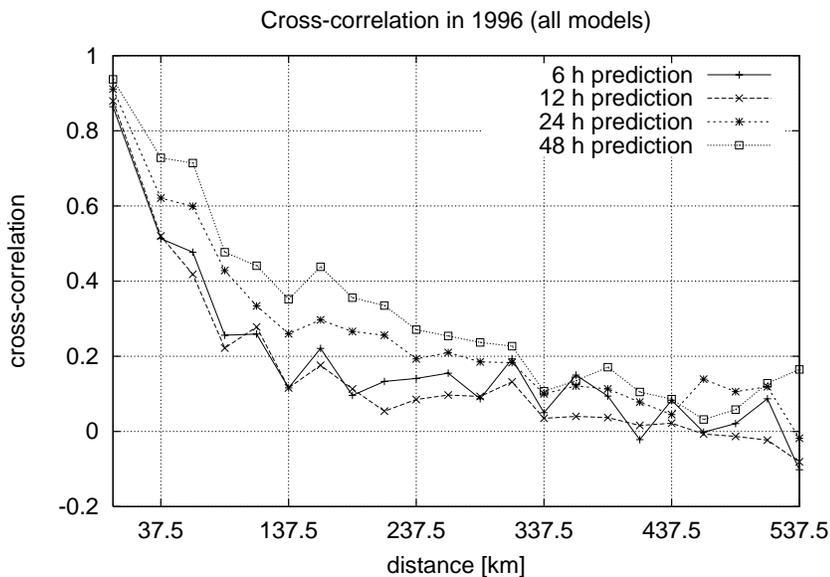


Abbildung 67: Kreuzkorrelation der Vorhersageunsicherheit der Leistungsabgabe von Windkraftanlagen-Paaren bei Verwendung aller 33 untersuchten Windkraftanlagen und "Vollem Modell". Dargestellt sind die Mittelwerte der Kreuzkorrelation für Abstandsklassen von 25 km Breite. Die einzelnen Kurven beziehen sich auf die verschiedenen Vorhersagezeiten. Je länger die Vorhersagezeit ist, desto stärker korrelieren die Vorhersagen der Einzelanlagen.

Bei Betrachtung der räumlichen Korrelation der Vorhersageabweichungen kann man feststellen, daß die Korrelation mit wachsender Entfernung abnimmt. Dies bedeutet, daß die Standardabweichung der Ensemble-Summenzeitreihe sinkt, wenn Regionen von einigen hundert Kilometern und mehr betrachtet werden. Zusätzlich ist zu erkennen, daß die Vorhersagewerte für längere Vorhersagezeiten stärker korreliert sind als für kurze Vorhersagezeiten. Dies ist auf einen steigenden systematischen Fehler bei der Vorhersage für längere Zeiten zurückzuführen.

Wie Abbildung 68 zeigt, hat die Auswahl des lokalen Vorhersagemodells (vollständiges oder einfaches Modell) nur einen sehr geringen Einfluß auf die Kreuzkorrelationen; d. h. die räumliche Struktur des Vorhersagefehlers wird durch die Modelldetails nicht berührt.

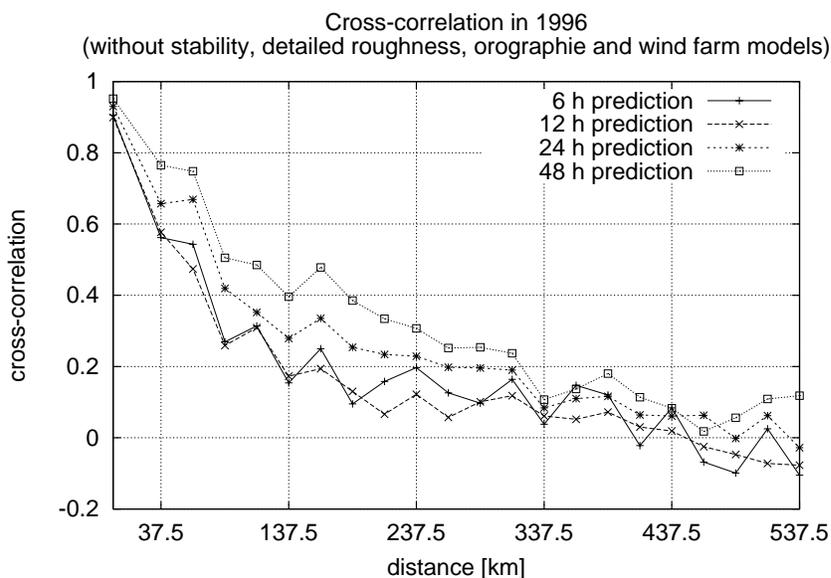


Abbildung 68: Wie Abbildung 67, nur für das "Einfache Modell" ohne Stabilitätsrechnungen, Orographie, detaillierte Rauigkeiten und Windparkeffekte.

9.2 Räumliche Ausgleicheffekte für Regionen unterschiedlicher Größe

Um die Ausgleicheffekte der räumlich verteilten Windkraftanlagen in Abhängigkeit der Größe der betrachteten Regionen quantitativ erfassen zu können, sind die zur Verfügung stehenden Standorte in Regionen mit drei typischen maximalen Abständen eingeteilt worden:

- 140 km-Regionen (Abbildung 69) erfassen in etwa die Größe des Bereichs regionaler Energieversorger (z. B. EWE, Schleswig).

- 350 km-Regionen (Abbildung 70) erfassen in etwa die Größe des Bereichs größerer Energieversorger. Bei entsprechender Verteilung, wie in dieser Arbeit, können auch Regionen gleicher geographischer Bedingungen bzw. Standorte typischer geographischer Bedingungen innerhalb einer Region (Region 5) zusammengefaßt werden.
- Die 700 km-Region enthält alle in dieser Arbeit untersuchten Standorte in einer Region. Sie deckt fast ganz Deutschland ab.

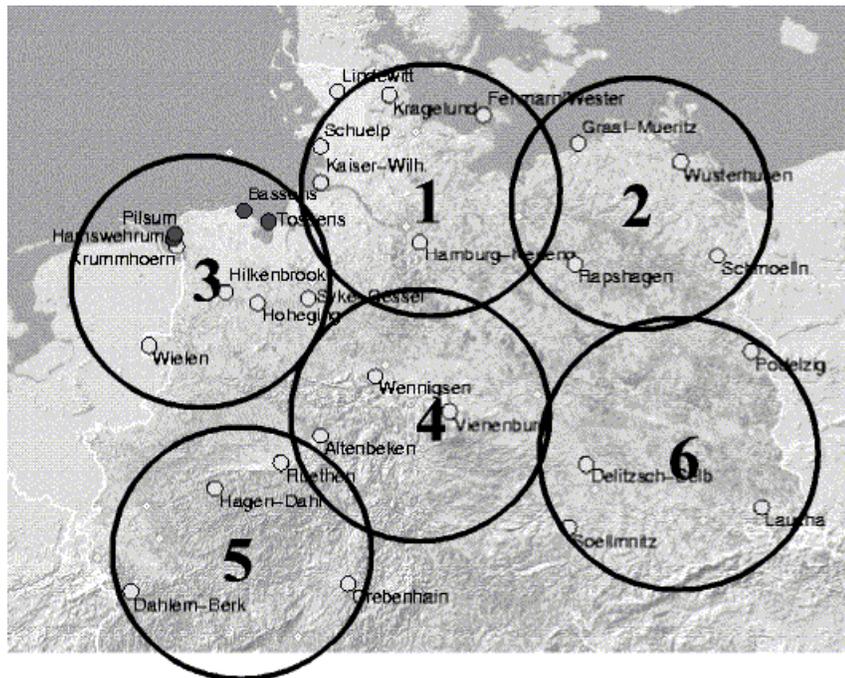


Abbildung 69: Definition der Regionen mit einem Durchmesser von 140 km.

Die RMSE-Abweichung zwischen Vorhersage und Messung wird für die einzelnen Regionen berechnet und auf die mittlere RMSE-Abweichung der einzelnen Windkraftanlagen der jeweiligen Region normiert. Zum Vergleich wird die maximal zu erwartende Reduktion aufgrund des Zusammenhanges $\frac{1}{\sqrt{N}}$ angegeben (N = Anzahl der Anlagen in einer Region). Wie erwartet wird die Reduktion der Unsicherheit mit zunehmender Vorhersagezeit in allen Fällen geringer wegen der systematischen und damit korrelierten Unsicherheiten der Vorhersage. Diese Verringerung ist besonders für die 12 h- und die 36 h-Vorhersage (wegen der Startzeit 00 UTC gleichbedeutend mit 12 Uhr UTC tagsüber) gering, was auf eine systematische ungenügende Vorhersage des Tagesganges der Windgeschwindigkeit hindeutet.

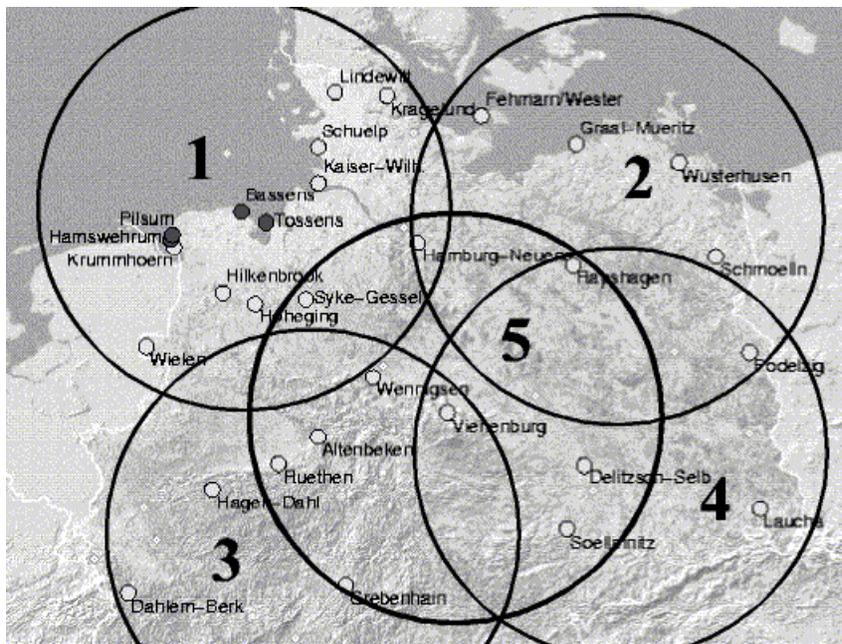


Abbildung 70: Definition der Regionen mit einem Durchmesser von 350 km.

Tabelle 9: Verhältnis der RMSE-Unsicherheit für verschiedene Regionen und des mittleren RMSE der Einzelstandorte. N bezeichnet die Anzahl der Windkraftanlagen innerhalb der Region. Die Vorhersageunsicherheit wird für größere Regionen deutlich geringer.

Vorhersagezeit		6	12	18	24	36	48
Größe der Regionen	$(\sqrt{N})^{-1}$						
140 km	0.71	0.81	0.95	0.87	0.82	0.99	0.82
350 km	0.45	0.63	0.66	0.68	0.64	0.73	0.66
700 km	0.17	0.41	0.41	0.42	0.45	0.53	0.51

Tabelle 9 und Abbildung 71 ist die deutliche Verringerung der Vorhersageunsicherheit mit zunehmender Größe der Region zu entnehmen.

Wird die Summenleistungsabgabe aller Turbinen einer Region betrachtet, so ist es möglich, daß sich lokale Abweichungen gegeneinander aufheben. Die Größe dieses Effektes hängt ab von der Korrelation der Abweichungen für die Vorhersagen der einzelnen Windkraftanlagen (siehe Kapitel 9.1).

Abbildung 71 zeigt die Verringerung der RMSE-Abweichungen der Summenleistungsabgabe verschieden großer Regionen gegenüber dem Mittelwert der RMSE-Abweichung der Einzelstandorte für die verschiedenen Vorhersagezeiträume. Die Abweichung für die gesamte Leistungsabgabe ist deutlich reduziert gegenüber dem Mittelwert der Ein-

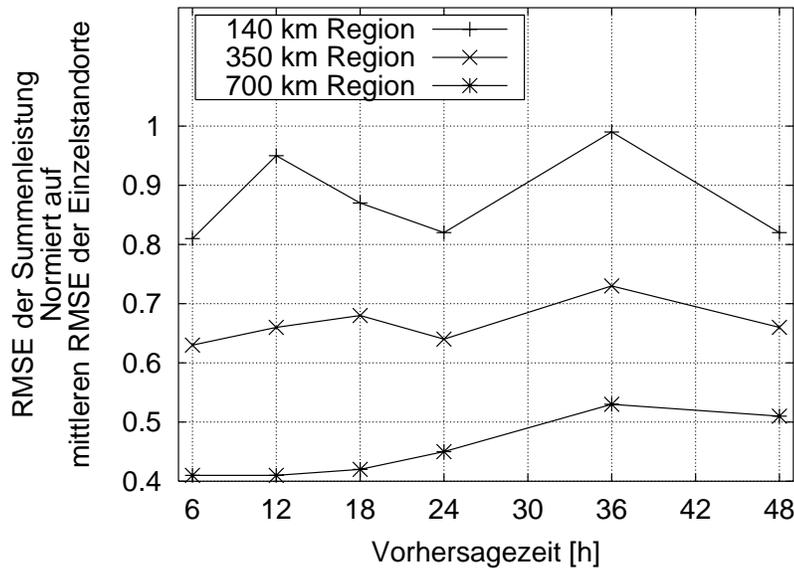


Abbildung 71: Verhältnis der RMSE-Unsicherheiten der Summenleistungsabgabe verschiedener Regionen zum mittleren RMSE der Einzelstandorte aufgetragen über die Vorhersagezeit, nach den Werten in Tabelle 9. Es ist deutlich zu erkennen, daß sich die Abweichungen zwischen Messung und Vorhersage für alle Vorhersagezeiten relativ zum Mittelwert des RMSE der Einzelstandorte verringern.

zelstandorte. Wie erwartet verringert sich die relative Verbesserung für lange Vorhersagezeiträume (siehe auch Tabelle 9). Dies ist mit dem zunehmenden systematischen Fehler für längere Vorhersagezeiten begründet.

Für die Anwendung im Vorhersageverfahren werden die Kreuzkorrelationen mit der Funktion $r(\Delta T) = 1 - \exp(-a \cdot R)$ gefittet, mit r als Korrelation, ΔT Vorhersagezeit, R Abstand zwischen den Standorten und a als zu bestimmender Konstante (Abbildung 72). Tabelle 10 zeigt, daß die Abweichung um 17 % für ein Gebiet von $45 \times 150 \text{ km}^2$ und um 26 % für ein Gebiet von $225 \times 150 \text{ km}^2$ verringert wird. Die Gebiete sind entsprechend der typischen Größen von Energieversorgungsgebieten gewählt worden. Der benutzte Gitterabstand von 15 km^2 korrespondiert mit der Auflösung des *Deutschlandmodells*, alle Korrelationen von Anlagen mit einem geringeren gegenseitigen Abstand sind gleich Eins gesetzt worden.

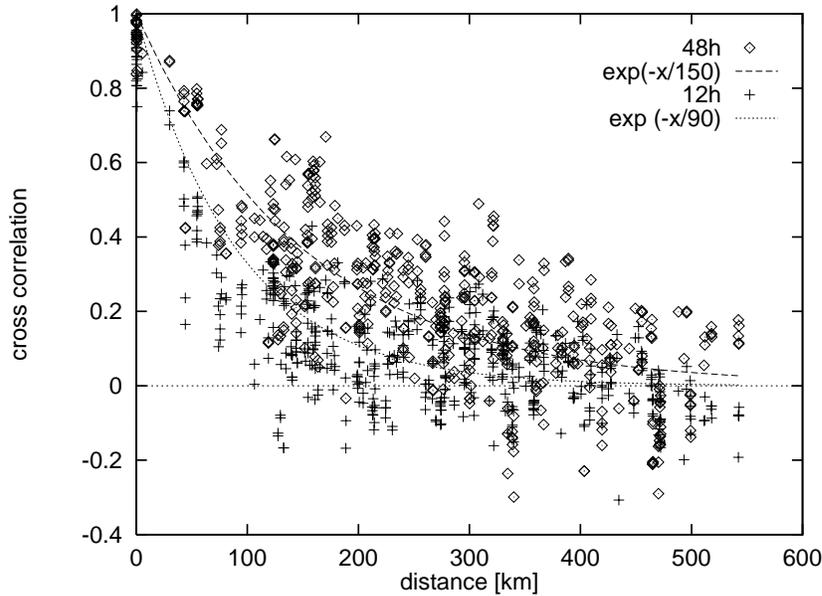


Abbildung 72: Korrelationen der Vorhersagefehler der Leistungsabgabe in Abhängigkeit der Entfernung für die 12 und 48 h-Vorhersage einschließlich Fitfunktionen.

Tabelle 10: Verhältnis der regionalen RMSE-Abweichung zur mittleren RMSE-Abweichung der Einzelstandorte für zwei typische Regionen für Vorhersagen mit den in Abbildung 72 gezeigten Korrelationsfits.

Vorhersagezeit	Gebiet $45 \times 150 \text{ km}^2$	Gebiet $225 \times 150 \text{ km}^2$
12 h	0.76	0.62
48 h	0.83	0.74

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Unsicherheit der regionalen Leistungsvorhersage exponentiell von den Entfernungen zwischen den Windkraftanlagen und von der Vorhersagezeit abhängt. Entscheidend für die Höhe der Unsicherheit sind die bereits im *Deutschlandmodell* enthaltenen systematischen Fehler, wie z. B. eine ungenaue Wiedergabe des Tagesganges, während anschließende Variationen des Verfeinerungsmodells bisher keine nennenswerten Auswirkungen auf die Vorhersageungenauigkeit gezeigt haben. Für Regionen in der typischen Größe des Versorgungsbereichs eines Energieversorgers wird die Unsicherheit gegenüber der Unsicherheit bei der Vorhersage für die Einzelstandorte auf 60 bis 85 % verringert, abhängig von der tatsächlichen Größe der Region und der Vorhersagezeit.

10 Unsicherheiten der Vorhersage

Dieses Kapitel dient der Übersicht über einige Faktoren, die Auswirkungen auf die Höhe der Vorhersageunsicherheit haben. Zu diesen Faktoren gehört das verwendete Modellelevel des numerischen Wettermodells (bzw. der Bodenwind), die Höhe der abgegebenen Leistung (wie bereits in der Einleitung zu erfahren war, werden Fluktuationen der Windgeschwindigkeit je nach Leistungsbereich verstärkt oder geglättet), die geographische Art des Standorts (Küste, Binnenland, Mittelgebirge), die Art der Windkraftanlage bezüglich Leistungsklasse, Nabenhöhe und Alter und eventuell vorhandene Abweichungen zwischen der realen Kennlinie der Windkraftanlage am Standort und der für die Vorhersage verwendeten Kennlinie.

Die Höhe der Auswirkungen wird – wenn möglich quantitativ – bestimmt, die Ursachen des Einflusses auf die Vorhersageunsicherheit diskutiert und es werden Vorschläge für eine zukünftige Berücksichtigung dieser Ursachen gemacht.

10.1 Einfluß der Wahl des *Deutschlandmodell*-Modellelevels

Das entwickelte Vorhersagemodell benötigt als Grundlage die Ergebnisse des *Deutschlandmodells*. Dieses berechnet die Windgeschwindigkeit für verschiedene Höhen über Grund (Modellevel). Zur Auswahl eines geeigneten Modellelevels ist es sinnvoll, diese vor Anwendung im Vorhersagemodell auf ihre statistischen Eigenschaften und Plausibilität zu untersuchen und direkt untereinander zu vergleichen.

Abbildung 73 zeigt Zeitreihen der Windgeschwindigkeit für den 10 m-Bodenwind und die Modellelevel 19 und 18. Zeitweise ist die Windgeschwindigkeit auf Level 18 in einer Höhe von ca. 320 m geringer als auf den niedrigeren Höhen. Die Ursache hierfür liegt wahrscheinlich in den orographisch bedingten Erhöhungen der Windgeschwindigkeit in niedrigen Höhen, da dieser Effekt nur an orographisch komplexen Standorten auftritt. Bei allen weiteren Leveln ist keine Abhängigkeit von der Geländestruktur des Standortes mehr zu erkennen, d. h. ab Höhen von ca. 500 m hat die Orographie keinen großen Einfluß mehr. Vorkommende Inkonsistenzen der Windgeschwindigkeit müssen ihre Ursachen in der atmosphärischen Instationarität haben. Die Windgeschwindigkeiten, als Jahresmittel über alle Vorhersagezeiten und Standorte, sind in Abbildung 74 für die verschiedenen Levelhöhen zu sehen. Die über alle Standorte gemittelte Windgeschwindigkeit liegt bei knapp 5 m/s (Abbildung 74), an Küstenstandorten zwischen 6 und 7 m/s auf 10 m Höhe. Diese Werte stimmen gut mit den in dieser Region gemessenen und zu erwartenden Jahresmittelwerten überein. Abbildung 74 ist ebenfalls zu entnehmen, daß die Level 14–16 nahezu gleich große mittlere Jahreswindgeschwindigkeiten aufweisen. Level 17 weist an 12 der 30 Standorte eine leicht höhere Windgeschwindigkeit auf (max. 0.3 m/s). Dies entspricht der Theorie und Messungen, denen zufolge innerhalb der Ekman-Schicht teilweise eine höhere Windgeschwindigkeit als im geostrophischen Bereich vorliegt. Für 1997 konnte dieses Verhalten in den *Deutschlandmodell*-Daten nicht festgestellt werden, die höchste Windgeschwindigkeit befindet sich auf der höchsten uns zur Verfügung

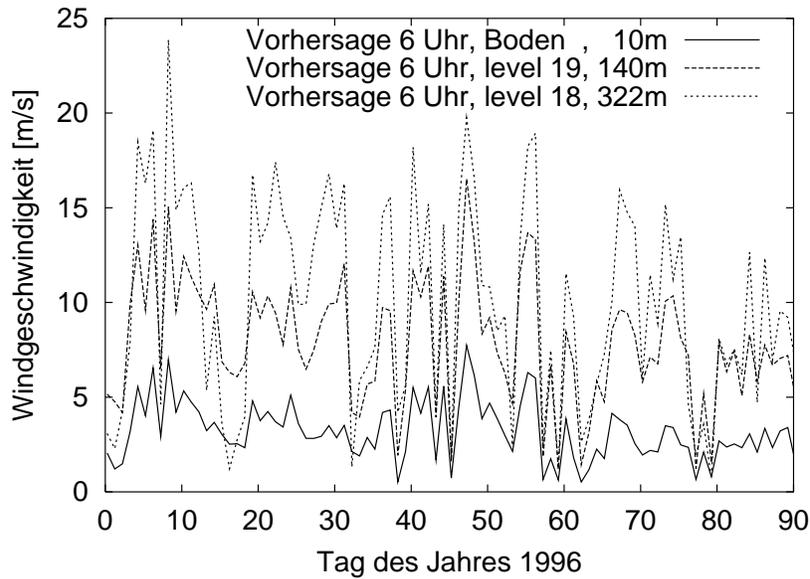


Abbildung 73: Ausschnitt einer Zeitreihe der Windgeschwindigkeiten für den 10 m-Bodenwind und die Level 19 und 18 des Deutschlandmodells 3.

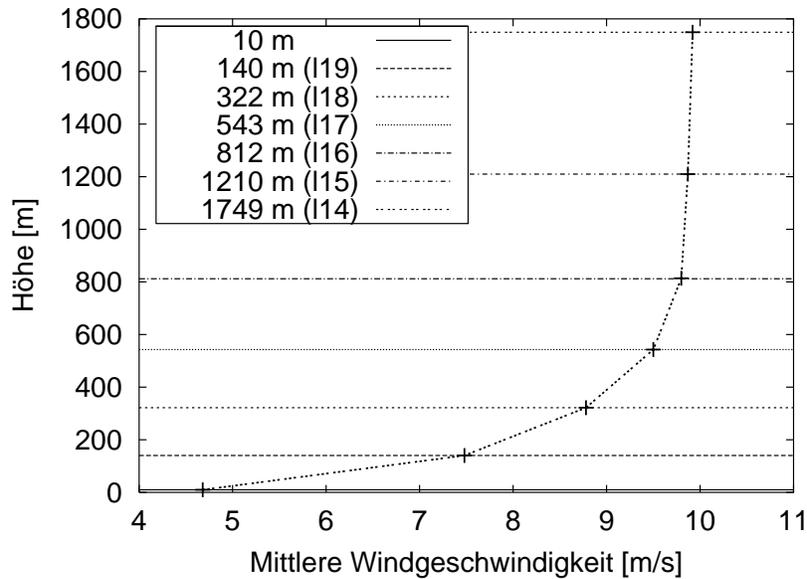


Abbildung 74: Vertikales Profil der mittleren Windgeschwindigkeiten der Modellevel des Deutschlandmodells 3. Gemittelt über ein Jahr und alle Standorte (1996, level 19–14 und 10 m Bodenwind). Oberhalb von 800 m bleibt die mittlere Windgeschwindigkeit beinahe konstant. Die Höhenangaben der Level beziehen sich auf Standardatmosphäre.

stehenden Höhe. Die Standardabweichungen der Fluktuationen liegen zwischen 45 und 60 % der mittleren Jahreswindgeschwindigkeit, wobei Level 19 (140 m) die niedrigsten Fluktuationen und Level 16 (810 m) die höchsten Fluktuationen aufweist.

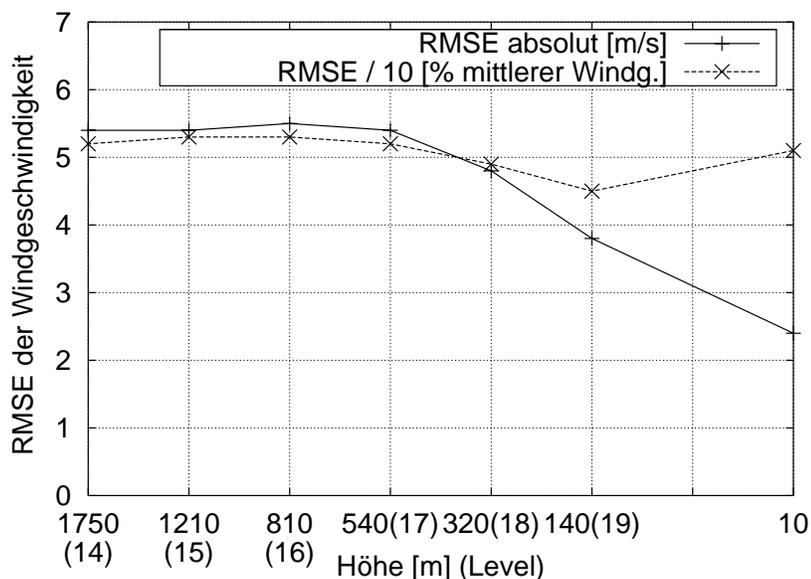


Abbildung 75: Zu sehen ist der RMSE der Windgeschwindigkeit absolut in m/s und in Prozent der mittleren Windgeschwindigkeit für den Standort Lindewitt und das Jahr 1996 aufgetragen über die Levelhöhen. Die Schwankungen der Windgeschwindigkeit bewegen sich um 50 % der mittleren Jahreswindgeschwindigkeit des betrachteten Levels mit einem Minimum für Level 19.

Die Verringerung der mittleren Windgeschwindigkeit mit zunehmender Entfernung von der Küste wird von den Vorhersagedaten gut wiedergegeben. So beträgt auf den Leveln 18–15 die Windgeschwindigkeit an Küstenstandorten etwa 10 m/s, in der norddeutschen Tiefebene 9.5 m/s und im weiteren Binnenland ca. 9 m/s. Standorte in den östlichen Bundesländern haben geringere Windgeschwindigkeiten: In Küstennähe beträgt die Windgeschwindigkeit im Mittel 9.2 (Wusterhusen) bzw. 9.6 m/s (Graal-Müritz) und im Binnenland nur 8.5 m/s (Söllmnitz). Dies liegt daran, daß der Wind in der Regel über dem Atlantik entsteht und auf dem Weg in die östlichen Bundesländer eine längere Strecke über rauhes Gelände zurücklegen muß.

Innerhalb der Ekman-Schicht erfährt die Windgeschwindigkeit eine Drehung. Dies ist in den Daten des *Deutschlandmodells* zu sehen, wobei die Drehung konsistent in der Höhe durchgeführt wird, d. h. es kommt nicht zu Überschneidungen größeren Ausmaßes bei der Betrachtung der Windrichtungszeitreihen auf den verschiedenen Leveln. Auffallend ist aber der große Unterschied bis zu 160° zwischen den einzelnen Leveln zu einzelnen Zeitpunkten. Wie in Kapitel 2.2.2 gezeigt wurde, ist der Theorie zufolge eine maximale Drehung von 45° möglich. Dies gilt aber nur unter Gleichgewichtsbedingungen und nicht für Wetterumschwünge wie sie in der realen Atmosphäre vorkommen. Bei diesen können

derartige Windrichtungsänderungen auftreten.

Für die lokale Leistungsvorhersage kommen prinzipiell zwei Möglichkeiten für den Eingangslevel des numerischen Wettervorhersagemodells in Frage: entweder ein Oberflächenlevel wie der 10 m-Bodenwind und einer der beiden unteren Level (33 oder 140 m bei Standardatmosphäre) oder ein "geostrophischer" Level, z. B. in einer Höhe von 1210 m bei Standarddruck (Level 15). Abbildung 74 zeigt die mittlere jährliche Windgeschwindigkeit der *Deutschlandmodell* 3-Level. Ab Level 16 (812 m) ist die Windgeschwindigkeit fast unabhängig von der Höhe, die Strömung kann als geostrophisch angesehen werden. Niedrige Level haben den Nachteil, daß sie lokale Rauigkeits- und Orographieeffekte für die Gitterfläche von ca. $14 \times 14 \text{ km}^2$ enthalten. Dies ist für die lokalen Modellierungen nicht ausreichend aufgelöst, so daß diese Korrekturen erst herausgerechnet werden müssen, bevor eigene Korrekturen vorgenommen werden können. Obere Level haben diese Probleme nicht, da sie lediglich die "regionalen Eigenschaften" der Windströmung beinhalten. Dafür enthalten die oberen Level keinen Tagesgang der Windgeschwindigkeit, so daß sie ohne eine detaillierte Modellierung der thermischen Schichtung der Atmosphäre auf Basis des aktuellen vertikalen Wärmeflusses für eine genaue lokale Vorhersage nur wenig geeignet erscheinen. Wie bereits erwähnt, besitzen die mittleren Level einen inversen Tagesgang (vergleiche Abbildung 42 in Kapitel 6.3). Dieses Verhalten ist erklärbar durch die Entkopplung der unteren von den oberen Schichten der Grenzschicht aufgrund der nächtlichen stabilen Schichtung. Dies wurde durch Messungen bestätigt [48, 18].

In Abbildung 76 sind Bias und RMSE für die vorhergesagte lokale Leistungsabgabe für die verschiedenen Level bis hinunter zu einer Höhe von 140 m zu sehen. Alle Level wurden aus Gründen der Vergleichbarkeit als geostrophische Level angenommen, obwohl dies für Höhen unter 800 m als fragwürdig erscheint. Der Mittelwert der Vorhersagen ist für die "geostrophischen" Level zu hoch, für den niedrigsten betrachteten Level auf 140 m wie erwartet deutlich zu niedrig. Dieses Verhalten wird verständlich bei Betrachtung der Kreuzkorrelationen zwischen Messung und Vorhersage (siehe Tabelle 11). Der RMSE ist bei Verwendung von Level 19 trotz des hohen Bias am niedrigsten, da die Korrelation sehr hoch ist (d. h. die Streuung ist relativ gering). Auffallend ist die höhere Korrelation der Level 18, 17, 16 gegenüber Level 14 und 15, trotz des inversen Tagesgangs. Nach der Anwendung von MOS sind die Unterschiede des Bias und der RMSE-Abweichung zwischen den einzelnen Leveln nur noch sehr gering (Abbildung 77). Im Vergleich zu den Ergebnissen mit dem Wind des 10 m-Bodenwindes als Ausgangsbasis für die lokale Verfeinerung sind die Unsicherheiten bei Verwendung der höheren Level wesentlich höher (vergleiche Abbildung 36).

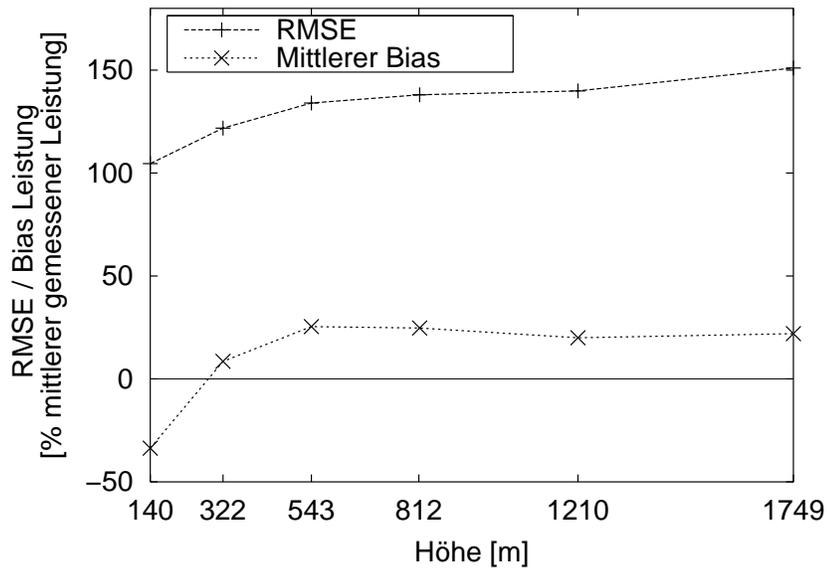


Abbildung 76: Bias und RMSE-Abweichung für alle Level aufgetragen über die Levelhöhe. Zu sehen ist das jährliche Mittel über alle Vorhersagezeiten und Stationen. Der RMSE steigt mit zunehmender Höhe kontinuierlich von ca. 100 % auf 150 %.

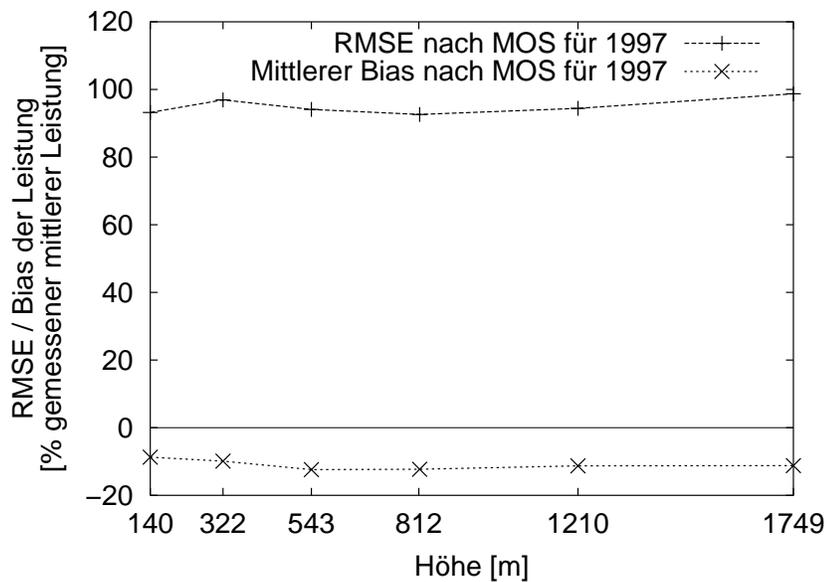


Abbildung 77: Bias und RMSE wie in Abbildung 76, nach Anwendung einer MOS-Korrektur. Der Unterschied in der Vorhersage bei Verwendung der verschiedenen Level ist nur noch sehr gering.

Tabelle 11: *Mittlerer Bias und Korrelation zwischen Messung und Vorhersagen für verschiedene Level. Für Level 19 ist zwar der Bias relativ hoch, der RMSE ist jedoch aufgrund der guten Korrelation mit den Meßdaten niedriger als bei den anderen Leveln.*

Level	14	15	16	17	18	19
Höhe	1749	1210	812	543	322	140
Korrelation	0.60	0.67	0.71	0.72	0.72	0.73
RMSE	151	140	138	134	122	105
Bias [%]	22	20	25	25	9	-34

10.2 Abhängigkeit von der Höhe der abgegebenen Leistung

Im allgemeinen hängt die Qualität der Vorhersage von der mittleren Windgeschwindigkeit und der zugehörigen Leistungsabgabe ab. Wie Abbildung 78 zeigt, besitzt die RMSE-Abweichung der Vorhersage normiert auf die mittlere gemessene Leistung einen beinahe identischen Wert für höhere Windgeschwindigkeiten. Nur im untersten Leistungsbereich, d. h. für sehr niedrige Windgeschwindigkeiten, steigt die Unsicherheit stark an. Dies hängt mit der Schwierigkeit der Vorhersage niedriger Windgeschwindigkeiten zusammen, da die untere Atmosphäre selten im Gleichgewichtszustand ist. Hinzu kommt das schlecht zu modellierende Einschaltverhalten der Windkraftanlagen und die Abhängigkeit der Leistungsabgabe von der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit, die gerade bei niedrigen Windgeschwindigkeiten voll zum Tragen kommt.

Wirft man einen Blick auf die jährliche Häufigkeitsverteilung der Leistungsabgabe an einem typischen Standort in der norddeutschen Tiefebene in Abbildung 79, so ist zu erkennen, daß zu über 70 % die Anlage im Leistungsbereich unterhalb von 20 % der Nennleistung betrieben wird. Dies bedeutet, daß alle aufgezeigten Größen zur Bestimmung der Unsicherheit, wie RMSE-Abweichungen, Bias und Korrelationen, durch diesen Leistungsbereich dominiert werden. Dieser Leistungsbereich ist aber für die Kraftwerkseinsatzplanung nur von geringem Interesse, da der Anteil von Windenergieleistung im Versorgungsnetz in diesem Fall derart niedrig ist, daß vorhandene Leistungsschwankungen verglichen zu den Schwankungen der Last unbedeutend werden und mit den vorhandenen Regelmechanismen ausgeglichen werden können.

Das heißt, daß die bisher angegebenen Größen zur Unsicherheit viel höhere Abweichungen zwischen Vorhersage und Messungen aufzeigen, als für den späteren Einsatz tatsächlich relevant wird.

Abbildung 80 zeigt den auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe normierten RMSE der Leistung (nicht zentriert) für die verschiedenen Transformationsarten. Dabei werden Abweichungen für Leistungsabgaben bis zu 20 % der Nennleistung der jeweiligen Windkraftanlagen (bezogen auf die Messungen) nicht berücksichtigt. Die Abweichungen verringern sich, verglichen mit den Abweichungen über den gesamten Leistungsbereich, um über 50 %. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Transformationsarten liegen im Bereich der allgemeinen Ungenauigkeit, abgesehen von dem wesentlich höheren Fehler bei Verwendung der direkten Nutzung des *Deutschlandmodell*-Windes. Im Mittel verbessern die detaillierten Modelle das Ergebnis geringfügig: Im Gegensatz zu den in Kapitel 6.5 gezeigten Abweichungen weist jetzt das volle Modell die geringsten Abweichungen auf. Für die Einzelmodelle des vollen Modells ergeben sich die in Abbildung 81 dargestellten Verhältnisse im Vergleich zum einfachen Modell. Der RMSE variiert maximal um 2 % der mittleren gemessenen Leistung zwischen den einzelnen Modellen. Das Orographiemodell weist in der Regel die höchste, das Stabilitätsmodell die niedrigste Abweichung auf.

Die Durchführung der gesamten Statistikauswertung und die Erstellung der MOS-Ausgleichsgeraden (hierzu siehe Kapitel 7) nur für höhere Windgeschwindigkei-

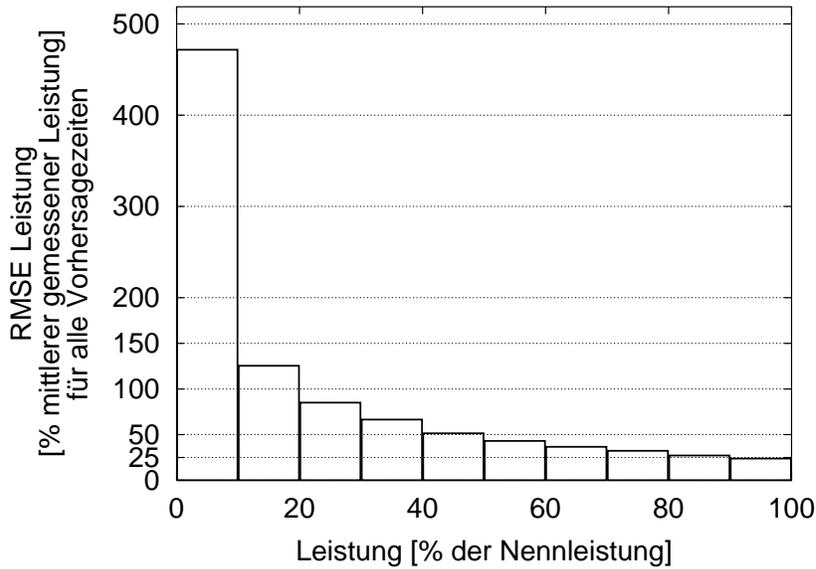


Abbildung 78: RMSE-Abweichung der Leistung normiert auf die mittlere gemessene Leistung aufgetragen über Bins in Prozent der Nennleistung. Die allgemeine Vorhersageunsicherheit wird dominiert durch die Unsicherheit der niedrigen Leistungsabgaben.

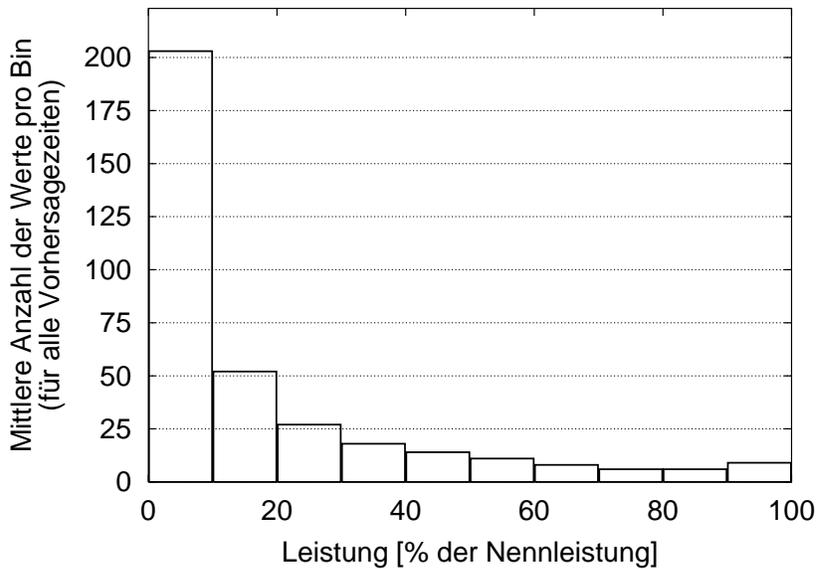


Abbildung 79: Häufigkeitsverteilung der Leistungsabgabe aufgetragen über Bins der Nennleistung gemittelt über alle Standorte. Windkraftanlagen der untersuchten Standorte werden im Mittel zu ca. 70 % unterhalb von 20 % der Nennleistung betrieben.

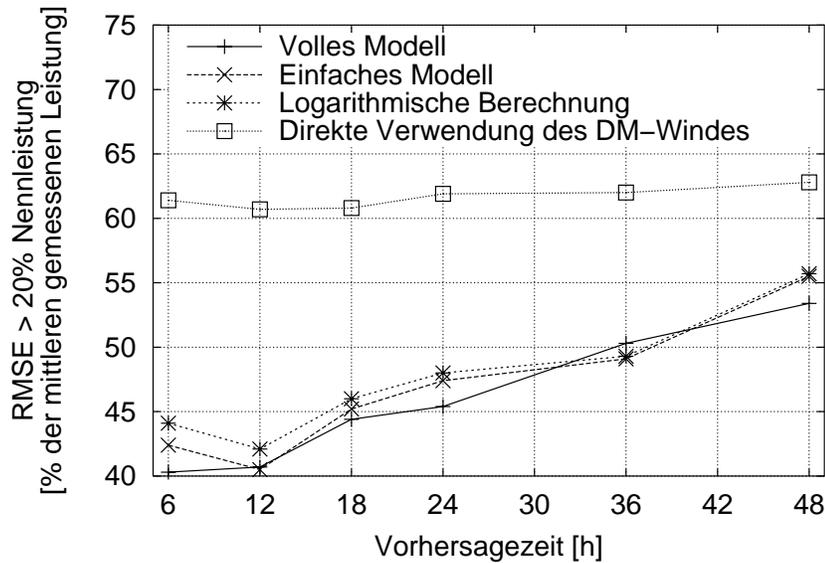


Abbildung 80: Auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe normierter RMSE der Leistung aufgetragen über die Vorhersagezeiten für die verschiedenen Transformationsarten. Es werden nur höhere Leistungsabgaben größer als 20 % der Nennleistung betrachtet. Die Abweichung verringert sich verglichen mit der Abweichung in den Abbildungen 47 und 48 beträchtlich. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen sind dagegen nur marginal.

ten / Leistungsabgaben hatte im Rahmen dieser Arbeit aus mehreren Gründen keinen Erfolg:

- Das Herausfiltern niedriger gemessener Windgeschwindigkeiten führt zu einer Vernachlässigung von Situationen, in denen nur eine sehr geringe Leistungsabgabe gemessen, aber eine hohe Leistungsabgabe vorhergesagt wurde. Gerade die Berücksichtigung dieser Situationen ist für Energieversorger und -händler sehr wichtig, da nicht vorhandene Leistung teuer zugekauft werden muß.
- Wird ein Filter, der die unteren Windgeschwindigkeiten nicht berücksichtigt, auf die vorhergesagte Leistung anstatt auf die gemessene Leistung bezogen, so werden zwar diese eben beschriebenen unerwünschten Situationen mit erfaßt, es ändert sich jedoch mit jeder Änderung am Vorhersagemodell die vorhergesagte Leistung und damit auch das betrachtete Ensemble an Meßwerten. Da eine Änderung dieses Ensembles die Größen zur Bestimmung der Unsicherheiten extrem beeinflußt, können die verschiedenen Modellvarianten nicht mehr untereinander verglichen werden. Deshalb ist diese Variante eines Filters zwar für einen späteren Einsatz im operationellen Betrieb denkbar, für eine genaue Untersuchung des Vorhersagemodells jedoch völlig unbrauchbar.
- An Standorten mit sehr schlechten Windbedingungen werden extrem viele Werte

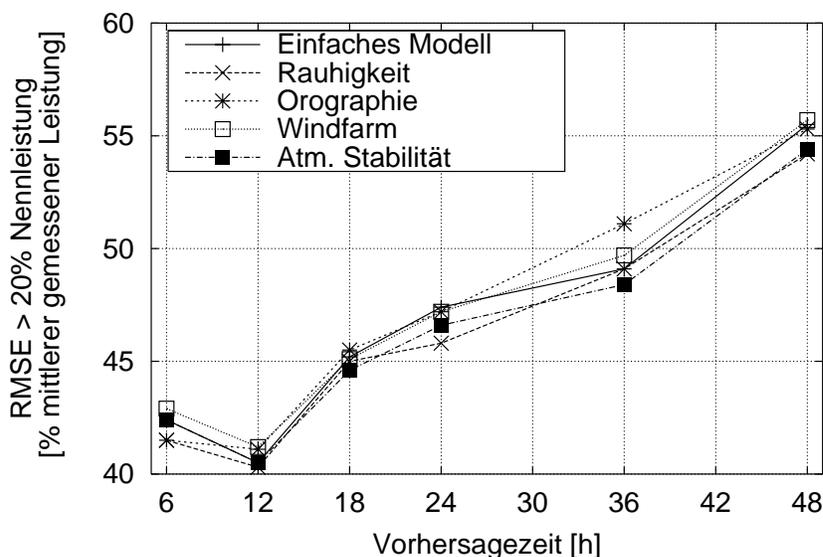


Abbildung 81: Auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe normierter RMSE der Leistung aufgetragen über die Vorhersagezeiten für die einzelnen Modelle der vollen Transformation. Es werden nur höhere Leistungsabgaben größer als 20 % der Nennleistung betrachtet. Die Abweichung verringert sich verglichen mit der Abweichung in den Abbildungen 49 und 50 beträchtlich. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen sind dagegen nur marginal.

herausgefiltert und nicht mehr berücksichtigt. Hierdurch verringert sich die Menge an vorhandenen Vorhersage- und Meßdatenpaaren unter Umständen derartig, daß keine vernünftige statistische Auswertung mehr möglich ist (vergleiche Abbildung 55).

Aus dem hier dargestellten Problem kann gefolgert werden, daß auch für eine Untersuchung des Vorhersagemodells eine Verringerung des Einflusses niedriger Leistungsabgaben auf die statistischen Parameter sehr wünschenswert wäre. Hierzu ist jedoch die Entwicklung eines neuen Filters oder neuer aussagefähiger Statistikparameter notwendig.

10.3 Abhängigkeit von der untersuchten Standortkategorie

Windkraftanlagen sind in Deutschland großräumig verteilt aufgestellt (siehe Karte in Abbildung 25). Dies bedeutet auch, daß die geographischen Gegebenheiten für die Standorte verschieden sind. Grob läßt sich eine Einteilung in Küstenstandorte, Standorte im Flachland und Standorte in Mittelgebirgsräumen einteilen. Da die Meteorologie am Standort durch die Eigenschaften der Geographie beeinflusst ist, ist zu erwarten, daß sich auch hinsichtlich der Genauigkeit der Vorhersage bezüglich dieser Standortkategorien Unterschiede ergeben. Für Deutschland bedeutet die Kategorie Küstenstandort außer der Nähe des Meeres, daß es sich um flaches Gelände und unkomplizierte Rauigkeitsbeschreibungen handelt. Abbildung 82 zeigt für die einzelnen Standortkategorien die über ein Jahr (1997) und alle Standorte gemittelte RMSE-Abweichung zwischen der vorhergesagten Leistungsabgabe und der gemessenen Leistungsabgabe, normiert auf die gemessene mittlere Leistungsabgabe. Der RMSE ist für die Küstenstandorte mit Abstand am niedrigsten, für die Mittelgebirgsstandorte abgesehen von der 48 h-Vorhersage am höchsten. Dieses Ergebnis deckt sich mit den Erwartungen. In Abbildung 83, die den RMSE normiert auf die Nennleistung der Windkraftanlagen zeigt, ergibt sich dagegen ein anderes Bild: anscheinend weisen hier die Standorte im Flachland den niedrigsten Fehler auf, gefolgt von den Mittelgebirgsstandorten und den Küstenstandorten mit dem höchsten mittleren Fehler.

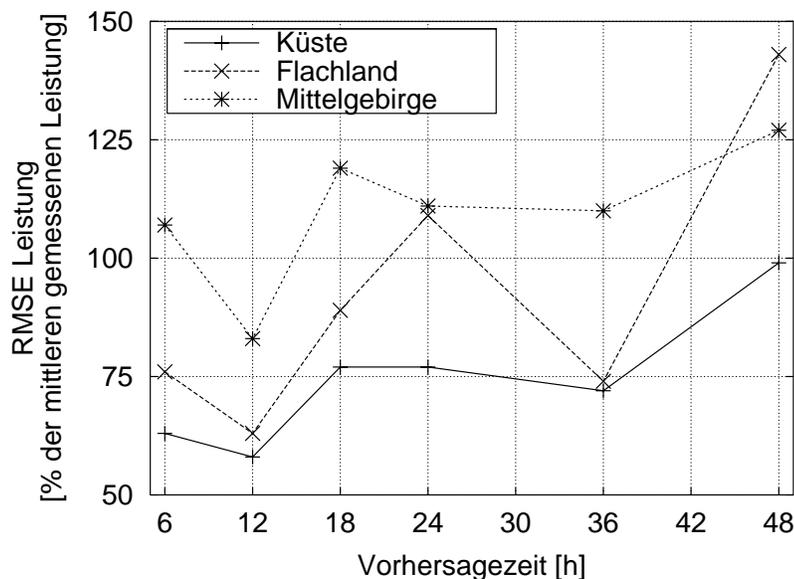


Abbildung 82: Auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe normierter RMSE der Leistung aufgetragen über die Vorhersagezeiten für die Standortkategorien Küste, Flachland und Mittelgebirge für das Jahr 1997. An Küstenstandorten ist die Abweichung zwischen Vorhersage und Messung am niedrigsten.

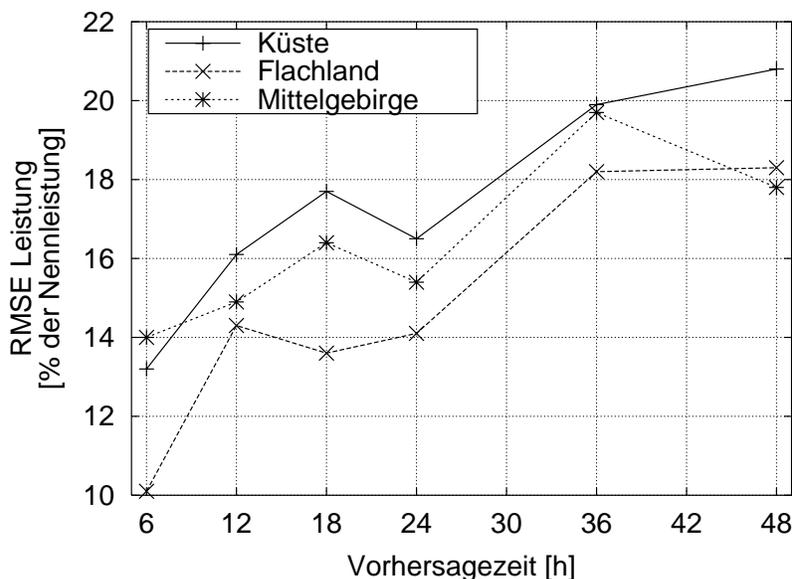


Abbildung 83: Wie Abbildung 82, nur normiert auf die Nennleistung. Aufgrund der absolut höheren Leistungsabgaben ist die Abweichung in dieser Darstellungsart an Küstenstandorten am höchsten.

Dieses Ergebnis überrascht jedoch nicht, da in den RMSE-Wert die Schwankung der absoluten Leistungsabgabe der Windkraftanlagen mit eingeht. Diese ist für Standorte mit hohen Leistungsausbeuten (= hohe Windgeschwindigkeiten) höher als bei solchen mit niedrigen Leistungsausbeuten. So ist der Fehlerwert in Abbildung 83 wenig geeignet, die Genauigkeit der einzelnen Vorhersagen zu quantifizieren. Sie dient vielmehr der Feststellung, daß Küstenstandorte die höchste Windgeschwindigkeit aufweisen, gefolgt von den Mittelgebirgsstandorten, während die Standorte im Flachland die niedrigsten Windgeschwindigkeiten haben.

Teilt man die durch ein einfaches MOS erhaltenen Ergebnisse (siehe Kapitel 7.3) in die Standortkategorien ein, so erhält man die in Abbildung 84 gezeigten Verbesserungen des RMSE bezogen auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe. Die Regression mußte leider aufgrund ungenügender Anzahl von Daten im höheren Leistungsbereich über alle Vorhersagezeiten einheitlich durchgeführt werden. Das höchste Verbesserungspotential weisen die Mittelgebirgsstandorte auf. Dies deutet auf einen hohen systematischen Anteil an der Abweichung an diesen Standorten hin. Nach Anwendung von MOS verbesserte sich die RMSE-Abweichung der Leistungsabgabe für das Jahr 1997 entsprechend der in Abbildung 84 dargestellten Werte.

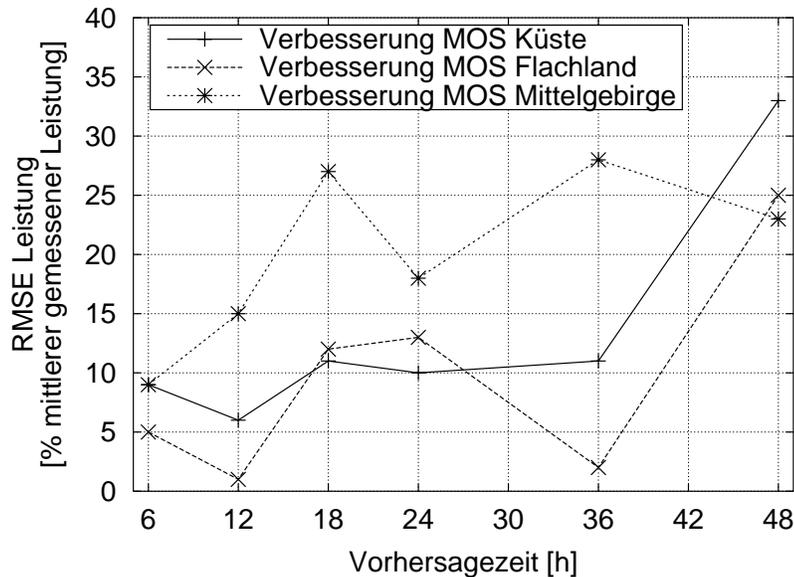


Abbildung 84: RMSE der Leistung normiert auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe aufgetragen über die Vorhersagezeiten. Das Bild zeigt die durch MOS erreichten Verbesserungen für die verschiedenen Standortkategorien. Im Mittelgebirgsraum lassen sich im Mittel Verbesserungen von über 20 % erreichen.

10.4 Abhängigkeit von der Leistungsklasse der Windkraftanlagen

Im Rahmen dieser Arbeit werden Leistungsvorhersagen für Windkraftanlagen unterschiedlichster Art in bezug auf Leistungsabgabe, Alter, Nabenhöhe und Konstruktion durchgeführt. In diesem Abschnitt wird auf den Einfluß der Leistungsklasse eingegangen, die indirekt auch den Einfluß der unterschiedlichen Nabenhöhen beinhaltet. Aufgrund der rasanten Entwicklung der Windenergie ist die durchschnittliche Nennleistung der neu installierten Windkraftanlagen von ca. 170 kW 1990 auf über 930 kW im Jahr 1999 [37] um etwa das 6fache gestiegen. Die Nabenhöhe hat sich von ca. 30 m auf 60 m verdoppelt. Es werden zunehmend Windkraftanlagen mit Leistungen von ca. 1500 kW und Nabenhöhen von 80 m aufgestellt, mit ungebrochenem Trend zu größeren Leistungsabgaben und Nabenhöhen. An dieser Stelle wird eine Einteilung in vier Leistungsklassen vorgenommen:

- < 100 kW umfaßt hauptsächlich ältere Anlagen,
durchschnittliche Nabenhöhe 28 m
- 100–450 kW die nächste Anlagengeneration,
durchschnittliche Nabenhöhe 35 m
- 500 / 600 kW die im Untersuchungszeitraum üblichste Anlagengröße,
Nabenhöhe 50–60 m
- > 600 kW neue Anlagengeneration, Installationen ab Mitte 1997,
verfügbare Nabenhöhe der Anlagen in der Datenbasis 60 m.

Die hohe Anzahl der Anlagen in der Leistungsklasse 100–450 kW hängt mit dem Zeitpunkt des Inkrafttretens des WMEP-Programmes (vergleiche Kapitel 5.2) zusammen. Von den neueren Leistungsklassen konnten nur wenige in das Meßprogramm aufgenommen werden.

Abbildung 85 zeigt nun die RMSE-Abweichung zwischen vorhergesagter und gemessener Leistung für die jeweiligen Leistungsklassen für 1997.

Deutlich zu sehen ist die Verringerung der Abweichung zwischen Vorhersage und Messung für die größeren und (im Normalfall) neueren Anlagen. Besonders groß ist die Diskrepanz zwischen den (ältesten) kleinen Anlagen und der nachfolgenden 100–450 kW-Klasse. Dies kann verschiedene Ursachen haben:

- Für neuere und größere Windkraftanlagen ist die von den Herstellern angegebene Leistungskennlinie deutlich genauer als bei kleinen älteren Anlagen. Dies hat seine Ursache in der Verpflichtung zur Angabe von zertifizierten vermessenen Leistungskennlinien mit ständig verbesserten Meßmethoden im Gegensatz zu häufig nur gerechneten Leistungskennlinien bei älteren Windkraftanlagen.
- Viele ältere Turbinen befinden sich an Standorten mit schwierigen Umgebungen, wie z. B. große Bäume oder andere Hindernisse wie z. B. (meistens nachträglich errichtete) Scheunen, oder an Standorten mit extrem niedrigen Windgeschwindigkeiten. Ein Grund für die Errichtung dieser Anlagen könnten die Anfang der 1990er Jahre relativ hohen Subventionen (z. B. durch Aufnahme in das WMEP-Programm) für den Bau von Windkraftanlagen gewesen sein. Diese zusätzlich zur Einspeisevergütung vergebenden Gelder fielen später weg, so daß neuere Windkraftanlagen auf windreichere Standorte angewiesen waren, um wirtschaftlich betrieben werden zu können.
- Für größere Windkraftanlagen mit höheren Nabenhöhen wird der Einfluß der lokalen Rauigkeiten geringer, so daß auch die Windgeschwindigkeit und damit die Leistungsabgabe am Standort einfacher modelliert werden kann. Ein deutlicher Sprung in der Nabenhöhe findet zwischen der 100–450 kW-Klasse und der 500/600 kW-Klasse statt.

10.5 Einfluß der Abweichung zwischen realer und theoretischer Leistungskennlinie

Für die Durchführung einer Leistungsvorhersage stehen im operationellen Betrieb nicht die realen Leistungskennlinien der Anlagen am Standort zu Verfügung. Es muß deshalb auf die theoretische bzw. einmal für den Anlagentyp vermessene und zertifizierte Kennlinie zurückgegriffen werden. Diese können im Einzelfall z. B. aufgrund einer anderen

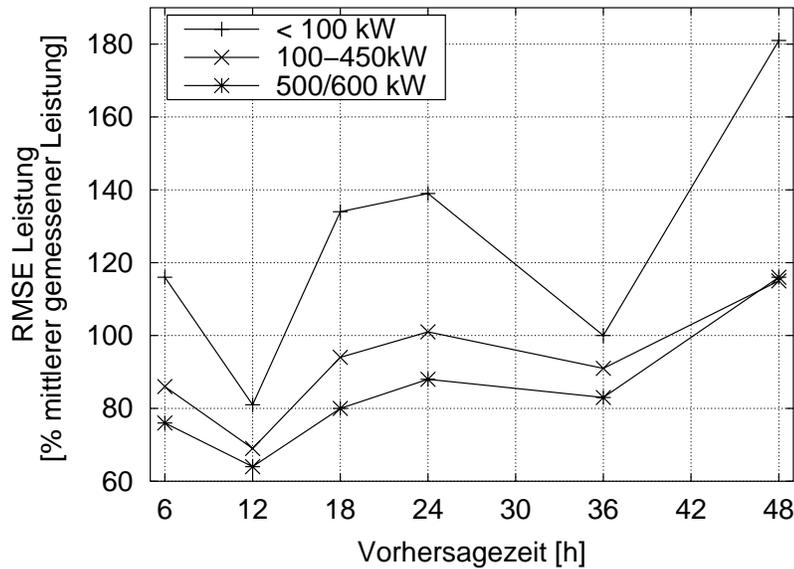


Abbildung 85: Auf die mittlere gemessene Leistung normierter RMSE der Leistungsvorhersage aufgetragen über die Vorhersagezeiten für das Jahr 1997. Die Vorhersage wird für Windkraftanlagen höherer Leistungsabgaben genauer.

Einstellung der Windanlagenregelung oder einer Änderung des Rotorblattprofils (herstellerseitig, aufgrund eines Produktionsfehlers oder allein wegen Eis- oder Schmutzansatz) differieren.

Zur Abschätzung des Einflusses dieser Unterschiede habe ich näherungsweise reale Leistungskennlinien aus den vorhandenen Meßdaten erzeugt. Da keine Windgeschwindigkeiten auf Nabenhöhe gemessen wurden, mußten die auf 10 oder 30 m Höhe vorhandenen Werte für die Nabenhöhe berechnet werden. Dies geschieht über die bekannte Gleichung

$$u_2 = u_1 \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \quad (73)$$

Hieraus resultieren allerdings für die Kennlinienerstellung große Unsicherheiten, da diese Beziehung nur für neutral geschichtete Atmosphäre gilt und mit einer mesoskaligen Rauigkeitslänge z_0 verwendet worden ist. Letzteres bedeutet, daß ein entscheidender Parameter nur in einer groben Mittelung verwendet werden kann. Des weiteren wurden bei der Kennlinienerstellung keine Abschätzungsverluste innerhalb von Windparks berücksichtigt. So kann der Fehler bei einem Vergleich der Rechnungen mit den als real angenommenen und den theoretischen Kennlinien sowohl in einer fehlerhaften Berechnung der realen Kennlinie als auch in einer tatsächlichen Abweichung liegen. Die Kennlinien wurden mit 1-Stunden-Mittelwerten und anschließender Mittelung

über Windgeschwindigkeit-Bins von 0.5 m/s Breite erstellt. Aufgrund der angeführten Unzulänglichkeiten kann an dieser Stelle nur eine qualitative Abschätzung erfolgen; es können keine verlässlichen quantitativen Unterschiede festgestellt werden.

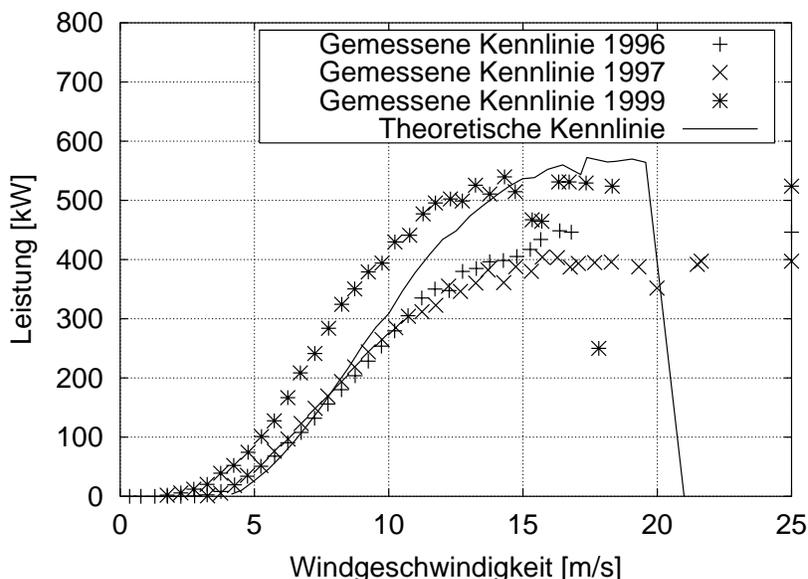


Abbildung 86: Leistungsabgabe aufgetragen über Windgeschwindigkeit. Zu sehen sind die “realen” Leistungskennlinien für den Standort Wusterhusen und die Jahre 1996, 1997 und 1999 und die für die Vorhersagen verwendete Kennlinie. Das Beispiel zeigt, daß die Unterschiede im Einzelfall gravierend sein können.

Abbildung 86 zeigt, daß eine gemessene Leistungskennlinie unter Umständen nicht nur von der theoretischen Kennlinie stark abweicht, sondern sich auch im Laufe der Zeit verändert. Sind die Kennlinien derart verschieden, so sind Fehler bei der Vorhersage von mehr als 100 % der Leistungsabgabe nicht weiter verwunderlich.

Die bei der Verwendung von Gleichung (73) entstandene Unsicherheit in der erzeugten gemessenen Leistungskennlinie läßt sich anhand der Standorte mit Windmessungen auf zwei verschiedenen Höhen abschätzen. Die Übereinstimmung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeit in der größeren Höhe ist an Küstenstandorten, z. B. Fehmarn oder Schülpe, recht gut. Für Standorte im Binnenland, z. B. Altenbeken oder Wennigsen, kann es dagegen vorkommen, daß die Windgeschwindigkeit ab ca. 5–6 m/s deutlich überschätzt wird (Abbildung 87).

Die Anwendung der Vorhersage mit den erstellten “realen” Leistungskennlinien bewirkt im Mittel, trotz der groben Bestimmung der Windgeschwindigkeit auf Nabenhöhe, eine deutliche Verringerung des Bias’ und der Streuung der Vorhersage (Abbildung 88 und 89). Dies gilt auch für die Standorte, bei denen Meßhöhe und Nabenhöhe ungefähr übereinstimmen.

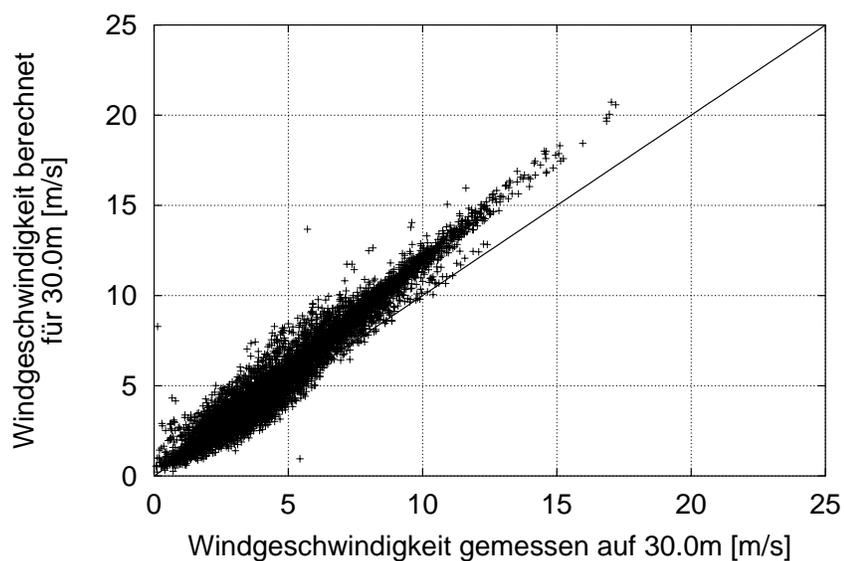


Abbildung 87: Von 10 m auf 30 m transformierte Windgeschwindigkeit über gemessene Windgeschwindigkeit am Standort Altenbeken für 1996. Für Standorte in flachem Gelände liefert Gleichung (73) gute Ergebnisse bei Transformationen von 10 auf 30 m. An Standorten im Binnenland kann es vorkommen, daß die Windgeschwindigkeit bei der Umrechnung in größere Höhen mit Gleichung (73) deutlich überschätzt wird.

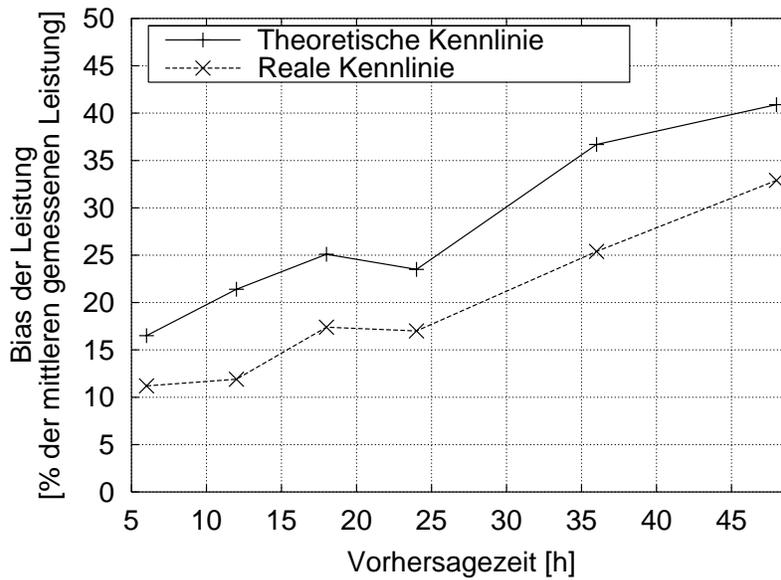


Abbildung 88: Auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe normierter Bias der Leistung aufgetragen über die Vorhersagezeiten für 1996. Über alle Standorte gemittelt ist der Bias für die Vorhersagen auf Basis der "realen" Leistungskennlinien geringer als mit den üblicherweise verwendeten theoretischen Kennlinien.

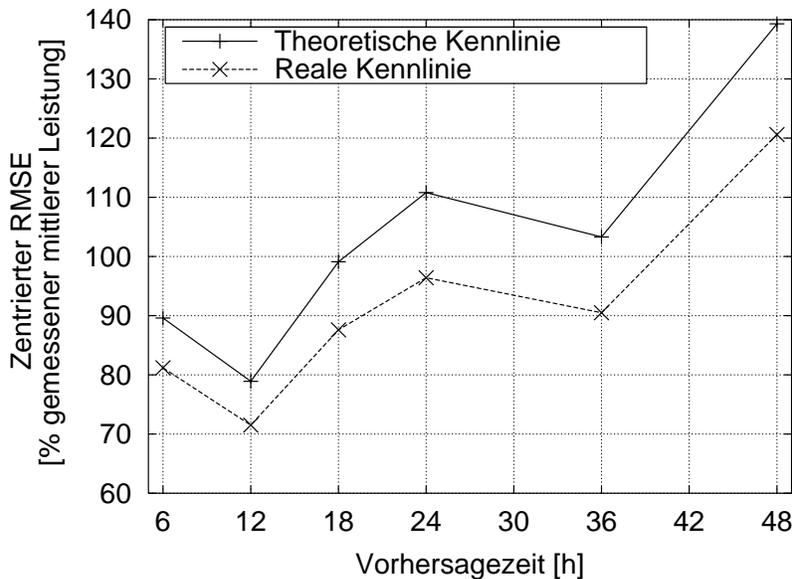


Abbildung 89: Wie Abbildung 88, nur für den auf die mittlere gemessene Leistungsabgabe normierten RMSE der Leistung für 1996. Auch die Streuung wird mit Verwendung der "realen" Leistungskennlinie geringer.

10.6 Berücksichtigung der bisherigen Ergebnisse

Berücksichtigt man die gewonnenen Erkenntnisse im Hinblick auf Modellauswirkungen und Fehlerauswertung, so wird ein gegenüber Kapitel 6 deutlich verringerter Fehler erzielt. Hierzu werden nur bestimmte Einzelmodelle unter Verwendung der “realen” Leistungskennlinien benutzt und bei der Fehlerauswertung nur neuere Windkraftanlagen mit Nennleistungen von mindestens 500 kW berücksichtigt. Der Fehler wird für höhere Leistungsabgaben – größer als 20 % bezogen auf die Nennleistung – berechnet. Die Berechnungen enthalten auch Standorte im Mittelgebirgsraum, da dieser Bereich zunehmend für die Windenergieanwendung genutzt wird. Abbildung 90 zeigt, daß bisher eine RMSE-Abweichung von ca. 40 % der mittleren gemessenen Leistungsabgabe zu erreichen ist.

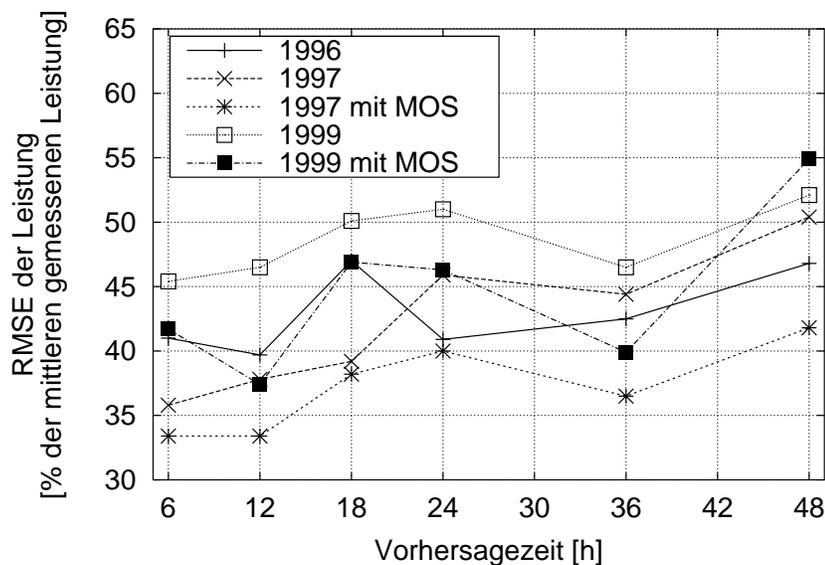


Abbildung 90: RMSE der Leistung normiert auf die mittlere gemessene Leistung aufgetragen über die Vorhersagezeiten, für die Jahre 1996, 1997 und 1999 mit und ohne MOS. Bisher liegen die minimalen Abweichungen für größere Windkraftanlagen und Leistungsabgaben > 20 % der Nennleistung bei knapp 40 % der mittleren gemessenen Leistung.

11 Zusammenfassung und Ausblick

Durchgeführte Arbeiten

In dieser Arbeit wurde

- ein Vorhersageverfahren der Leistungsabgabe von Windkraftanlagen entwickelt, das auf Basis der Ergebnisse numerischer Wettervorhersagemodelle universell einsetzbar ist und operationell betrieben werden kann. Das Verfahren weist eine große Flexibilität bezüglich der einsetzbaren Modelle auf;
- eine große Datenbasis an Meß- und Vorhersagedaten für über 40 Windkraftanlagen und 26 Standorte aufgebaut. Alle Daten wurden auf ihre Plausibilität überprüft;
- das Vorhersageverfahren in den verschiedensten Modellkonfigurationen auf alle einzelnen Windkraftanlagen und für Regionen unterschiedlicher Größe angewendet;
- ein einfacher statistischer Postprozessor zur Reduzierung des systematischen Fehlers eingesetzt;
- eine umfangreiche Auswertung der Ergebnisse mit verschiedenen statistischen Methoden vorgenommen und die Unsicherheiten der Vorhersage quantifiziert;
- die Unsicherheit der Vorhersage bezüglich der verwendeten Modelle verglichen und die Abhängigkeit der Unsicherheiten von Modellparametern und gegebenen Eingangsfaktoren untersucht;
- die erhaltenen Ergebnisse bewertet.

Erzielte Ergebnisse

Prinzipiell liefert das Vorhersageverfahren zufriedenstellende Ergebnisse. Nach Anwendung von MOS werden über den gesamten Leistungsbereich für Einzelstandorte ca. 80 % Abweichung bezogen auf die mittlere abgegebene Leistung erreicht, ca. 14 % bezogen auf die Nennleistung der Windkraftanlage. Vernachlässigt man niedrige Leistungsabgaben bis 20 % der Nennleistung, so verringert sich die Unsicherheit deutlich auf etwa 40–50 % der mittleren gemessenen Leistungsabgabe für Einzelstandorte. Nach Einbeziehung der hier gewonnenen Erkenntnisse läßt sich der Fehler nochmals auf 35–40 % der mittleren Leistung reduzieren. Für Regionen von 350 km Durchmesser wird eine Verminderung der Unsicherheit auf etwa 67 % der Unsicherheit an einem Einzelstandort für die durchgeführte Beispielrechnung erzielt.

Die Vorhersagen werden durch detailliertere Einzelmodelle kaum verbessert, in einigen Fällen werden sie schlechter als mit einfachen Verfahren. Durch die Einzelmodelle wird vor allem der Bias, also die systematische Abweichung, korrigiert. Die Streuung wird in vielen Fällen entgegen den Erwartungen sogar vergrößert. Der Grund hierfür ist noch unklar, könnte aber an einer ungenauen Vorhersage der Windrichtung liegen, obwohl festgestellt wurde, daß diese gut mit der gemessenen Richtung übereinstimmt.

Den größten Einfluß auf die Vorhersagegenauigkeit haben zweifelsfrei die als Basis verwendeten Ergebnisse aus dem *Deutschlandmodell*. Besonders bei der Verwendung des bodennahen *Deutschlandmodell*-Windes hat die Rauigkeitslänge z_0 den größten Einfluß auf die Windgeschwindigkeit. Besonders hervorzuheben ist für viele Standorte auch die Bedeutung der aktuellen thermischen Schichtung der Atmosphäre. Die Unsicherheiten bei der Vorhersage der Leistungsabgabe sind zusätzlich entscheidend von der Übereinstimmung zwischen verwendeter und realer Leistungskennlinie abhängig. Bereits kleine Abweichungen zwischen den Kennlinien führen zu großen Fehlern in der Vorhersage.

Es hat sich gezeigt, daß die Vorhersagen für neuere Anlagen (und damit auch größere Nabenhöhen) in der Regel genauer sind als für ältere Anlagen niedrigerer Nabenhöhe. Entscheidender als die Nabenhöhe ist hierbei vermutlich die größere Übereinstimmung zwischen realer und theoretischer Leistungskennlinie der Windkraftanlage.

Besonders unsicher sind die Vorhersagen – wie erwartet – in orographisch komplexem Gelände. Die von den Entwicklern des verwendeten Orographiemodells gesetzten Grenzen werden für die schwierigen Strömungsverhältnisse an diesen Standorten offenkundig überschritten.

Bei der Verwendung von statistischen Postprozessoren muß aufgrund der häufig wechselnden Wettervorhersagemodelle des *Deutschen Wetterdienstes* einem adaptiven Prozessor gegenüber einem statischen Verfahren der Vorzug gegeben werden.

Ausblick

Für die Zukunft läßt sich mit Sicherheit einiges am “Feintuning” des Vorhersagesystems verbessern, einiges wurde zum Teil bereits angedacht und vorbereitet:

- Die Durchführung eines MOS-Verfahrens sollte zur Berücksichtigung der im *Deutschlandmodell* enthaltenen systematischen Abweichungen einschließlich des Tagesganges bereits an den Windgeschwindigkeiten für jede Vorhersagezeit erfolgen. Eine anschließende Regression an den Leistungswerten über alle Vorhersagezeiten minimiert die systematischen Abweichungen resultierend aus Leistungskennlinienunterschieden und Parkeffekten.
- Für den operationellen Betrieb ist die Einbindung eines einfachen adaptiven MOS-Verfahrens aufgrund der sich ändernden Vorhersagemodelle unerlässlich.
- Die Berücksichtigung der aktuellen thermischen Schichtung der Atmosphäre (Kapitel 4.3.2) ermöglicht bei Verwendung der höheren Modellevel des *Deutschlandmodells* die Modellierung des Tagesgangs der Windgeschwindigkeit. Gleichzeitig wird der Einfluß des – unsicheren – Parameters der *Deutschlandmodell*-Rauhigkeitslänge eliminiert.
- Bei Standorten in orographisch komplexem Gelände verspricht die Anbindung eines Mesoskalenmodells wie *Aiolos* oder *Gesima* eine Verbesserung der Vorhersagegenauigkeit. Dies ist besonders wichtig in Anbetracht des verstärkten Ausbaus der Windenergienutzung im Binnenland.
- Besonders im Hinblick auf weitere Untersuchungen wäre eine Methode zur genaueren Bestimmung der realen Leistungskennlinien wünschenswert.
- Durch Einbindung in ein Netzmodell, das die gesamten Abläufe im Verbundnetz eines EVU erfaßt, kann der tatsächlich für die EVU relevante Fehler ermittelt und der Nutzen der Leistungsvorhersage auch in finanzieller Hinsicht bestimmt werden.

Dies wird aber aller Voraussicht nach nicht zu allen Zeitpunkten zu einer wesentlichen Verbesserung der Vorhersagegenauigkeit führen, da die Ergebnisse des numerischen Wettervorhersagemodells den größten Einfluß auf die Vorhersageergebnisse haben. Dessen Vorhersagegenauigkeit hängt stark von der klein- und großräumigen Wetterlage ab. Die Kenntnis, unter welchen (Wetter-)Bedingungen eine Vorhersage verlässlich und zu welchem Zeitpunkt sie unbrauchbar ist, wird zukünftig notwendig sein. Dazu ist ein Verfahren notwendig, daß diese Zeitpunkte und ungenaue Vorhersagen frühzeitig erkennt und unter Verwendung von – für die Vorhersageregion repräsentativen – Meßdaten korrigiert.

12 Anhang

12.1 Mittelung der Daten des Deutschlandmodells

In einem Netz mit einer horizontalen Gitterweite von 14 km kann der Abstand einer WKA vom nächsten Gitterpunkt bis zu 9.8 km betragen (Anlage in der Mitte der vier Gitterpunkte). Jedem der Gitterpunkte ist eine Rauigkeitslänge zugeordnet. Gerade bei Küstenstandorten kann es dazu kommen, daß ein oder zwei der umliegenden Gitterpunkte als Wasserfläche gekennzeichnet sind. In einem solchen Fall würde die Annahme dieser Rauigkeitslänge für den Küstenstandort zu Fehlern führen. Die weiter landeinwärts gelegenen Punkte würden mit ihren Rauigkeitslängen ebenfalls nicht als repräsentativ angesehen werden können. Es entsteht die Notwendigkeit der Mittelung der Rauigkeitslängen und Windvektoren. Als Koordinatensystem wird ein kartesisches Koordinatensystem verwendet, dessen x - und y -Komponenten durch die Längen- und Breitengrade im betrachteten Ausschnitt gegeben sind. Diese Annahme bei einem sphärischen Koordinatensystem ist natürlich eine Vereinfachung, aufgrund des geringen Ausschnitts aus der Erdoberfläche jedoch zulässig.

Für die mittlere Windrichtung α_{av} wird die Windrichtung angenommen, die sich durch Vektoraddition der Windkomponenten $\vec{v} = (v_x, v_y)$ ergibt. Eine Wichtung des Einflusses mit der Entfernung findet nicht statt, da sich nur in seltenen Fällen nennenswerte Unterschiede in der Windrichtung an den vier Gitterpunkten ergeben.

$$\alpha_{av} = \arctan \frac{\sum_i v_{yi}}{\sum_i v_{xi}} \quad (74)$$

In die gemittelte Windgeschwindigkeit geht das Quadrat der Entfernung zum nächsten Gitterpunkt ein ("gravity averaging"). Auf diese Weise erhalten nahegelegene Gitterpunkte einen größeren Einfluß.

$$|v_{av}| = \frac{\sum_i |v_i| / r_i^2}{\sum_i 1 / r_i^2} \quad (75)$$

Die zur Bestimmung der mittleren Rauigkeitslänge verwendete Methode basiert auf einem angenommenen konstanten geostrophischen Wind (hier: 15 m/s) und einem angenommenen Coriolisfaktor (hier: 0.001).

Mit dieser Annahme wird für jeden der umliegenden Gitterpunkte nach Umstellung des genäherten Geostrophischen Reibungsgesetzes (Gleichung (4)) die Schubspannungsgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Rauigkeitslänge am Gitterpunkt bestimmt:

$$u_{*i} = u(z_{0i}, G_{const}, f_{const}) = \frac{G_{const}}{2} \frac{1}{\ln \left(\frac{G_{const}}{f_{const} z_{0i}} - A \right)} \quad (76)$$

Die gewichtete Mittelung der Schubspannungsgeschwindigkeiten ergibt die Schubspannungsgeschwindigkeit am Ort der Anlage:

$$u_{*av} = \frac{\sum_i |u_{*i}| / \bar{r}_i^2}{\sum_i 1 / \bar{r}_i^2} \quad (77)$$

Die Rauheitslänge des *Deutschlandmodells* für den Standort ergibt sich anschließend aus der Umkehrfunktion zum genäherten Geostrophischen Reibungsgesetz.

$$z_{0av} = u^{-1}(u_{*av}, G_{const}, f_{const}) \quad (78)$$

12.2 Verwendete statistische Größen

Um Aussagen über die Qualität der Vorhersagen und der verwendeten Einzelmodelle treffen zu können, werden statistische Größen eingesetzt. Diese liefern ein quantitatives Maß für die Unsicherheiten der Vorhersage sowohl für Einzelstandorte als auch für einen räumlich verteilten Verbund von Windkraftanlagen. Da in dieser Arbeit ausschließlich diskrete Zeitreihen untersucht werden, wird an dieser Stelle der Summenschreibweise gegenüber der (allgemeingültigeren) integralen Schreibweise der Vorzug gegeben.

Der **Mittelwert** einer Zeitreihe an einem Standort ist gegeben über

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (79)$$

Die **Varianz** liefert das Quadrat der Abweichung des Einzelwertes zum Mittelwert der betrachteten Zeitreihe

$$\sigma_x^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 = \overline{x'^2} \quad (80)$$

Die **Standardabweichung** gibt den Betrag der Abweichung des Einzelwertes zum Mittelwert der betrachteten Zeitreihe wieder und ist definiert über

$$\sigma_x = \sqrt{\overline{x'^2}} \quad (81)$$

Analog der bekannten Definitionen in Kapitel 12.2 wird der **root mean square error (RMSE)** als Maß für die Unsicherheit der Vorhersage bezogen auf die Meßwerte einer Zeitreihe eingeführt:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{pred,i} - x_{meas,i})^2} \quad (82)$$

mit $x_{pred,i}$ als vorhergesagter Größe und $x_{meas,i}$ als gemessener Größe. Der RMSE enthält die gesamte Abweichung zwischen Vorhersage und Messung, also den (systematischen) **Bias**

$$b = \bar{x}_{pred} - \bar{x}_{meas} \quad (83)$$

und die (zufällige) Streuung der Vorhersagewerte, die durch den **zentrierten RMSE** bestimmt wird:

$$RMSE_z = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{pred,i} - x_{meas,i})^2 - (\bar{x}_{pred} - \bar{x}_{meas})^2} \quad (84)$$

12.3 Statistische Größen und Erläuterungen zu regionalen Effekten

Bei Betrachtung eines Ensembles räumlich verteilter Windkraftanlagen benötigt man Größen zur Beschreibung der Beziehung zwischen diesen Anlagen.

Zur Bestimmung des Grades der gemeinsamen Beziehung zwischen den beiden Variablen x und y wird die analog zur Varianz definierte **Kovarianz** benutzt:

$$\sigma_{xy}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) = \overline{x'y'} \quad (85)$$

Der Zusammenhang zwischen der Kovarianz σ_{xy}^2 und den Standardabweichungen der Zeitreihen x_i und y_i – z. B. für die Leistungsabgabe von Windkraftanlagen an zwei Standorten – ist über die Ungleichung

$$|\sigma_{xy}^2| \leq \sigma_x \sigma_y \quad (86)$$

gegeben. Durch Normierung der Kovarianz mit $\sigma_x \sigma_y$ ergibt sich der **Korrelationskoeffizient**

$$r_{xy} \equiv \frac{\overline{x'y'}}{\sigma_x \sigma_y} \quad (87)$$

mit Werten im Intervall $[-1,1]$. Dabei bedeutet

1 = perfekt korreliert

0 = unkorreliert

-1 = perfekt negativ korreliert (auch: vollständig antikorreliert).

Für einen Zeitversatz $\tau = 0$ entspricht der Korrelationskoeffizient der Korrelationsfunktion

$$r_{xy}(\tau) = \frac{1}{T - \tau} \frac{1}{\sigma_x \sigma_y} \sum_{n=1}^{T-\tau} (x(t_n) - \bar{x})(y(t_{n+\tau}) - \bar{y}) \quad (88)$$

Für $x \neq y$ heißt die Korrelationsfunktion **Kreuzkorrelation**, für $x = y$ erhält man die **Autokorrelationsfunktion** $r(\tau \cdot \Delta t)$ für eine diskrete Zeitreihe.

Mit dem Wissen der Kreuzkorrelationsstruktur eines Ensembles von diskreten Daten können einige globale Effekte von Zeitreihencharakteristika des Prozesses, die durch den Ensemble-Mittelwert definiert sind, beschrieben werden. Bei der Analyse räumlich verteilter Windkraftanlagen beschreibt dies die Glättung der relativen Fluktuationen der gemeinsamen Leistungsabgabe der Windkraftanlagen im Vergleich zu den Fluktuationen der Leistungsabgabe der Einzelanlagen. Die **Zeitreihe des Ensemble-Mittelwertes** von M Einzelanlagen ist definiert über

$$x_{\Sigma}(t) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_m(t) \quad (89)$$

Ist der Mittelwert des Einzelprozesses auf 0 zentriert, gilt dies ebenso für den Mittelwert des Ensembles. Die **Varianz des Ensemblemittelwertes** $x_{\Sigma}(t)$ kann mit Hilfe der Kreuzkorrelationskoeffizienten $r_{xy}(0)$ folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$\sigma_{\Sigma}^2 = \frac{1}{M^2} \sum_{x=1}^M \sum_{y=1}^M \sigma_x \sigma_y r_{xy}(0) \quad (90)$$

Für eine Anzahl M unkorrelierter Prozesse ($r_{xy}(0) = 0$ für $x \neq y$, $r_{xy}(0) = 1$ für $x = y$) vereinfacht sich Gleichung (90) zu

$$\sigma_{\Sigma}^2 = \frac{M \sigma^2}{M^2} \quad (91)$$

Das heißt, die Standardabweichung von Ensemble-Mittelwerten nimmt im Falle völlig unkorrelierter Daten relativ zur Einzelzeitreihe mit $1/\sqrt{M}$ ab:

$$\frac{\sigma_{\Sigma}}{\sigma} = \frac{1}{\sqrt{M}} \quad (92)$$

Die Bestimmung der Varianz und der Standardabweichung des Ensembleprozesses erfordert die Kenntnis des Mittelwertes und der Standardabweichung der einzelnen Zeitreihen, sowie die Autokorrelationsdaten für alle Datenpaare.

12.4 Berechnung der Höhe der *Deutschlandmodell*-Level

Die in dieser Arbeit verwendeten Level des Deutschlandmodells sind *Modellevel*, die durch die Parameter a_k und b_k charakterisiert sind und nicht über einen konstanten Druck. Der Druck auf Levelhöhe ist abhängig vom aktuellen Druck an der Erdoberfläche und den festgelegten Parametern a_k und b_k . Die vertikale Abfolge der Level ist Abbildung 26 und Abbildung 91 zu entnehmen.

Level 1 halb	— — — — — — — — — —	Wind, Druck 0.0 Pa
Level 1 voll	=====	Geopotential, Höhe 1980 m
Level 14 halb	— — — — — — — — — —	Wind, Druck 2.5 Pa
Level 14 voll	=====	Geopotential, Höhe 1390 m
Level 15 halb	— — — — — — — — — —	Wind, Höhe 1679 m
Level 15 voll	=====	Geopotential, Höhe 929 m
Level 16 halb	— — — — — — — — — —	Wind, Höhe 1156 m
Level 16 voll	=====	Geopotential
Level 20 halb	— — — — — — — — — —	Wind
Level 20 voll	=====	Geopotential
Level 21 halb	— — — — — — — — — —	Boden, Höhe 0 m, Geop. invar.

Abbildung 91: Abfolge der halben und vollen Level beim Deutschlandmodell 3 vom höchsten zum niedrigsten Level.

Der aktuelle Druck an der (oberen) Schichtgrenze (= halbe Level) wird berechnet über

$$P_k(\gamma, \phi, t) = a_k + b_k \cdot P_s(\gamma, \phi, t) \quad (93)$$

Auf den halben Leveln ist die geopotentielle Höhe definiert. P_s ist hierbei der aktuelle Druck auf Höhe der Erdoberfläche, der bei Standardatmosphäre 1013.2 hPa beträgt.

Der aktuelle Druck in der Schichtmitte (= volle Level) wird berechnet über

$$P_k(\gamma, \phi, t) = \frac{1}{2} ((a_k + a_{k+1}) + (b_k + b_{k+1}) \cdot P_s(\gamma, \phi, t)) \quad (94)$$

Auf den vollen Leveln sind Windkomponenten und alle anderen Variablen definiert. (94) bedeutet, daß der Druck der vollen Level aus den halben Leveln arithmetisch gemittelt wird. Des weiteren gilt, daß sich der volle Level 19 aus den beiden halben Leveln 19 und 20 zusammensetzt.

In (93) und (94) ist a_k in der Einheit hPa einzusetzen.

Da die Höhen der für die Windberechnungen benötigten vollen Modellevel nicht explizit ausgegeben werden, müssen diese aus den gegebenen Informationen berechnet werden. Hierzu ist eine Umrechnung von Druck in Höhe über Grund mit der barometrischen Höhenformel notwendig. Die einfache Höhenformel ohne Höhenabhängigkeit der Temperatur lautet

$$p = p_0 \cdot \exp\left(-\frac{M \cdot g}{R \cdot T} \cdot z\right) \quad (95)$$

mit $T =$ absolute Temperatur = $15^\circ = 288.15 \text{ K}$
 $R =$ universelle Gaskonstante = $8.315 \text{ Ws/K} \cdot \text{mol}$
 $g =$ Erdbeschleunigung = 9.81 m/s^2
 $M =$ Molmasse = 0.02897 kg/mol

und somit nach z aufgelöst:

$$z = -\frac{RT}{Mg} \ln \left(\frac{p}{p_0} \right) \quad (96)$$

Die korrekte Integration der Höhenformel unter Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit der Temperatur liefert

$$p = p_0 \cdot \exp \left(-\frac{M \cdot g}{R} \cdot \overline{\left(\frac{1}{T} \right)} \cdot z \right) \quad (97)$$

und somit nach z aufgelöst:

$$z = -\frac{R}{M \cdot g \cdot \overline{\left(\frac{1}{T} \right)}} \ln \left(\frac{p}{p_0} \right) = -\frac{8.315}{0.02897 \cdot 9.81 \cdot \overline{\left(\frac{1}{T} \right)}} \cdot \ln \left(\frac{p}{1013.2} \right) \quad (98)$$

Dabei ist

$$\overline{\left(\frac{1}{T} \right)} = \frac{1}{z} \cdot \int_0^z \frac{1}{T(z')} dz' \quad (99)$$

das harmonische Mittel von T .

Als Summe ausgedrückt ergibt sich das harmonische Mittel über

$$H_n(a) = \frac{n}{\frac{1}{a_1} + \frac{1}{a_2} + \dots + \frac{1}{a_n}} \quad (100)$$

Das harmonische Mittel der Temperatur kann nur bestimmt werden, wenn die Temperaturen zu den jeweiligen Drücken p_k bekannt sind oder sie über die Zustandsgleichung der idealen Gase bestimmt wird:

$$p \cdot V = R \cdot T \quad (101)$$

mit $V = M/\rho$ und Luftdichte $\rho = 1.225 \text{ kg/m}^3$ ergibt sich dann

$$T = \frac{p \cdot V}{R} = \frac{p \cdot M}{R \cdot \rho} = p \cdot \frac{0.02897}{8.315 \cdot 1.225} \quad (102)$$

Tabelle 12 zeigt die nach obigen Formeln berechneten Drücke, Temperaturen und im Vergleich die Höhen vom *Deutschen Wetterdienst* und aus eigenen Berechnungen (z-OL) unter Verwendung der harmonischen Temperatur in Spalte 5 für die vollen Level. Die Drücke wurden über (94) mit den Parametern a_k und b_k berechnet.

Tabelle 12: Vergleich der Höhenangabe des DWD für die vollen Level und nach den hier dargestellten Formeln berechneten Höhen für Standardatmosphäre und harmonisches Mittel der Temperatur.

k	a_k [Pa]	b_k [-]	Druck [hPa]	Temp [K]	Temp harm	z-DWD	z-OL
13	7897.4	0.64103	759.0	215.87	260.4944	2371.1	2201.6
14	6205.1	0.71795	820.0	233.22	267.4041	1749.4	1655.2
15	4512.8	0.79487	876.0	249.15	273.1231	1210.8	1162.7
16	3102.6	0.85897	919.2	261.43	277.5744	814.1	790.7
17	2115.4	0.90385	949.7	270.11	281.0455	543.0	532.2
18	1410.3	0.93590	975.1	277.33	283.9192	322.5	318.4
19	705.1	0.96795	996.5	283.42	286.1857	140.4	139.2
20	225.6	0.98974	1009.2	287.03	287.5889	33.8	33.3
21	0.0	1.00000	1013.2	288.15	–	0	0

Da die geopotentielle Höhe auf den halben Leveln definiert ist, kann für die halben Level die Berechnung der Höhe direkt über die vorhandene geopotentielle Höhe – Parameter 102, Leveltyp 109 – erfolgen, abzüglich der Orographie, d. h. der geopotentiellen Höhe für die Erdoberfläche (\approx Höhe über NN).

Da sich die geopotentielle Höhe auf die Schichtgrenzen bezieht und die Windkomponenten auf die Schichtmitte, muß zur Bestimmung von deren Höhe eine Mittelung der geopotentiellen Höhe h vorgenommen werden. Diese ergibt sich nach Gleichung (96) aus

$$h = const \cdot \ln \left(\frac{p}{p_0} \right)$$

und damit für die (gemittelte) Höhe der Windkomponenten

$$z_{wind} = \frac{1}{2} const \cdot \ln \left(\frac{p_1 \cdot p_2}{p_0^2} \right)$$

Dies bedeutet, daß die geopotentiellen Höhen nicht einfach arithmetisch gemittelt werden dürfen, sondern sich nur logarithmisch über die barometrische Höhenformel mitteln lassen.

Ist die geopotentielle Höhe auf einem Level und am Boden sowie der Druck am Boden gegeben, so läßt sich über (93) der Druck in Levelhöhe des betrachteten Geopotentials bestimmen. Mit diesen Größen läßt sich die (96) nach der Konstante $\frac{RT}{Mg}$ auflösen. Berechnet man den Druck auf dem (vollen) Level der Windgeschwindigkeit über (94), so kann nun mit (96) die Höhe über Grund des gewünschten Levels bestimmt werden.

Literatur

- [1] S. Arya: *Geostrophic drag and heat transfer relations for the atmospheric boundary layer*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101:147–161, 1975.
- [2] S. Arya: *Suggested Revisions to Certain Boundary Layer Parameterization Schemes Used in Atmospheric Circulation Models*. Monthly Weather Review, 105:215–227, 1977.
- [3] K. Balzer: *Automatische Wettervorhersage mittels statistischer Interpretation*. Pro-met, 24:110–118, 1995.
- [4] H. Beyer, T. Degner, J. Hausmann, M. Hoffmann und P. Ruján: *Short Term Prediction of Wind Speed and Power Output of a Wind Turbine with Neural Networks*. In *Proceedings of the European Wind Energy Association Conference and Exhibition 10–14 October 1994, Thessaloniki, Greece*, pages 349–352, 1994.
- [5] H. Beyer, U. Focken, G. Giebel, L. Landberg, M. Lange, A. Luig, K. Mönnich, und H. Waldl: *Short-term Prediction of Regional Wind Power Production*. Technischer Bericht, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Risø National Laboratory, Oldenburg, 2000. EU-Projekt im Rahmen von JOULE III.
- [6] C. Billard, J.-C. André und R. du Vachat: *On the Similarity Functions A and B as determined from the ‘VOVES’ experiment*. Boundary Layer Meteorology, 21:495–507, 1981.
- [7] E. Bossanyi: *Short-Term Wind Prediction Using Kalman Filters*. Wind Engineering, Vol. 9(No. 1), 1985.
- [8] J. Businger, J. Wyngaard, Y. Izumi und E. Bradley: *Flux profile relationships in the atmospheric surface layer*. Journal of Atmospheric Science, 28:181–189, 1971.
- [9] M. Durstewitz, C. Enßlin, B. Hahn und M. Hoppe-Kilpper: *Jahresauswertung 1997, Wissenschaftliches Meß- und Evaluierungsprogramm (WMEP) zum Breiten-test 450 MW Wind*. Technischer Bericht, Institut für solare Energieversorgungstechnik (ISET), 1997.
- [10] A. Dyer und E. Bradley: *An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE*. Boundary Layer Meteorology, 22:3–19, 1982.
- [11] C. Enßlin, B. Ernst, M. Hoppe-Kilpper, W. Kleinkauf und K. Rohrig: *Online Monitoring of 1700 MW Wind Capacity in a Utility Supply Area*. In *Proceedings of the European Wind Energy Conference and Exhibition, Nizza*, 1999.

- [12] U. Focken: *Windpotentialbestimmung in komplexem Gelände mit dem numerischen Strömungsmodell Aiolus – Optimierung des Verfahrens in bezug auf Rauigkeits- und Stabilitätseinflüsse*. Diplomarbeit, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 1998.
- [13] G. Giebel: *On the benefits of distributed wind energy generation in Europe*. Dissertation, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 2000.
- [14] H. Glahn und D. Lowry: *The Use of Model Output Statistics (MOS) in Operational Weather Forecasting*. *Journal of Applied Meteorology*, 11:1203–1211, 1972.
- [15] C. Hinsch: *Windkraft weiter auf Wachstumskurs*. *Neue Energie*, 2, 2000.
- [16] U. Högström: *Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation*. *Boundary Layer Meteorology*, 42:55–78, 1988.
- [17] U. Högström: *Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer*. *Boundary Layer Meteorology*, 78:215–246, 1996.
- [18] L. R. Hoxit: *Diurnal Variations in Planetary Boundary-Layer Winds Over Land*. *Boundary Layer Meteorology*, 8:21–38, 1975.
- [19] P. Jackson und J. Hunt: *Turbulent wind flow over a low hill*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101:929–955, 1975.
- [20] N. Jensen, E. Peterson und I. Troen: *Extrapolation of mean statistics with special regard to wind energy applications*. In *World Climate Applications Programme, WCP-86, WMO/TD-No. 15*, page 85. World Meteorological Organization, 1984.
- [21] L. Landberg: *Implementing Wind Forecasting At A Utility*. In *5th European Wind Energy Association Conference And Exhibition (EWEC '94)*, Thessaloniki, Macedonia, Greece, 1994.
- [22] L. Landberg: *Short-term Prediction of Local Wind Conditions*. Dissertation, Risø National Laboratory, Roskilde, 1994.
- [23] L. Landberg und J. O. Tande: *A 10sec. Forecast Of Wind Turbine Output With Neural Networks*. In *European Community Wind Energy Conference (ECWEC)*, Lübeck-Travemünde, Germany, 1993.
- [24] R. Long und L. Guffey: *Drag and heat transfer relations for the planetary boundary layer*. *Boundary Layer Meteorology*, 11:363–373, 1977.
- [25] H. Mellinghoff: *Entwicklung und Verifikation eines Modells zur Vorhersage der Leistungsabgabe von Windkraftanlagen auf der Basis numerischer Wettervorhersagen*. Diplomarbeit, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 1998.

- [26] M. Menze: *Leistungsprognose von Windenergieanlagen mit Neuronalen Netzen*. Diplomarbeit, ISET, Kassel, 1996.
- [27] F. Möller: *Einführung in die Meteorologie*. BI-Hochschultaschenbücher, Mannheim, 1973. Band 2: Physik der Atmosphäre.
- [28] N. G. Mortensen, L. Landberg, I. Troen und E. L. Petersen: *Wind Atlas Analysis and Application Program (WAsP) - User's Guide*. Risø National Laboratory, Roskilde, 1993. Programmdokumentation.
- [29] R. Müller: *Untersuchung zur Windpotentialbestimmung in gegliedertem Gelände*. Diplomarbeit, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 1996.
- [30] G. Nimz: *Lastmanagement der Windenergienutzung im Versorgungsgebiet der Schleswig AG*. In *Kongressband Husum Wind '95*, Husum, Deutschland, 1995.
- [31] J. Nitsch, M. Fishedick, et al.: *Klimaschutz durch Nutzung erneuerbarer Energien*. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, 11 1999. Studie im Rahmen des UFOPLAN-Vorhabens 298 97 340.
- [32] A. Obukhov: *Turbulence In An Atmosphere With A Non-Uniform Temperature*, 1971.
- [33] T. Pahlke, H. Waldl und M. Strack: *DePri Datenformat 1.11 Referenz*. Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Deutsches Windenergieinstitut, Oldenburg, Wilhelmshaven, 1999.
- [34] H. Panofsky: *Tower Climatology*. In *Workshop on Micrometeorology*. American Meteorological Society, 1973.
- [35] U. Papke und V. Köhne: *Pelwin – ein Windleistungsprognosesystem zur Unterstützung des EVU-Lastverteilers*. In *2. Deutsche Windenergie-Konferenz 1994, Tagungsband Teil 1 (DEWEK '94)*, Wilhelmshaven, Deutschland, 1994.
- [36] K. Rao, J. Wyngaard und D. Cote: *The Structure of the Two-Dimensional Internal Boundary Layer over a sudden Change of Surface Roughness*. *Journal of Atmospheric Science*, 26, 1974.
- [37] K. Rehfeldt: *Windenergienutzung in der Bundesrepublik Deutschland – Stand 31.12.1999*. DEWI Magazin, 16, 2000.
- [38] W. Roedel: *Physik unserer Umwelt – Die Atmosphäre*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, 1994. Zweite Auflage.
- [39] R. Schrodin: *Quarterly Report of the NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst*. Technischer Bericht 9, Deutscher Wetterdienst, 1997.

- [40] A. M. Sempreviva: *Response of Neutral Boundary Layers to Changes of Roughness*. Boundary Layer Meteorology, 50, 1990.
- [41] R. Steinberger-Willms: *Untersuchung der Fluktuationen der Leistungsabgabe von räumlich ausgedehnten Wind- und Solarenergie-Konvertersystemen in Hinblick auf deren Einbindung in elektrische Versorgungsnetze*. Dissertation, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 1993.
- [42] M. Strack: *Untersuchung zur Anwendung des mesoskaligen nicht-hydrostatischen Modells GESIMA zur Windpotentialbestimmung in Komplexem Gelände*. Diplomarbeit, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 1998.
- [43] R. B. Stull: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Press, Dordrecht, Niederlande, 1988.
- [44] H. Tennekes und J. Lumley: *A first course in Turbulence*. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts, and London, England, 1980.
- [45] I. Troen und E. L. Peterson: *European Wind Atlas*. Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark, 1989.
- [46] H. Waldl, W. Schlez und K. Mönnich: *FLaP – Wind Farm Layout Programme, Programmdokumentation*. Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 1996.
- [47] H.-P. Waldl: *Modellierung der Leistungsabgabe von Windparks und Optimierung der Aufstellungsgeometrie*. Dissertation, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Oldenburg, 1997.
- [48] J. Wieringa: *Shapes of Annual Frequency Distributions of Wind Speed Observed on High Meteorological Masts*. Boundary Layer Meteorology, 47:85–110, 1989.
- [49] S. Zilitinkevich: *Resistance laws and the prediction equations for the depth of the planetary boundary layer*. Journal of Atmospheric Science, 32:741–752, 1975.
- [50] S. Zilitinkevich: *Velocity Profiles, the Resistance Law and the Dissipation Rate of Mean Flow Kinetic Energy in a Neutrally and Stably Stratified Planetary Boundary Layer*. Boundary Layer Meteorology, 46:367–387, 1989.

Bildungsgang

20.01.1965	geboren in Münster / Westfalen
1971 – 1975	Besuch der Grundschule in Altenhagen (Bielefeld)
1975 – 1978	Besuch des Gymnasiums Heepen (Bielefeld)
1978 – 1981	Besuch der Hauptschule Heepen
1981 – 1984	Besuch der Carl-Severing-Schulen, Bielefeld
04.06.1984	Abitur
1986 – 1994	Studium der Physik an der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
01.12.1994	Diplom in Physik
1995 / 1996	wissenschaftliche Hilfskraft in der Arbeitsgruppe <i>Physik regenerativer Energiequellen</i> am Fachbereich Physik der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
Seit 1997	Mitarbeit in der Abteilung Energie- und Halbleiterforschung am Fachbereich Physik der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg Stipendium der Hans-Böckler-Stiftung zur Durchführung einer Promotion.

Hiermit erkläre ich, daß ich diese Arbeit entsprechend § 8 der Promotionsordnung selbständig verfaßt habe.

(Kai Mönnich)