

# Messung des Windprofils an virtuellen Masten unter Anwendung des Dual-Doppler Verfahrens

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

**THOMAS DAMIAN**

1. April 2012

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent: Priv.-Doz. Dr. Michael Höpfner



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



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung und Zielsetzung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Dynamik der Troposphäre</b>	<b>5</b>
2.1	Vertikalstruktur der Troposphäre . . . . .	5
2.2	Luftdruck und Wind . . . . .	7
2.2.1	Kräfte in der Atmosphäre . . . . .	7
2.2.2	Geostrophische Windbeziehung . . . . .	7
2.2.3	Windprofile in der planetaren Grenzschicht . . . . .	8
2.2.4	Atmosphärische Stabilität . . . . .	10
2.3	Windsysteme . . . . .	10
2.3.1	Windsituation im Untersuchungsgebiet . . . . .	10
2.3.2	Grenzschichtstrahlstrom . . . . .	11
2.4	Messung des Windes . . . . .	13
<b>3</b>	<b>Grundlagen der Lidar-Technologie</b>	<b>15</b>
3.1	Funktionsweise eines Festkörper-Lasers . . . . .	15
3.1.1	Funktionsweise eines Lasers . . . . .	15
3.1.2	Gepulster Laser . . . . .	16
3.2	Funktionsweise eines Doppler-Lidars . . . . .	16
3.2.1	Doppler-Effekt . . . . .	16
3.2.2	Aufbau und Funktion des Lidars . . . . .	18
3.2.3	Signalverarbeitung . . . . .	18
3.2.4	Eigenschaften . . . . .	20
3.2.5	Weitere Lidar-Typen . . . . .	21
<b>4</b>	<b>Methoden</b>	<b>23</b>
4.1	Virtuelle Masten . . . . .	23
4.1.1	Anwendung von virtuellen Masten . . . . .	24
4.1.2	Dual-Doppler-Algorithmus . . . . .	25
4.2	Messungen mit dem KITcube in Hatzenbühl . . . . .	26
4.2.1	KITcube in Hatzenbühl . . . . .	26
4.2.2	Messanordnung und Lageskizzen . . . . .	27
4.3	Scanmuster . . . . .	29
4.3.1	Allgemeines zu Scanmustern . . . . .	29

---

4.3.2	Verwendete Scanmuster . . . . .	29
4.4	Fehlerbetrachtung . . . . .	30
4.4.1	Gaußsche Fehlerfortpflanzung . . . . .	31
4.4.2	Fehlfunktion HYB . . . . .	33
4.5	Verifikation der virtuellen Masten . . . . .	34
4.5.1	Fesselondenaufstieg . . . . .	34
4.5.2	Messmast am KIT Campus Nord . . . . .	36
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>37</b>
5.1	Virtuelle Masten . . . . .	37
5.1.1	Einzelmast . . . . .	37
5.1.2	Mastreihen . . . . .	42
5.1.3	Ergebnisse . . . . .	49
5.2	Nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom . . . . .	51
5.3	Verifikation der Messqualität . . . . .	57
5.3.1	Fesselondenaufstieg . . . . .	57
5.3.2	Messmast Campus Nord . . . . .	61
5.3.3	Ergebnisse . . . . .	65
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>67</b>
6.1	Zusammenfassung . . . . .	67
6.2	Ausblick . . . . .	69
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>71</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>73</b>
	<b>Literatur</b>	<b>75</b>
<b>7</b>	<b>Anhang</b>	<b>79</b>

# Kapitel 1

## Einleitung und Zielsetzung

In der Meteorologie spielt der Wind eine große Rolle. Die Dynamik der Atmosphäre beschreibt Ursache und Auswirkung des Windes auf die Verteilung und Veränderung von weiteren meteorologischen Zustandsgrößen. Liegen in zwei unterschiedlichen Regionen verschiedene Luftdruckwerte vor, gleicht ein Luftmassentransport dieses Ungleichgewicht aus. Mit diesen Luftmassen werden auch Schadstoffe, Aerosole und weitere Bestandteile der Atmosphäre transportiert. Beim Transport von Wasserdampf wird Energie in Form latenter Wärme transportiert, welche an einem anderen Ort freigesetzt werden kann und dort zu einer Temperaturerhöhung beiträgt. Daher hängt auch die Temperaturverteilung vom vorherrschenden Windfeld ab.

In der angewandten Meteorologie sind zum Beispiel die Untersuchung von Starkwinderignissen, die Wirkung von Wind auf einen Waldbestand oder die Turbulenzentwicklung an einem Sommertag von großem Interesse. Die Untersuchung solcher Aufgabenstellungen setzt ein bekanntes horizontales und vertikales Windfeld voraus oder befasst sich direkt mit der Messung der Windfelder. Speziell bei Turbulenzuntersuchungen sind Messungen in hoher zeitlicher Auflösung notwendig.

In bodennahen, aber auch in höheren atmosphärischen Schichten ist es wichtig, Windfelder kontinuierlich zu messen. Es gibt grundsätzlich eine Vielzahl von meteorologischen Windmessinstrumenten, sodass die Aufzeichnung mit ausreichender zeitlicher und räumlicher Auflösung in Bodennähe in der Regel kein Problem darstellt. Schwieriger wird dies, wenn man in großen Höhen messen will. Bis zu einer Höhe von etwa 300 m ist es möglich, ortsfeste Messmasten zu installieren, bei denen in verschiedenen Höhen Instrumente zur Windmessung angebracht sind. Diese Masten haben allerdings den Nachteil, dass sie nicht mobil sind. Da die Installation und der Betrieb solcher Masten sehr teuer ist, resultiert eine geringe horizontale Auflösung. Außerdem kommt es durch die Bauweise eines Messmastes bedingt, auch zu Umströmungseffekten (Wieser et al., 2001; Barthlott und Fiedler, 2003), die das tatsächliche Messergebnis verfälschen. Mit Radiosonden, Fesselballonen oder auch Drachen kann der Wind in größeren Höhen gemessen werden. Diese Methoden liefern jedoch keine kontinuierlichen Daten. Der Betrieb eines Fesselballons ist sehr aufwendig und kann nur vereinzelt durchgeführt werden. Die bisher höchste meteorologische Sondierung mit einem Drachen wurde im Jahr 1919 unter Georg Stüve am Aeronautischen Observatorium in Lindenberg in 9740 m über Grund durchgeführt (Berger und Hantel, 2005). Radioson-

denaufstiege werden an bestimmten Orten zwar mehrfach täglich durchgeführt, messen an jedem Punkt jedoch nur zu einem Augenblick und erlauben keine kontinuierlichen Untersuchungen von Windfeldern.

Mit Messmethoden der aktiven Fernerkundung hingegen ist es möglich, am Boden stationierte Messgeräte zu verwenden, welche einen Einblick in die Atmosphäre gewähren, sodass man bestimmte Zustandsgrößen auch in größeren Höhen messen kann. Ein Doppler-Radar beispielsweise sendet Radiowellen aus, die an Wolken- und Regentropfen gestreut werden und bei der Auswertung Rückschlüsse über Wolken und Regentropfenverteilungen zulassen. Ein Doppler-Lidar sendet statt Radiowellen Licht im infraroten beziehungsweise sichtbaren Bereich aus und berechnet aus dem an Aerosol oder größeren Teilchen zurückgestreuten Signal den Wind. Ein Sodar erreicht ähnliches über ein akustisches Signal, das ebenfalls an Aerosol gestreut wird.

Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) verfügt mit dem Lidar Netzwerk über insgesamt drei Doppler-Lidarsysteme, die Teil des KITcube Gesamtbeobachtungssystems sind. Der KITcube lässt in einem Würfel mit einer Kantenlänge von 10 km die Messung aller wetterrelevanten Größen mit Hilfe von Fernerkundungssystemen zu. Der KITcube wurde in der Vorbereitung für die Messkampagne HYMEX (Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment), die ab dem Sommer 2012 in Korsika stattfinden wird, in Hatzenbühl in der Südpfalz aufgebaut.

Bisherige Forschungsarbeiten mit Lidargeräten am IMK befassten sich bereits damit, Einmischprozesse am Oberrand der troposphärischen Grenzschicht zu analysieren (Träumner, 2010) oder die Wirkung von einer Starkwindanströmung auf eine Waldkante auszumessen (Shannak et al., 2011). Hierbei konnte festgestellt werden, dass nicht die vordersten Baumreihen der größten Energie ausgesetzt waren, sondern meist 100 m bis 200 m nach der Waldkante der größte Schaden zu erwarten ist. Mit der Umsetzung des VAD-Algorithmus Browning und Wexler (1968) kann aus einem horizontalen Schnitt durch die Atmosphäre, unter der Annahme horizontaler Homogenität in einem kleinen Volumen, ein Windprofil über dem Lidar abgeleitet werden. Diese Methode konnte vom IMK verifiziert werden, hat aber den Nachteil, dass lediglich ein Windprofil erstellt werden kann.

In der internationalen Lidarforschung wurde durch Calhoun et al. (2006) im Rahmen des „Joint Urban 2003“-Experimentes über dem Stadtkern von Oklahoma City (USA) das Vertikalprofil des horizontalen Winds gemessen und ausgewertet. Ein solches Vertikalprofil des Horizontalwinds über einem bestimmten Ort wird als „virtueller Mast“ definiert und kann aus der Zusammenführung der Messdaten zweier oder mehrerer Doppler-Lidarsysteme abgeleitet werden. So ist es möglich, Winddaten mit großer horizontaler, vertikaler und zeitlicher Auflösung zu erhalten. Abhängig von der meteorologischen Situation und vom Systemaufbau können virtuelle Masten mit Höhen über 1 km kontinuierliche Winddaten liefern. Des Weiteren entstehen durch die Messung eines virtuellen Mastes keine Umströmungseffekte.

Die Zielsetzung dieser Diplomarbeit ist die Entwicklung, Auswertung und Verifikation eines Mess- und Auswerteverfahrens für virtuelle Masten. Die Messung wird mit einem Steuerungsalgorithmus ausgeführt. Dieser gibt synchronisiert die Steuerungsparameter an zwei Doppler-Lidarsysteme weiter und koordiniert damit die Datenerfassung. Der Aus-

wertealgorithmus leitet sich aus linearer Algebra ab und liefert den mittleren horizontalen Windvektor als Ergebnis. Zur Sicherstellung der Messqualität konnte die Mess- und Auswertemethode mit Vergleichsdaten einer Fesselballon-Messung und des 200 m Messmastes am Campus Nord des KIT verifiziert werden.

Die meteorologischen Grundlagen, die zum Verständnis der dynamischen Prozesse in der Troposphäre nötig sind, werden in Kapitel 2 eingeführt. Neben dem vertikalen Aufbau der Troposphäre und den Grundlagen der Windentstehung und Windmessung ist die Vorstellung spezieller für diese Arbeit relevanter Windsysteme Teil dieses Kapitels. Die Erarbeitung der Grundlagen der Lidar-Technologie in Kapitel 3 gibt einen Überblick über den Aufbau und die Funktion eines Lidars und dessen zentrales Bauteil, den Laser, sowie weiterer messtechnisch relevanter Eigenschaften und Größen. In Kapitel 4 folgt die Vorstellung der in dieser Arbeit angewandten Methoden der Messung, Auswertung und Verifikation. Kapitel 5 beschreibt die Datenauswertung. Neben der Auswertung eines einzelnen virtuellen Masts ist an dieser Stelle auch die Auswertung von Reihen virtueller Masten durchgeführt. Ein im Rahmen der Messung des Einzelmasts entdeckter nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom wird an dieser Stelle ausführlich analysiert. Die Verifikation der Messmethode mittels Fesselsonde und ein Vergleich mit den Daten des 200 m Messmastes des KIT komplettieren diesen Abschnitt. Kapitel 6 gibt neben einem Überblick über die Ergebnisse dieser Arbeit einen Ausblick darüber, welche Messungen mit Lidargeräten, speziell an virtuellen Masten, möglich sind.

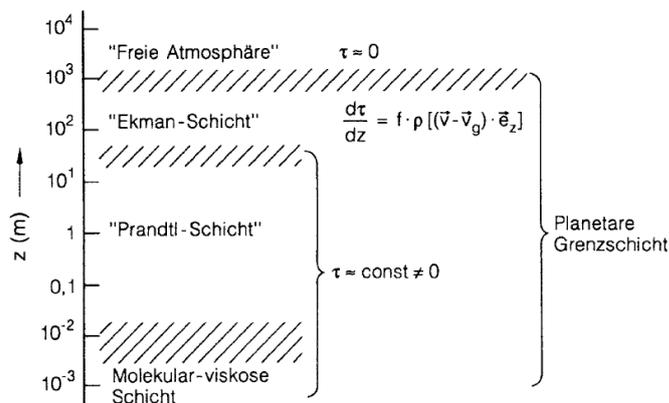


# Kapitel 2

## Dynamik der Troposphäre

### 2.1 Vertikalstruktur der Troposphäre

Die Atmosphäre der Erde lässt sich in verschiedene Schichten, die *Troposphäre*, die *Stratosphäre*, die *Mesosphäre*, die *Thermosphäre* und die *Exosphäre*, einteilen. Diese Schichten werden durch Grenzschichten, die *Tropopause*, die *Stratopause*, die *Mesopause* und die *Thermopause* getrennt.

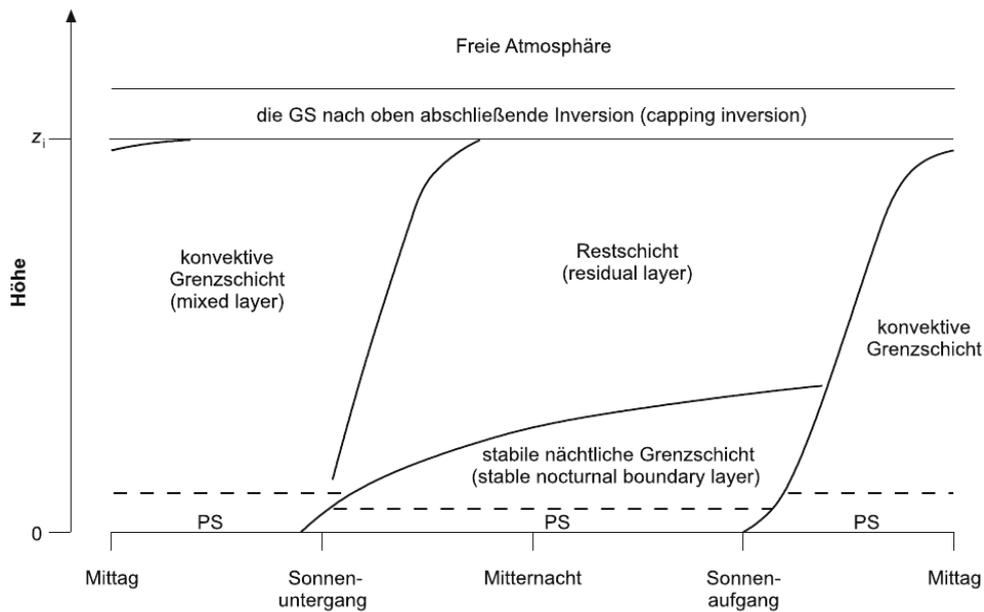


**Abbildung 2.1:** Die dynamische und vertikale Struktur der planetaren Grenzschicht, (Roedel, 2000).

Als Kriterium für diese Unterteilung ist der Temperaturverlauf in der Atmosphäre ausschlaggebend. Die genannten Grenzschichten zeichnet ein konstanter Temperaturgradient aus. Für diese Arbeit sind lediglich die Prozesse in der Troposphäre relevant, welche die unterste Schicht der Erdatmosphäre darstellt. Die Höhe der Troposphäre beträgt etwa 10 km bis 13 km (Roedel, 2000). Die Temperatur nimmt mit der Höhe im Mittel linear mit

0,65 °C/100 m ab (Kraus, 2008). In der Troposphäre finden eine Vielzahl der wetterrelevanten Prozesse statt. Dies liegt zu großen Teilen daran, dass in der Troposphäre aufgrund des hohen Wassergehaltes von bis zu 4 % und der starken vertikalen Durchmischung die Existenz von Wolken und damit auch die Bildung von Niederschlag möglich ist (Kraus, 2004). In Abbildung 2.1 ist der schematische Aufbau der Troposphäre bis in eine Höhe von etwa 1 km dargestellt. Die Einteilung der einzelnen Schichten ist durch die *Schubspannung*  $\tau_h$ <sup>1</sup> charakterisiert.

<sup>1</sup>Schubspannung: Liegen zwei Platten aufeinander und die obere wird verschoben, wirkt entgegen der Bewegungsrichtung eine Reibungskraft. Analog zum Druck, eine senkrecht wirkende Kraft pro Fläche, ist die Schubspannung definiert. Beim Schieben der Platte, wirkt die Kraft allerdings parallel zur Fläche und man kann die aufgewendete Kraft pro Flächeneinheit als Schubspannung definieren, (Kraus, 2004).



**Abbildung 2.2:** Schematische Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht im Tagesgang über Land an einem Tag mit geringer Bewölkung und Absinken der Luft in der freien Atmosphäre. Die Höhe  $z_i$  entspricht der Untergrenze der abschließenden Inversion, welche in dieser Abbildung stationär ist.  $z_i$  kann Werte zwischen 100 und 2000 m annehmen. PS steht für Prandtl-Schicht, (Kraus, 2008).

Die molekular-viskose Schicht schließt mit einer Dicke von wenigen Millimetern direkt an die Erdoberfläche an. Die Dicke ist dabei abhängig von der Windgeschwindigkeit, welche in der darüber liegenden Prandtl-Schicht vorherrscht und von der Rauigkeit der Erdoberfläche. Die Meteorologie ist vor allem an den in dieser Schicht stattfindenden Austauschvorgängen von Wärme und Impuls interessiert. Die Prandtl-Schicht liegt über der molekular-viskosen Schicht, unter der Ekman-Schicht und reicht bis in eine Höhe von etwa 50 m. Die Schubspannung in der Prandtl-Schicht ist näherungsweise konstant. Ein wichtiges Merkmal der Prandtl-Schicht ist die ausgeprägte Turbulenz. Während tagsüber eine Höhe von etwa 50 bis 100 m realistisch ist, nimmt die Höhe bei Nacht eher Werte zwischen 20 und 50 m an. In der Ekman-Schicht ist die durch die Bodenreibung verursachte Schubspannung nicht höhenkonstant, was eine Drehung des Windes mit der Höhe nach sich zieht. Hieraus resultiert die Ekman-Spirale. Die Ekman-Schicht reicht bis in eine Höhe von etwa 1 km. In der freien Atmosphäre ist die Schubspannung und damit auch der Reibungseinfluss vernachlässigbar. Hier weht ein Isobaren-paralleler geostrophischer Wind. Der Wind in der Ekman- und der Prandtl-Schicht kann gut mit dem geostrophischen Wind angenähert werden. Die freie Atmosphäre ist durch eine abschließende Inversion nach unten begrenzt. Aufgrund der großen Stabilität (Kapitel 2.2.4) werden Vertikalbewegungen der Luft aus der Grenzschicht in die freie Atmosphäre unterdrückt. Das *Entrainment* beschreibt Austauschprozesse zwischen der Ekman-Schicht und der freien Atmosphäre und sind eine Folge unterschiedlicher Turbulenz in diesen Schichten (Garratt, 1994; Träumner, 2010).

Die Grenzschicht ist aufgrund der Sonneneinstrahlung im Tagesgang teils großen Änderungen in ihrer vertikalen Erstreckung unterworfen. Dies stellt Abbildung 2.2 schematisch dar. Da die Erdoberfläche tagsüber erwärmt wird, kann sich Turbulenz ausbilden, die zu Konvektion führt. Diese konvektive Grenzschicht reicht vom Erdboden bis zur nach oben

abschließenden Inversion. Wenn nach Sonnenuntergang die Strahlungsbilanz negativ ist, entwickelt sich eine *stabile nächtliche Grenzschicht*, welche in ihrer Mächtigkeit nicht bis zur Inversionslage reicht. Als Folge davon resultiert eine Restschicht (Kraus, 2008; Stull, 1988).

## 2.2 Luftdruck und Wind

### 2.2.1 Kräfte in der Atmosphäre

Wind ist eine Folge von Kräften, die in der Atmosphäre wirken. Die für die Windentstehung wichtigsten Kräfte sind die *Druckgradientkraft*  $\vec{f}_p$  und die *Corioliskraft*  $\vec{f}_c$ .

$$\vec{f}_c = 2 \cdot \vec{\Omega} \times \vec{v} \quad (2.1)$$

$$\vec{f}_p = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p \quad (2.2)$$

Die Druckgradientkraft resultiert aus Druckdifferenzen in der horizontalen Verteilung des Luftdrucks  $\vec{\nabla} p$ . Ein Luftpaket, welches sich im Bereich höheren Luftdrucks befindet, ist stets versucht den Luftdruck auszugleichen und sich in Richtung des niedrigeren Drucks zu bewegen. Die Corioliskraft ist eine, bei bewegten Objekten durch die Rotation der Erde, auftretende Scheinkraft. Sie lässt Objekte auf der Nordhalbkugel eine Ablenkung nach rechts erfahren, auf der Südhalbkugel wirkt die Corioliskraft nach links ablenkend. Die Corioliskraft ist abhängig von der Geschwindigkeit  $\vec{v}$  des bewegten Objektes und des Breitengrades  $\varphi$ , da die Winkelgeschwindigkeit  $\vec{\Omega}$  der Erddrehung ebenfalls Breitengradabhängig wirkt. Mit der *Zentrifugalkraft*  $\vec{f}_z$ , der *Gravitationskraft*  $\vec{f}_g$  und der *Reibungskraft*  $\vec{f}_r$  existieren weitere für die Dynamik der Atmosphäre relevante Kräfte. Eine Bilanzierung der jeweiligen masselosen Kräfte führt nach Etling (2008) zu Gleichung 2.3, der *Navier-Stokes-Gleichung*, wobei mit  $\vec{f}_t = \frac{d\vec{v}}{dt}$  die Trägheitsbeschleunigung der Bewegung, mit  $\rho$  die Luftdichte und mit  $\vec{g}$  die Schwerebeschleunigung auf der Erde gegeben ist.

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -2 \cdot \vec{\Omega} \times \vec{v} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} + \vec{f}_r \quad (2.3)$$

$$\vec{f}_t = \vec{f}_c + \vec{f}_p + \vec{f}_g + \vec{f}_r \quad (2.4)$$

Da die Lösung der Navier-Stokes-Gleichung, einer nichtlinearen Differentialgleichung zweiter Ordnung, einen nicht unerheblichen Rechenaufwand mit vorhandenen Randbedingungen fordert, werden in der Meteorologie oft Annahmen getroffen, um Näherungen zu ermöglichen. Eine solche Näherung ist mit der *geostrophischen Windbeziehung* gegeben, welche auf der Grundlage von Gleichung 2.4 fußt. Diese zeigt das Kräftegleichgewicht, das man aus der Navier-Stokes-Gleichung ableiten kann.

### 2.2.2 Geostrophische Windbeziehung

Eine einfache Möglichkeit die Strömungsverhältnisse in der Atmosphäre, speziell in der freien Atmosphäre, zu beschreiben bietet sich durch die *geostrophische Windbeziehung*. Die Annahmen der Stationarität  $\partial\vec{v}/\partial t = 0$  und der horizontalen Homogenität  $\vec{v} \cdot \vec{\nabla} \vec{v} = 0$  lassen

sich durch eine Eulersche Zerlegung zur Trägheitsbeschleunigung  $f_t = d\vec{v}/dt = 0$  umformen. Der geostrophische Wind bezeichnet einen Wind, der im Gleichgewicht zwischen Coriolis- und Druckgradientkraft weht. In einer atmosphärischen Situation in der die Strömung geradlinig verläuft, entfällt der Zentrifugalterm  $\vec{f}_z$ . Steht die Strömung zudem nicht unter dem Einfluss der Reibung, wie dies in der freien Atmosphäre (Kapitel 2.1) gegeben ist, gilt  $\vec{f}_r = 0$  und damit

$$\vec{f}_c + \vec{f}_p = 0. \quad (2.5)$$

In Abbildung 2.3 ist dieses Kräftegleichgewicht dargestellt. Dessen Entstehung verdeutlicht der Verlauf der Abbildung 2.3. Zum Zeitpunkt *i*) unterliegt das Luftvolumen keiner Bewegung. Da  $\vec{f}_c(\vec{v}, \varphi)$ , bei kleinskaligen Änderungen der geographischen Breite, nur von der Geschwindigkeit  $\vec{v}$  abhängig ist, wirkt lediglich die Druckgradientkraft in Richtung des Druckgradienten (Gleichung 2.1). Das Luftpaket wird beschleunigt. Bei *ii*) befindet sich das Luftvolumen bereits in Bewegung. Die Corioliskraft wirkt senkrecht zur Bewegungsrichtung und auf der Nordhalbkugel nach rechts ablenkend, wodurch die resultierende Geschwindigkeit in Betrag und Richtung beeinflusst ist. In *iii*) stehen die Anteile der Corioliskraft und der Druckgradientkraft schließlich im Gleichgewicht. Als Ergebnis davon weht ein Isobaren-paralleler Wind, wobei der tiefere Luftdruck links zur Bewegungsrichtung liegt. Diese Gleichgewichtsströmung ist als geostrophischer Wind  $\vec{v}_g$  definiert.

### 2.2.3 Windprofile in der planetaren Grenzschicht

Die Anwendung der geostrophischen Windbeziehung in der freien Atmosphäre ist in guter Näherung zulässig. In der planetaren Grenzschicht aufgrund des Reibungseinflusses, allerdings nicht mehr. Die Reibungskraft nimmt zum Erdboden hin zu. Während in der Ekman-Schicht die Ekman-Spirale das vorherrschende Windprofil darstellt, gilt in der Prandtl-Schicht die Näherung des logarithmischen Windprofils.

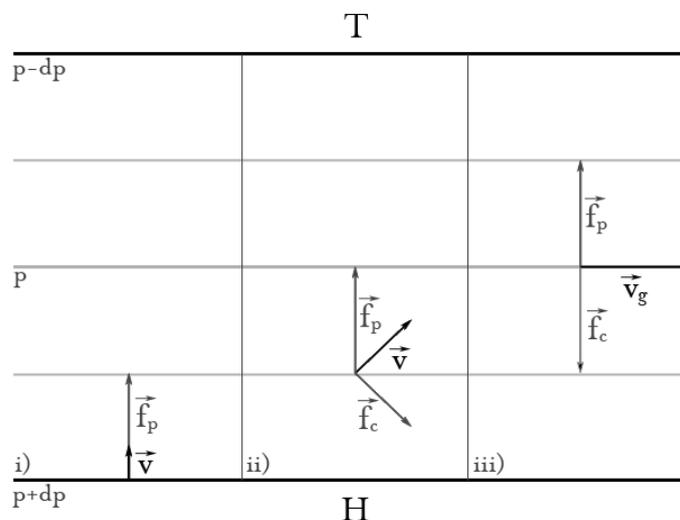
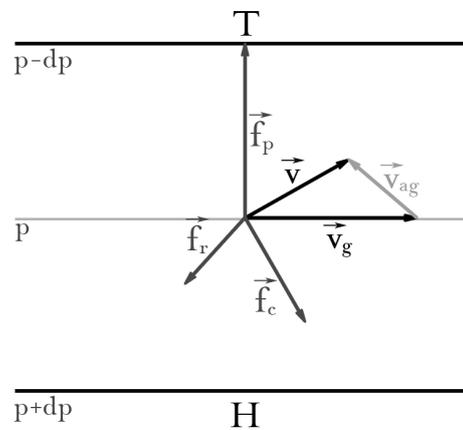


Abbildung 2.3: Die Entwicklung des geostrophischen Gleichgewichts. Erläuterungen siehe Text.

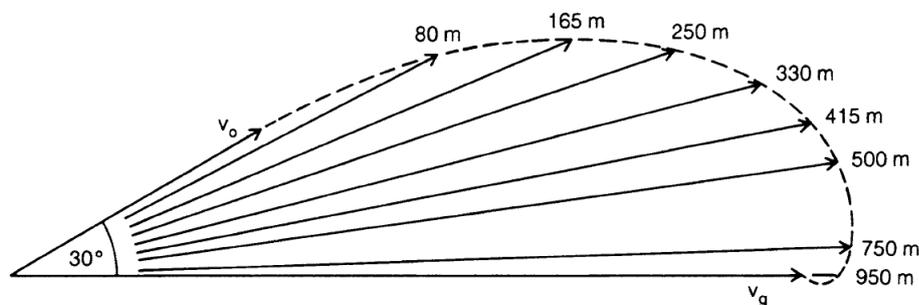
## Ekman-Spirale

Der zusätzliche Reibungseinfluss in der Ekman-Schicht ist in Abbildung 2.4 dargestellt. Die Reibungskraft  $\vec{f}_r$  wirkt dem Wind  $\vec{v}$  entgegen, wodurch dieser nicht mehr dem geostrophischen Wind  $\vec{v}_g$  entspricht. Per Definition steht die Corioliskraft  $\vec{f}_c$  senkrecht zum vorherrschenden Wind  $\vec{v}$ . Das Skalarprodukt zwischen der Reibungskraft und der Corioliskraft entspricht genau der Druckgradientkraft  $\vec{f}_p$ . Der Differenzwind zwischen dem geostrophischen Wind und dem wahren Wind, definiert man als die *ageostrophische Windkomponente*  $\vec{v}_{ag}$ . Diese steht senkrecht auf der Reibungskraft.

Je näher man sich an der Erdoberfläche befindet, umso stärker fällt die Reibungskraft ins Gewicht. Die Analyse der Abbildung 2.4 verdeutlicht, dass eine Zunahme der Reibungskraft eine Beeinflussung des vorherrschenden Windes in Betrag und Richtung hervorruft. Stellt man den tatsächlichen Wind mit einem



**Abbildung 2.4:** Kräftegleichgewicht zwischen der Druckgradientkraft  $\vec{f}_p$ , der Corioliskraft  $\vec{f}_c$  und der Reibungskraft  $\vec{f}_r$  in der Ekman-Schicht. Der vorherrschende Wind  $\vec{v}$  im Vergleich zum geostrophischen Wind  $\vec{v}_g$ .



**Abbildung 2.5:** Hodograph einer Ekman-Spirale. An den Enden der  $v$ -Vektorpfeile sind die zugehörigen Höhenmeter angegeben, (Roedel, 2000).

Höhenparameter dar, erhält man einen Hodographen (Abbildung 2.5). Der geostrophische Wind  $\vec{v}_g$ , welcher am oberen Ende der Ekman-Schicht vorzufinden ist, erfährt in niedrigeren Höhen eine Ablenkung nach links. Der Winkel zwischen dem Bodenwind  $\vec{v}_0$  und dem geostrophischen Wind  $\vec{v}_g$  unterscheidet sich je nach der Rauigkeit des Untergrunds. Nach Roedel (2000) treten bei einem flachen Gelände je nach Rauigkeit Winkel zwischen  $25^\circ$  und  $50^\circ$  auf. Bei glatten Oberflächen und damit einer geringen Rauigkeit, gibt es einen kleineren Reibungseinfluss, wodurch auch der Winkel kleiner ist. Bei einer glatten Meeresoberfläche liegt der Winkel zwischen  $15^\circ$  und  $30^\circ$ .

### Logarithmisches Windprofil

An der Untergrenze der Prandtl-Schicht beträgt die Windgeschwindigkeit aufgrund der Haftreibungsbedingung  $v = 0 \text{ m s}^{-1}$ . Die Abnahme des Reibungseinflusses mit der Höhe resultiert in einer Zunahme der Windgeschwindigkeit (Stull, 1988). Diese Zunahme lässt

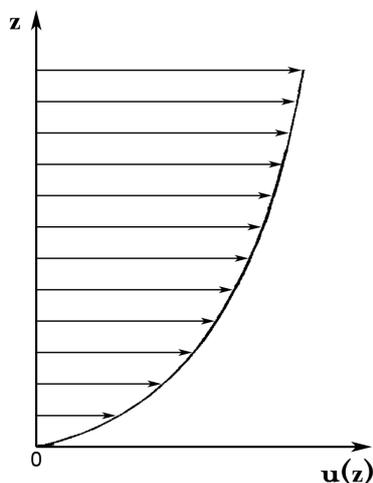


Abbildung 2.6: Das logarithmische Windprofil in der Prandtl-Schicht.

sich in guter Näherung mit einem Logarithmus annähern. Die Windrichtung ändert sich in der Prandtl-Schicht mit der Höhe nicht. Die Untergrenze der Prandtl-Schicht muss nicht zwingend bei  $z_0 = 0 \text{ m}$  liegen. In Abhängigkeit zur Beschaffenheit des Erdbodens ist die *Rauigkeitslänge* definiert (Foken, 2006). Bewuchs wie zum Beispiel Wald kann nicht einfach durchströmt werden und verändert somit die Strömungsbedingungen in der Prandtl-Schicht. Die Rauigkeitslänge ist abhängig von der Rauigkeit der Erdoberfläche und ein Maß für die Turbulenz im Strömungsfeld. Aufgrund des Bewuchses ergibt sich zudem ein Versatz, um welchen das logarithmische Windprofil nach oben verschoben ist. Dieser Versatz ist durch die *Verdrängungshöhe* gegeben. (Erisman und Draaijers, 2003).

### 2.2.4 Atmosphärische Stabilität

Die Stabilität einer Schichtung beschreibt, wie stark ein Luftpaket vertikal beschleunigt werden kann. Die atmosphärische Schichtung ist charakterisiert durch den vertikalen Temperaturgradienten. Eine labile Schichtung liegt beispielsweise an Sommertagen vor, wenn der Erdboden durch die Sonne erwärmt wird. Luftschichten nahe des Erdbodens erfahren durch die Abstrahlung der Erdoberfläche eine Erwärmung. Bei einer Anhebung eines Luftpakets kühlt dieses mit dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten  $\Gamma_d = -\frac{g}{c_p} = -9,81 \text{ K km}^{-1}$  ab. Durch den bei labiler Schichtung größeren Temperaturgradienten  $\Gamma_l > \Gamma_d$  ist das Luftpaket wärmer und damit weniger dicht als die Umgebungsluft und steigt weiter auf. Nachts kühlen die bodennahen Luftschichten stärker aus, wodurch sich ein Temperaturgradient  $\Gamma_s < \Gamma_d$  einstellt. Bei einer trockenadiabatischen Abkühlung durch Anheben ist die Luft folglich kälter und dichter als die Umgebungsluft. Daher kehrt sie in ihre Ausgangslagen zurück. Eine neutrale Schichtung liegt genau dann vor, wenn der vorliegende Temperaturgradient dem trockenadiabatischen entspricht. Ein ausgelenktes Luftpaket wird nach der Auslenkung keiner weiteren Bewegung ausgesetzt.

## 2.3 Windsysteme

### 2.3.1 Windsituation im Untersuchungsgebiet

Das Versuchsgebiet in Hatzenbühl, wie auch der Messmast des KIT Campus Nord, auf dessen Daten im Verlauf der Arbeit zurückgegriffen wird, befinden sich im Rheingraben. Dieses

flache und breite Tal besitzt, bedingt durch die Topographie, eine starke Einwirkung auf das Strömungsfeld. Nach Vogel (1987) existiert ein Kanalisierungseffekt der von mehreren Faktoren abhängt. Das Tal muss eine gewisse Breite aufweisen, damit sich der Kanalisierungseffekt ausbreiten kann. Eine stärkere Hangneigung verstärkt diesen Effekt. Außerdem spielt für das Zustandekommen des Kanalisierungseffekts die Corioliskraft eine entscheidende Rolle. Selbst bei kleiner horizontaler Erstreckung bewirkt eine Verringerung der Geschwindigkeitskomponente quer zum Tal eine Verstärkung der Geschwindigkeitskomponente parallel zum Tal.

In Kalthoff und Vogel (1992) wurden Winddaten mit einer östlichen geostrophischen Grundanströmung des 200 m Messmastes am KIT in einem Zeitraum von 16 Jahren ausgewertet. Es wurden numerische Simulationen durchgeführt, um den Kanalisierungseffekt zu analysieren. Hierbei konnte in den untersten 200 m der Atmosphäre eine Winddrehung von über  $100^\circ$  festgestellt werden. Die Kanalisierung tritt vor allem bei einer vorherrschenden stabilen Schichtung auf. In nur 4 % der Fälle in denen der Kanalisierungseffekt beobachtet werden konnte, lag eine labile atmosphärische Schichtung vor. Außerdem darf das Windergebnis eine nicht zu große Windgeschwindigkeit aufweisen. In 66 % der beobachteten kanalisierten Strömungen war die Windgeschwindigkeit kleiner  $3 \text{ m s}^{-1}$ .

Schwache bodennahe Winde im Einzugsbereich eines Tales werden bei stabiler Schichtung durch die Effekte der Kanalisierung und der Gegenströmung in Talrichtung gedreht (Abbildung 2.7). Durch die Entkopplung der Bodenströmung von der geostrophischen Anströmung bei stabiler Schichtung folgt der Bodenwind dem anliegenden Druckgradienten in Talrichtung. In Bild i) folgt durch den Kanalisierungseffekt aus einer westlichen geostrophischen Anströmung  $\vec{v}_g$  eine südliche Bodenströmung  $\vec{v}_b$ , entlang des Druckgradienten. In ii) wird die nordöstliche geostrophische Anströmung in eine bodennahe Gegenströmung gedreht, welche ebenfalls im Tal entlang des Druckgradienten strömt.

### 2.3.2 Grenzschichtstrahlstrom

Ein *Strahlstrom* bezeichnet im Allgemeinen ein Starkwindband, welches sich durch das Aufeinandertreffen stark unterschiedlich temperierter Luftmassen und der damit verbun-

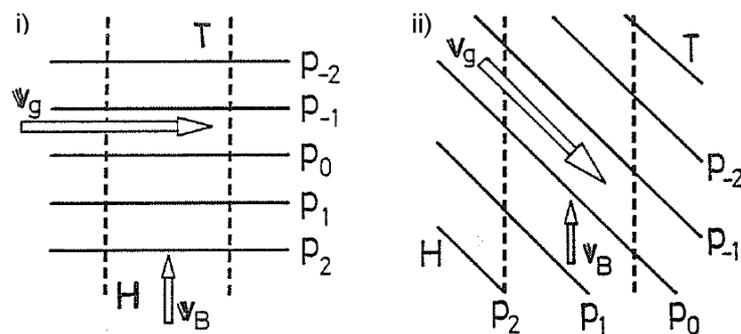
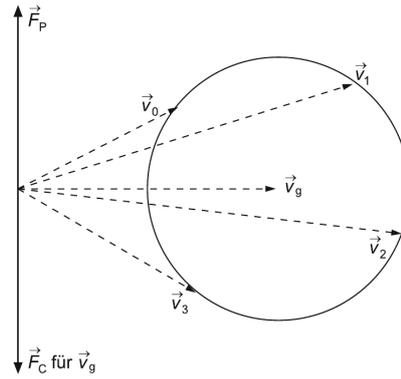


Abbildung 2.7: Schematische Darstellung der Effekte der Kanalisierung (i) und des Gegenstromes (ii), (Vogel, 1987).



**Abbildung 2.8:** Wind  $\vec{v}_i$  in der Restschicht beschreibt zu verschiedenen Zeiten ( $i = 0, 1, 2, 3,$ ) einen Trägheitskreis (Kraus, 2008).

denen Baroklinität<sup>2</sup> ausprägt. Dieser Effekt tritt zum Beispiel nahe der Polar-Front oder in den Subtropen auf (Kraus, 2004). Bei einem Grenzschichtstrahlstrom handelt es sich nicht per se um einen Wind, welcher durch Baroklinität verursacht ist. Nach Blackadar (1957) kann ein Strahlstrom auch aus einer Trägheitsschwingung heraus entstehen, wie sie beispielsweise beim Abkühlen am Abend in der Restschicht (Abbildung 2.2) auftritt. Ein nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom tritt in etwa 10 % aller Nächte auf (Kottmeier, 1982). Tagsüber liegt eine Gleichgewichtsströmung, wie sie in Abschnitt 2.2.3 diskutiert wurde, vor. Zusätzlich zur Corioliskraft  $\vec{f}_c$  und zur Druckgradientkraft  $\vec{f}_p$  wirkt die Reibungskraft  $\vec{f}_r$  und lenkt den geostrophischen Wind  $\vec{v}_g$  ab.

$$\vec{f}_c + \vec{f}_p + \vec{f}_r = 0 \quad (2.6)$$

Entfällt in der Residualschicht die Reibungskraft wird dieses Gleichgewicht gestört und es existiert bei einem konstanten geostrophischen Wind  $\vec{v}_g$  eine ageostrophische Windkomponente  $\vec{v}_{ag}$ , welche nach Kraus (2008) durch Gleichung 2.7 gegeben ist.

$$\frac{d\vec{v}_{ag}}{dt} = -f\vec{k} \times \vec{v}_{ag} \quad (2.7)$$

Der Coriolisparameter  $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin(\varphi)$  beinhaltet hierbei die Breitenabhängigkeit der Corioliskraft,  $\vec{k}$  verkörpert die zur Erdoberfläche senkrecht stehende Koordinatenachse. Gleichung 2.7 ist eine Differentialgleichung zweiter Ordnung und besitzt nach Einsetzen der Randbedingungen die Lösung einer Kreisbewegung.

Abbildung 2.8 stellt diese Lösung für verschiedene Zeitpunkte  $i$  schematisch dar. Bei  $i = 0$  und  $i = 3$  ist die Windgeschwindigkeit kleiner als die des geostrophischen Windes, zu den Zeitpunkten  $i = 1$  und  $i = 2$  weht jedoch ein im Vergleich zur geostrophischen Beziehung stärkerer Wind. In Blackadar (1957) wird davon ausgegangen, dass diese Trägheitsschwingung bereits knapp oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht auftritt. Die Schwingungsdauer eines Kreisumlaufs ist mit  $\tilde{t}(\varphi = 49^\circ) = 2\pi/f = 12 \text{ h} / \sin(\varphi) \approx 15,7 \text{ h}$  gegeben. Demnach ist es möglich, dass während des Großteils einer Nacht ein stärkerer Wind weht,

<sup>2</sup>Baroklinität herrscht dann vor, wenn eine zum Druckgradienten senkrechte Komponente des Temperaturgradienten existiert. Dies führt zu einer Änderung des geostrophischen Winds mit der Höhe. Der Differenzwind des geostrophischen Winds in zwei verschiedenen Höhenniveaus ist der thermische Wind.

als dies durch die geostrophische Windbeziehung erklärt werden kann. In einer Messkampagne im Oktober 2009 wurde eine Vielzahl von nächtlichen Grenzschichtstrahlströmen statistisch auf ihre Charakteristika untersucht (Banta et al., 2002). Die meisten nächtlichen Grenzschichtstrahlströme traten in einer Höhe um 100 m über Grund auf und wiesen Windgeschwindigkeiten zwischen  $7 \text{ m s}^{-1}$  und  $10 \text{ m s}^{-1}$  auf.

## 2.4 Messung des Windes

Es existieren mehrere Messprinzipien zur Erfassung des Windes (Foken, 2006). Treibt der Wind eine Rotationsbewegung an, so kann aus der Rotationsgeschwindigkeit auf die Windgeschwindigkeit geschlossen werden. Ein Schalenstern- oder Propelleranemometer ist nach diesem Prinzip konstruiert. Das *Schalensternanemometer* besteht aus meist drei (oft auch vier) Schalen, welche im Kreis angeordnet sind. Da die konkave Seite einen größeren Luftwiderstand erzeugt als die konvexe, wird das Anemometer in Bewegung versetzt. Kleine Windgeschwindigkeiten von  $0,1 \text{ m s}^{-1}$  bis  $0,3 \text{ m s}^{-1}$  können mit diesem Messgerät, aufgrund von Trägheitseffekten, meist nicht erfasst werden. Ein Schalensternanemometer kann die horizontale Windgeschwindigkeit bestimmen, die Windrichtung muss mit einem weiteren Instrument, beispielsweise mit einer Windfahne bestimmt werden. Diese richtet sich nach der Strömungsrichtung aus und gibt die Windrichtung an. Das *Propelleranemometer* besteht aus einem Propeller, welcher eine Windgeschwindigkeitskomponente bestimmen kann. Durch die Anordnung von zwei, beziehungsweise drei senkrecht zueinander stehenden Propelleranemometern, kann der horizontale beziehungsweise der dreidimensionale Windvektor ermittelt werden. Auch hier existieren Trägheitseffekte, welche eine Messung sehr kleiner Windgeschwindigkeiten erschweren. Bei einer Abtastfrequenz zwischen  $0,5 \text{ Hz}$  bis  $1 \text{ Hz}$  sind Turbulenzuntersuchungen mit dem Schalenstern- oder Propelleranemometer nur eingeschränkt möglich. Ein *Ultraschallanemometer* beruht auf dem Messprinzip von Laufzeitdifferenzen bei der Schallausbreitung. In zwei Ebenen sind jeweils drei Sender- und Empfängerpaare so angeordnet, dass sie im Gesamten den dreidimensionalen Windvektor bestimmen können. Entlang einer Messstrecke wird ein Ultraschallsignal in beide Richtungen ausgesandt und empfangen. Ist die Windgeschwindigkeit in Ausbreitungsrichtung des Signals orientiert, nimmt die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Signals zu. Bei einer umgekehrten Orientierung nimmt die Ausbreitungsgeschwindigkeit folglich ab. Aus der Laufzeitdifferenz der beiden Signale kann man mit Hilfe der Schallgeschwindigkeit die Windgeschwindigkeit ermitteln. Bei diesem Messprinzip treten keine Trägheitseffekte auf, wodurch es sich auch für Messungen kleiner Windgeschwindigkeiten eignet, außerdem liefert es mit einer Abtastrate von etwa  $20 \text{ Hz}$  hochfrequente Messergebnisse, welche auch für Turbulenzuntersuchungen geeignet sind. Bei diesem Messprinzip treten Umströmungseffekte an den Haltestreben und Schallwandlern auf, welche das Messergebnis verfälschen (Wieser et al., 2001).

Die Untersuchung von ganzen Windfeldern kann mit Fernerkundungsmethoden vorgenommen werden. Beispiele hierfür sind *Radar*, *Lidar* und *Sodar*. Die Funktionsweise des Radar (Radiation Detection and Ranging) gleicht dem des Lidar (Light Detection and

Ranging), nur dass sich die Wellenlänge der ausgesendeten Strahlung unterscheidet. Bei einem Radar liegt die verwendete Wellenlänge zwischen 1 cm und 50 cm während das Lidar optische Strahlung im Bereich zwischen 1  $\mu\text{m}$  und 2  $\mu\text{m}$  verwendet. Das Prinzip des Lidars ist ausführlich in Kapitel 3.2 erläutert. Das Sodar (Sound Detection and Ranging) dagegen sendet ein akustisches Signal aus und analysiert das rückgestreute Signal. Durch eine Frequenzverschiebung ähnlich zum Lidar kann das Windfeld der unteren Atmosphärenschichten zwischen 200 m und 500 m bestimmt werden (Martens, 2006). Dieses Messprinzip ist anfällig gegenüber akustischen Störquellen.

## Kapitel 3

# Grundlagen der Lidar-Technologie

Lidar (Light Detection and Ranging) ist im Vergleich zu den in Abschnitt 2.4 beschriebenen Messmethoden eine relativ junge Technologie zur Windmessung. Im Gegensatz zum Radar sendet ein Lidar jedoch Licht anstatt von Radiowellen aus. Aufgrund der, im Vergleich zum Radar, geringeren Wellenlänge können Aerosole in der Atmosphäre aufgelöst werden und als Streuer fungieren. Aerosole haben im Vergleich zu beispielsweise Regentropfen keine Eigenbewegung und bewegen sich mit der umgebenden Luft mit. Unter dieser Annahme kann man über die mit dem Lidar gemessene Doppler-Verschiebung auf die Geschwindigkeit des Aerosols und damit auf die Windgeschwindigkeitskomponente in Strahlrichtung des Luftvolumens schließen, (Grund et al., 2001).

### 3.1 Funktionsweise eines Festkörper-Lasers

Ein Laser ist das zentrale Bauteil eines Lidars. Das Akronym *Laser* bildet sich aus den Anfangsbuchstaben der Bezeichnung *Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation* und beschreibt die Verstärkung von Licht durch die stimulierte Emission von Strahlung.

#### 3.1.1 Funktionsweise eines Lasers

Trifft ein Photon mit einer ausreichend großen Energie  $h\nu$  auf ein Atom, können verschiedene Effekte auftreten, so auch die *stimulierte Emission*. Beispielsweise kann ein Photon der Energie  $h\nu = E_2 - E_1$  auf ein Atom in einem angeregten Zustand  $E_2$  treffen und das Atom zur Emission eines Photons der selben Richtung, Frequenz und Phase anregen, (Tipler, 2000). Das Atom geht durch die Emission eines Photons in ein tieferes Energieniveau  $E_1$  über, welches auch sein Grundzustand sein kann. Im Gegensatz dazu wechselt das Atom bei der Absorption eines Photons in ein höheres Energieniveau  $E_2$ . Wird ein ganzes System von Atomen, zum Beispiel ein Kristall, zur stimulierten Emission angeregt, sind die vom Kristall emittierten Lichtwellen miteinander in Phase und damit *kohärent*.

Der Kristall muss in ein höheres Energieniveau gebracht werden. Diese Anregung wird durch das *optische Pumpen* realisiert. Durch eine externe intensive Strahlung, beispielsweise durch eine CW-Diode, werden die Atome in höhere Energiezustände überführt. Befinden

sich mehr Atome in einem angeregten Zustand als im Grundzustand, liegt eine *Besetzungsinversion* vor. Für die Funktion des Laser ist die Besetzungsinversion notwendig. Die Emission von Photonen durch Atome im höheren Energieniveau überwiegt dann die Absorption von Photonen durch Atome im Grundzustand. Ab Erreichen der Besetzungsinversion ist ein Überschuss von Photonen vorhanden.

Der Kristall befindet sich im Laser zwischen zwei Resonatorspiegeln, von denen einer halbdurchlässig, der andere hochreflektierend ist. Dadurch wird ein großer Laufweg der zur stimulierten Emission anregenden Photonen durch den Kristall bewerkstelligt. Über die stimulierte Emission strahlen die Atome einen Lichtstrahl diskreter Wellenlänge ab, der durch den halbdurchlässigen Spiegel aus dem System austreten kann.

Nach Halliday et al. (2006) gibt es wichtige Eigenschaften von Laserlicht: Laserlicht ist nahezu monochromatisch und kohärent, hochgradig gerichtet und kann sehr scharf fokussiert werden.

In dem IMK-Lidar „HYB“ ist ein Festkörper-Laser mit Terbium-Ionen dotiertem Lutetium-Aluminium-Granat (Tm:LuAG), im IMK-Lidar „WTX“ ein mit Eritium Ionen dotiertem Yttrium-Aluminium-Granat (Er:YAG) als aktives Material integriert.

### 3.1.2 Gepulster Laser

Bei einem kontinuierlich betriebenen Laser, wird die Besetzungsinversion über die Zeit aufrecht erhalten (Continuous Wave, CW). Als Folge tritt ein andauerndes Lichtsignal aus dem Laser aus. Bei einem gepulsten Laser hingegen wird das Pumpen regelmäßig unterbrochen. So ist es möglich, definiert durch die Pump- und Wartezeit, Pulse bestimmter Breite und Wiederholfrequenz zu erhalten. Durch das Pulsen eines Laser kann man beispielsweise in der Messtechnik mittels des Laufzeitverfahren auf die Entfernung eines Objektes, oder durch den Doppler-Effekt (Kapitel 3.2.1) auf Geschwindigkeiten von bewegten Objekten schließen. Es besteht die Möglichkeit ein Lidar auch mit einem CW-Laser zu betreiben. Nach Werner (2005) ist dies jedoch nur im Laborbetrieb sinnvoll, da ein solches Lidar in der Atmosphäre nur schwer anwendbar ist.

## 3.2 Funktionsweise eines Doppler-Lidars

### 3.2.1 Doppler-Effekt

Der Lichtpuls, den ein Lidar aussendet, bewegt sich mit Lichtgeschwindigkeit  $c = 2,998 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$  fort (Meschede, 2010). Ein Teil des Lichts wird an Aerosolteilchen in der Atmosphäre reflektiert. Für ein Aerosolpartikel wird die Annahme getroffen, dass es sich mit dem umgebenden Luftvolumen mit bewegt und daher die Windgeschwindigkeit  $\vec{v}$  repräsentiert. Ist die Windgeschwindigkeit  $\vec{v} \neq 0$ , so tritt wegen des Doppler-Effekts eine Frequenzverschiebung auf, welche der Teilchengeschwindigkeit proportional ist (Bergmann und Schäfer, 1998). Daher lässt sich aus der Frequenzverschiebung die Windgeschwindigkeitskomponente in Strahlrichtung  $v_r$  (Radialgeschwindigkeit) ableiten.

Die Frequenz des ausgesendeten Lichts  $f_0 = \frac{c}{\lambda_0}$  erfährt nach Halliday et al. (2006) beim Auf-

treffen auf ein sich bewegendes Aerosolpartikel eine Dopplerverschiebung von  $\Delta f = \frac{v_r}{c}$ . Das bewegte Aerosolpartikel reflektiert das Licht und strahlt Teile davon zurück zum Lidar. Auf dem Rückweg tritt aufgrund der gleichen Relativgeschwindigkeit zwischen Sender und Empfänger, die gleiche Dopplerverschiebung nochmals auf.

$$\Delta f_{ges} = 2 \cdot \Delta f = 2 \cdot \frac{v_r}{c} \quad (3.1)$$

Folglich gilt für die Frequenz des zurückgestreuten Lichts am Ort des Lidars:

$$f = f_0 \cdot (1 + \Delta f_{ges}) = f_0 \cdot (1 + 2 \cdot \Delta f) = f_0 \cdot \left(1 + 2 \cdot \frac{v_r}{c}\right) \quad (3.2)$$

Die Ermittlung von  $v_r$  folgt direkt aus der Dopplerverschiebung:

$$v_r = -\frac{1}{2} \cdot \frac{c \cdot \Delta f}{f_0} \quad (3.3)$$

Eine Bewegung des Aerosolpartikel auf das Lidar zu, wird durch eine negative Radialgeschwindigkeit  $-v_r$  gekennzeichnet. Daraus ergibt sich eine positive Frequenzverschiebung  $+\Delta f$ . Umgekehrt dazu erhält man für eine positive Radialgeschwindigkeit  $+v_r$ , bei einer Bewegung vom Lidar weg, eine negative Frequenzverschiebung  $-\Delta f$ .

Bei den Windtracer-Geräten, die in dieser Arbeit verwendet werden, entspricht die Dopplerverschiebung um einen Wert von 1 MHz ziemlich genau einer Änderung der Radialgeschwindigkeit von  $-1 \text{ m s}^{-1}$ .

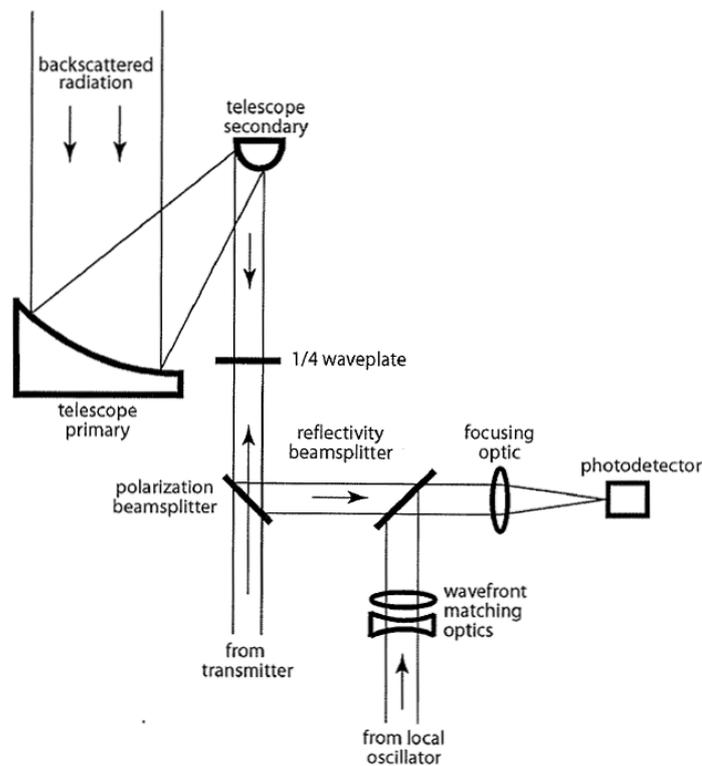


Abbildung 3.1: Schematischer Aufbau eines Lidar-Empfängers, (Wulfmeyer et al., 2003).

### 3.2.2 Aufbau und Funktion des Lidars

Im Empfänger eines Doppler-Lidars kommt üblicherweise ein Teleskop zum Einsatz, das sowohl zur Detektion des Rückstreusignals der Atmosphäre als auch zur Aussendung des Laserlichts geeignet ist. Der Aufbau in Abbildung 3.1 entspricht einem solchen Empfänger. Über das primäre und sekundäre Teleskop (telescope primary and telescope secondary) wird sowohl der Laserstrahl in die Atmosphäre ausgesendet, als auch das zurückgestreute Signal zum Empfänger geleitet. Daher ist es notwendig das aufgenommene Licht vom ausgesendeten Signal zu separieren (Grund et al., 2001). Diese Trennung übernimmt ein Strahlteiler (polarization beamsplitter) den lediglich linear polarisiertes Licht passieren kann. Die Wellenplatte (1/4 waveplate) versetzt das vom Transmitter ausgesendete, linear polarisierte Licht in eine zirkulare Polarisation. Das zurückgestreute Eingangssignal weist beim Auftreffen auf den Strahlteiler ebenfalls eine zirkulare Polarisation auf und wird gespiegelt, anstatt diesen zu passieren. Durch die Mechanismen des Doppler-Effekts erfährt das zurückgestreute Signal eine Frequenzverschiebung. Aus der Mischung des Rückstreusignals mit der Referenzwelle des lokalen Oszillators (local oscillator) durch einen Strahlteiler (reflectivity beamsplitter) resultiert lediglich das Differenzsignal beider Wellen. Eine Auswertung des vom Photodetektor aufgenommenen Signals lässt also direkte Rückschlüsse auf die durch den Doppler-Effekt verursachte Frequenzverschiebung zu. Dieses Verfahren wird in der Optik durch die *heterodyne Detektion* beschrieben (Fried, 1967). Durch einen Scanner, eine bewegliche Einheit die an das Teleskop anschließt, ist es möglich, das Lidar in eine nahezu beliebige Richtung blicken zu lassen.

### 3.2.3 Signalverarbeitung

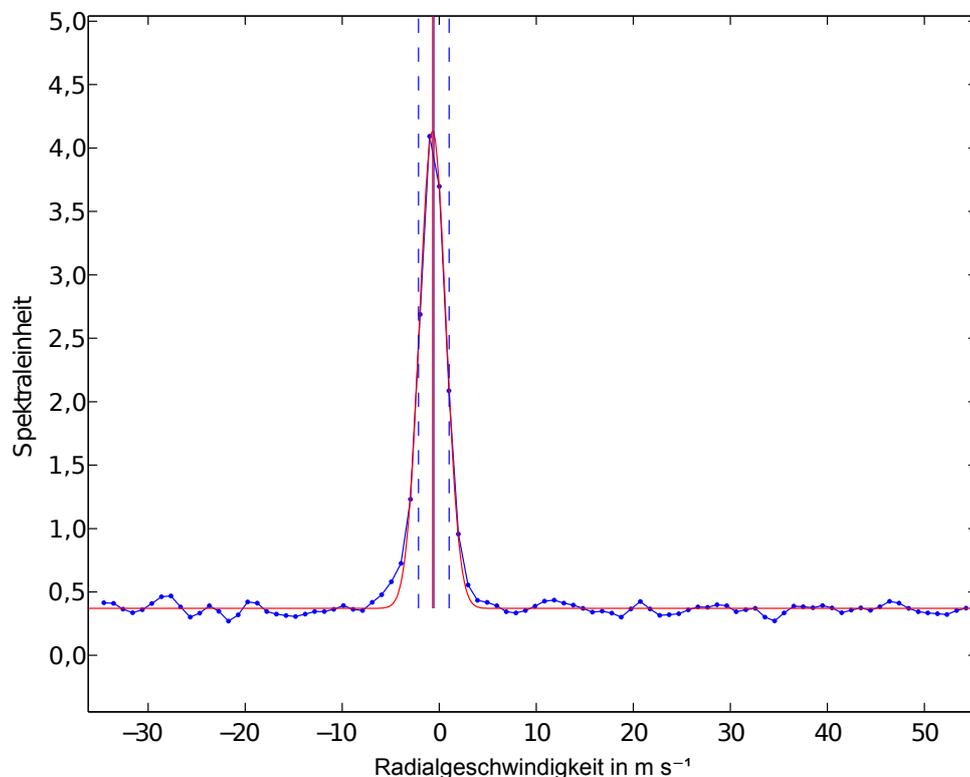
Der Verarbeitung des vom Lidar-Empfänger aufgenommenen Signals wird direkt von den Auswertecomputern im Lidar durchgeführt. Die Lidargeräte liefert eine Vielzahl an Messwerten. In dieser Arbeit relevante Größen sind die Radialgeschwindigkeit  $v_r$  und das Signal-Rausch-Verhältnis  $SNR$  (signal to noise ratio). Während ersteres die vom Lidar gemessene Geschwindigkeitskomponente in Strahlrichtung beschreibt, stellt letzteres ein Maß für die Qualität des Messwertes dar. Die Bestimmung beider Werte erfolgt aus dem Frequenzspektrum.

Mit einem ausgesendeten Lichtpuls können bis zu 20.000 Messwerte aufgezeichnet werden. Diese besitzen eine räumliche Auflösung von 0,6 m. Die verwendete Gesamtzahl der abgetasteten Messwerte legt zudem die maximale Reichweite der Lidarmessung fest. Mit den genannten Zahlen ist eine Messung bis 12 km Entfernung möglich. Ein *Abstandsintervall* (englisch: Rangepate, RG) fasst eine bestimmte Anzahl von Messwerten zusammen. Der Parameter „samples per gate“ legt die Anzahl der Messwerte fest, welche in ein Abstandsintervall einfließen. Für diese Werte wird eine *Fast-Fourier-Transformation* (FFT) durchgeführt. Damit werden die Daten in ein Frequenzspektrum überführt. Üblicherweise fasst ein Abstandsintervall zwischen 48 und 256 Messwerte zusammen. Je mehr Werte ein Abstandsintervall umfasst, desto geringer ist die resultierende räumliche Auflösung der Messung. Diese Arbeit basiert auf Messdaten, die mit 60 Messwerten pro Abstandsintervall prozes-

siert wurden und damit eine räumliche Auflösung von 36 m in Strahlrichtung aufweisen. Durch eine zeitliche Mittelung über 50 bis 75 Pulse lässt sich das Rauschen minimieren. Die weiteren Daten werden aus dem gemittelten Spektrum ermittelt. Aus messtechnischen Gründen ergibt sich für das erste Abstandsintervall ein Offset von etwa 350 m. Bis zu dieser Entfernung zum Lidar sind keine Messungen möglich.

### Ermittlung der Radialgeschwindigkeit

In den meisten Fällen entspricht die Verteilung des Frequenzspektrums der einer Gaußschen Glockenkurve. Das Maximum dieser Kurve gibt die mittlere Windgeschwindigkeit in dem ausgemessenen Luftvolumen an. Ein solches Spektrum ist in Abbildung 3.2 dargestellt. Auf der Abszisse ist die Radialgeschwindigkeit in  $\text{m s}^{-1}$ , auf der Ordinate eine lineare Spektraleinheit aufgetragen. Die blaue Kurve zeigt die durch das Lidar gemessenen Geschwindigkeiten, die rote Kurve die Annäherung an eine Gaußsche Glockenkurve. Beide Kurven sind ähnlich und geben das selbe Maximum von  $v_{max} = -0,68 \text{ m s}^{-1}$  wieder. Dieser Wert wird als Radialgeschwindigkeit  $v_r$  ausgegeben.



**Abbildung 3.2:** Darstellung eines Geschwindigkeitsspektrums. Die blaue Kurve stellt Messwerte des Lidars dar, die rote Kurve eine den Werten entsprechende Gaußsche Glockenkurve. Die Maxima beider Kurven sind durch eine senkrechte Linie gekennzeichnet. Die blauen strichlierten Linien markieren einen 6 MHz Frequenzbereich um das gemessene Maximum.

## Ermittlung des Signal-Rausch-Verhältnisses

Die Bestimmung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses  $SNR$  erfolgt über einen automatischen Algorithmus in einem 6 MHz Frequenzbereich um das Maximum der Kurve (blaue, strichlierte Linien), (Träumner, 2010). Die Werte, welche größer Null sind werden mit denen, die kleiner Null sind ins Verhältnis gesetzt. Dieses Verhältnis ergibt das  $SNR$  und ist ein Maß für die Güte der Messung. Während große Werte eine gute Messqualität aufzeigen, werden kleine Werte des  $SNR$  als Filterungsgrundlage verwendet.

### 3.2.4 Eigenschaften

Die Lidargeräte WindTracer Next Generation (WTX) und Hybrid (HYB) der Produktionsfirma Lockheed Martin sind in ihrer Bauart sehr ähnlich. Das KIT hat das HYB im Jahr 2004 und das WTX im Jahr 2009 erworben. Während das WTX bei einer Wellenlänge von  $\lambda_{WTX} = 1,617 \mu\text{m}$  und einer Pulsfrequenz von  $f_{pls,WTX} = 750 \text{ Hz}$  misst, verwendet das HYB einen Laser der Wellenlänge  $\lambda_{HYB} = 2,023 \mu\text{m}$  und der Pulsfrequenz  $f_{pls,HYB} = 500 \text{ Hz}$ . Beide Systeme sind mit dem gleichen Scanner ausgestattet, der den oberen Halbraum abdeckt. Die Elevation  $\varphi_{el}$  kann zwischen  $-5$  und  $185^\circ$ , der Azimut  $\varphi_{az}$  zwischen  $0$  und  $360^\circ$  eingestellt werden. Die maximale Einstellgeschwindigkeit des Scanners beträgt  $v_\varphi = 20^\circ \text{ s}^{-1}$ . Die Blickweite der Systeme hängt zum einen von den Voraussetzungen in der Atmosphäre, zum anderen von der Messparameterkonfiguration, wie der zeitlichen und horizontalen Messauflösung ab. Typische Reichweiten liegen bei  $d_{typ,WTX} = 8 \text{ km}$  und  $d_{typ,HYB} = 6 \text{ km}$ . Unter optimalen atmosphärischen Bedingungen, das heißt eine großen Sichtweite und einer ausreichend großen Zahl von Aerosol, bei einer Messung mit geringer zeitlicher und räumlicher Auflösung sind Reichweiten bis zu  $d_{max,WTX} = 12 \text{ km}$  und  $d_{max,HYB} = 10 \text{ km}$  möglich. Die Messfrequenz  $f_t$  kann bei beiden Geräten auf  $f_{t,max} = 10 \text{ Hz}$  eingestellt werden. Für Turbulenzuntersuchungen in der Grenzschicht ist dies notwendig. Für Untersuchungen mit großem Abstand zum Lidar wählt man üblicherweise eine Frequenz von etwa  $f_t = 1 \text{ Hz}$ . Das Messprinzip der Lidargeräte heterodyner Detektion ist an das Vorhandensein von Aerosolpartikeln geknüpft. In der planetaren Grenzschicht sind Aerosolpartikeln in ausreichender Zahl vorhanden, hier stellt eine Messung meist kein Problem dar. In der freien Atmosphäre dagegen ist eine Messung oft nicht möglich, da zu wenig Aerosole vorhanden sind (Irgang et al., 2002).

**Tabelle 3.1:** Spezifische Werte für die Eigenschaften des WTX- und des HYB-Lidar.  $\lambda$  und  $f$  beschreiben Wellenlänge und Frequenz des Laserpulses,  $\varphi_{az}$  und  $\varphi_{el}$  den maximalen Scanbereich des Azimut- und Elevationswinkels,  $v_\varphi$  die maximale Scannergeschwindigkeit und  $d_{max}/d_{typ}$  die maximale/typische Reichweite.

Lidar	$\lambda \mu [\text{m}]$	$f_{pls} [\text{Hz}]$	$\Delta\varphi_{az} [^\circ]$	$\Delta\varphi_{el} [^\circ]$	$v_\varphi [^\circ/\text{s}]$	$d_{max} [\text{km}]$	$d_{typ} [\text{km}]$	$f_t [\text{Hz}]$
WTX	1,617	750	190	360	20,0	12,0	8,0	10
HYB	2,023	500	190	360	20,0	10,0	6,0	10

### 3.2.5 Weitere Lidar-Typen

#### Raman-Lidar

Die Raman-Streuung beschreibt einen molekularen inelastischen Streuprozess. Das rückgestreute Licht weist hierbei im Vergleich zum eingestrahltene eine Frequenzverschiebung auf (Ansmann et al., 1990). Der Betrag der Frequenzdifferenz hängt von der Schwingungsenergie des streuenden Moleküls ab. Durch die Analyse des Rückstreusignals kann man Rückschlüsse über die Zusammensetzung der Atmosphäre liefern, beispielsweise können mit einem Raman-Lidar Studien über Wasserdampf- oder Aerosolverteilungen durchgeführt werden (Whiteman et al., 1992).

#### Rayleigh-Lidar

Das Rayleigh-Lidar kann nach Thayer et al. (1997) durch den Effekt der Rayleigh-Streuung Moleküle, wie zum Beispiel Wasser, und durch den Mie-Effekt Aerosole bis in große Höhen von etwa 15 km bis 90 km detektieren und analysieren. Das vom Lidar ausgesendete Licht wird von Wasserdampf oder Aerosolen elastisch gestreut. Dieses Lidar dient oft als Messgerät zur Bestimmung der Wolkenuntergrenzen, mittleren Temperaturprofilen und Aerosolanalysen in der Atmosphäre.

#### Direkte Detektion

Die direkte Detektion beschreibt ein alternatives Messprinzip der Frequenzverschiebung, welche durch die Bewegung der Luft verursacht wird. Während die Funktion von Lidargeräte mit heterodyner Detektion an das Vorhandensein von Aerosolpartikeln geknüpft ist, können Lidargeräte mit direkter Detektion zu den Rückstreusignalen an Aerosolen auch das molekulare Rückstreusignal messen (Irgang et al., 2002). Hierfür ist eine aufwändigere Optik im Laser, sowie ein stärkerer Laser selbst notwendig. Im Gegensatz zu Lidargeräten heterodyner Detektion ist eine Messung in der freien Atmosphäre ohne die Rückstreuung an Aerosolen möglich. Somit können auch Daten Winddaten in der freien Atmosphäre erfasst werden.

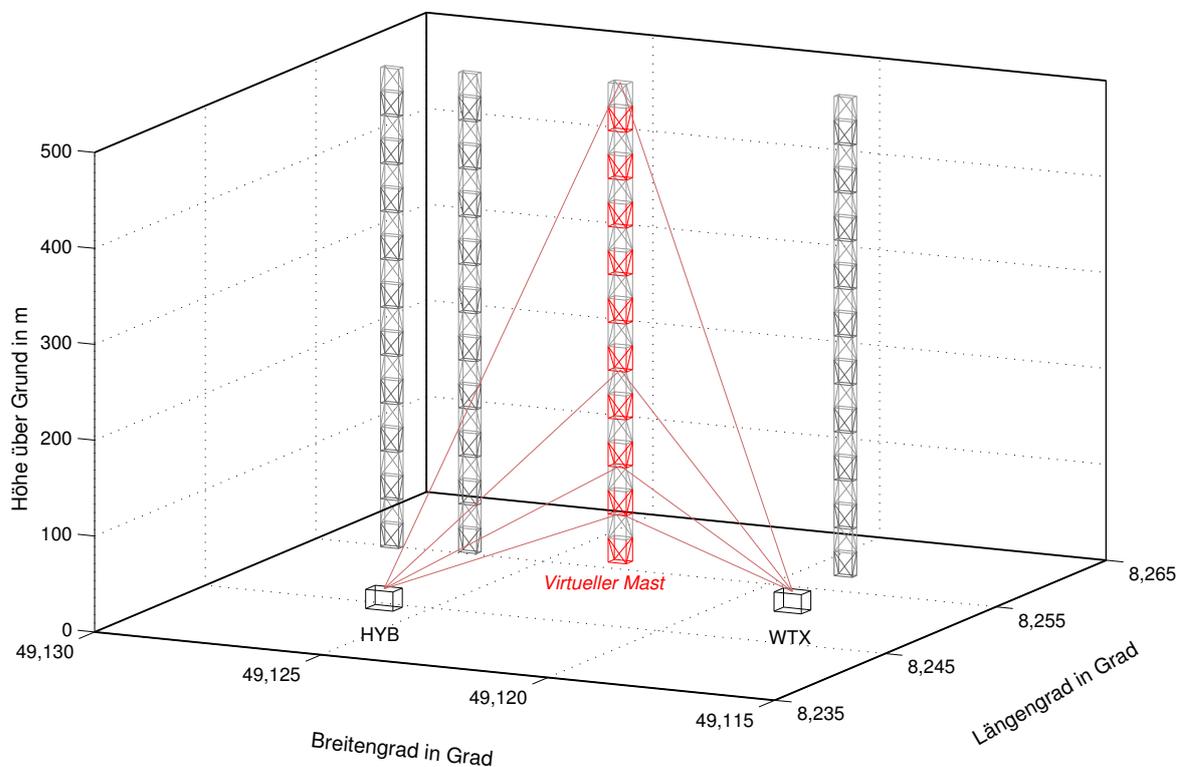


# Kapitel 4

## Methoden

### 4.1 Virtuelle Masten

Mit Hilfe eines „virtuellen Masts“ lässt sich das Vertikalprofil des mittleren horizontalen Windvektors über einem beliebigen Ort bestimmen. Dies ist mit in-situ Messungen nicht immer möglich, da eine Anbringung von Instrumenten in großen Höhen, oder auch über unwegsamem Gelände oft nicht realisierbar beziehungsweise finanzierbar ist. An ortsfesten Messmasten angebrachte Anemometer, können Windprofile bis in Höhen von 200 m bis 300 m ermitteln. Der große Vorteil von virtuellen Masten liegt daher in ihrer Flexibilität gegenüber festen Messmasten, die es erlaubt Daten bis in große Höhen von über 1 km zu



**Abbildung 4.1:** Prinzipskizze der Messung an einem virtuellen Masts. Lidargeräte HYB und WTX scannen nacheinander die verschiedenen Masten und die verschiedenen Höhenniveaus ab und messen dort jeweils die Radialgeschwindigkeit.

messen. Die maximale Messhöhe ist abhängig von der Aerosoldichte in der Atmosphäre. Ein großer Vorteil der Messung an virtuellen Masten besteht in der Möglichkeit diese mit geringem Aufwand neu positionieren zu können. Durch eine Umprogrammierung der Steuerungssoftware ist eine Umpositionierung in kürzester Zeit durchgeführt, ein Umstellen der Lidargeräte ist mit moderatem Aufwand ebenfalls zu bewerkstelligen. Umströmungseffekte an in-situ Messgeräten (Wieser et al., 2001, z.B. an Ultraschallanemometer) und Turbulenzeffekte im Lee des Messmasts (Barthlott und Fiedler, 2003) treten bei der Messung an virtuellen Masten nicht auf. Dafür ist eine Messung aufgrund der optischen Eigenschaften der Atmosphäre nur bei freier Sicht auf den Messort möglich. Hindernisse durch Bewuchs oder Bebauung, aber auch das Vorhandensein von Nebel, Wolken oder Niederschlag schränken eine Windmessung mit virtuellen Masten ein. Zudem ist wegen der räumlichen Mittelung über ein Abstandsintervall von 30 m bis 60 m Länge keine Punktmessung möglich, wie dies bei in-situ Messmethoden der Fall ist. Ein weiterer Vorteil von ortsfesten Messmasten ist die Anbringung weiterer Messgeräte, beispielsweise für die Temperatur oder die Luftfeuchte. Es besteht zwar die Möglichkeit auch diese Größen mit Fernerkundungsmethoden wie einem Radiometer oder einem Raman-Lidar zu bestimmen, der finanzielle Aufwand für die Beschaffung dieser Messgeräte ist jedoch sehr groß.

Abbildung 4.1 skizziert eine mögliche Anordnung von Lidargeräten (HYB, WTX) und virtuellen Masten. Der rot-graue Messmast symbolisiert den aktiven virtuellen Mast. Die roten Verbindungslinien zu den Lidargeräten stellen die Laserstrahlen dar, welche in verschiedenen Höhengniveaus zu verschiedenen Zeitpunkten messen. Durch eine Aneinanderreihung mehrerer virtueller Masten (graue Masten), erhält man Mastreihen, welche neben der vertikalen Variation des Horizontalwindes auch horizontale Änderungen erfassen.

#### 4.1.1 Anwendung von virtuellen Masten

Mittels eines einzelnen virtuellen Mastes kann die Änderung des Horizontalwindes mit der Höhe gemessen werden. Verschiedene synoptische Situationen, sowie unterschiedliche Schichtungsverhältnisse der Atmosphäre (Kapitel 2.2.4) haben Auswirkungen auf das vertikale Windprofil. Ein Vergleich von Windprofilen, wie sie für die verschiedenen Teile der planetaren Grenzschicht theoretisch vorliegen (Kapitel 2.2.3), mit den realen Daten bei unterschiedlichen atmosphärischen Parametern ist mittels virtueller Masten bis in große Höhen möglich. Durch die Beobachtung von zeitlichen Änderungen der Windprofile, können weitere Erkenntnisse der aktuellen Windsituationen gewonnen werden.

Mit der Analyse der Daten einer Mastreihe können Einflüsse auf das vertikale Windprofil, welche horizontal variieren, sichtbar gemacht werden. Bei einer ausreichend dichten Staffelung von Messpunkten in bodennahen Schichten, lassen sich beispielsweise Rückschlüsse auf Strömungshindernisse und Bodeneinflüsse auf den Wind ziehen.

Während diese Arbeit sich mit der Analyse eines Grenzschichtstrahlstroms und damit mit eines Phänomens der atmosphärischen Schichtung befasst, können ebenso synoptisch relevante Situationen, beispielsweise Frontendurchgänge, orographisch bedingte Konvergenzonen und Konvektionswalzen, sowie Starkwindereignisse erfasst werden.

In Calhoun et al. (2006) ist die Atmosphäre über der US-Stadt Oklahoma City mit zwei kohärenten Doppler-Lidarsystemen im Rahmen des „Joint Urban 2003“ -Experimentes im Zeitraum vom 28.06.2003 bis 31.07.2003 ausgemessen worden. Virtuelle Masten zeigen kontinuierliche Vertikalprofile aus Straßenschluchten bis weit über den Stadtkern auf und ließen eine Analyse der Entwicklung der Grenzschicht zu.

### 4.1.2 Dual-Doppler-Algorithmus

Der zur Datenauswertung verwendete Dual-Doppler-Algorithmus stammt aus der Radarmeteorologie und wurde bereits in den 60er Jahren am Beispiel zweier beziehungsweise dreier Doppler-Radargeräte entwickelt (Armijo, 1969). Analog zu Radargeräten basiert dieser Algorithmus für Lidargeräte auf der Definition der Radialgeschwindigkeit (Gleichung 4.1). Danach ist die Radialgeschwindigkeit  $v_r$  über das Skalarprodukt des Windvektors  $\vec{v}(x, y, z) = (u|v|w)$  und des Einheits-Ortsvektors  $\vec{e}_i(\alpha, \varphi) = (\cos \varphi_i \cdot \sin \alpha_i | \cos \varphi_i \cdot \cos \alpha_i | \sin \varphi_i)$  definiert, wobei mit  $\alpha$  der Azimut und mit  $\varphi$  die Elevation der Lidarausrichtung beschrieben ist:

$$\begin{aligned} v_{r_i} &= \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} e_{x_i} \\ e_{y_i} \\ e_{z_i} \end{pmatrix} \\ &= \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \cos \varphi_i \cdot \sin \alpha_i \\ \cos \varphi_i \cdot \cos \alpha_i \\ \sin \varphi_i \end{pmatrix} \\ v_{r_i} &= u \cdot e_{x_i} + v \cdot e_{y_i} + w \cdot e_{z_i} \end{aligned} \quad (4.1)$$

Für zwei Lidargeräte  $i = 1, 2$  liegen zwei verschiedene Datensätze der Radialgeschwindigkeit vor. Da für den 3d-Windvektor drei Unbekannte ( $u$ ,  $v$  und  $w$ ) existieren, liegt ein unterbestimmtes Gleichungssystem vor. Ein Auflösen nach den Komponenten des Horizontalwindvektors,  $u$  und  $v$ , ergibt:

$$\begin{aligned} u &= - \frac{v_{r_1} \cos \varphi_2 \cos \alpha_2 - v_{r_2} \cos \varphi_1 \cos \alpha_1 + w(\sin \varphi_2 \cos \varphi_1 \cos \alpha_1 - \sin \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos \alpha_2)}{\cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \sin(\alpha_1 - \alpha_2)} \\ v &= \frac{v_{r_1} \cos \varphi_2 \sin \alpha_2 - v_{r_2} \cos \varphi_1 \sin \alpha_1 + w(\sin \varphi_2 \cos \varphi_1 \sin \alpha_1 - \sin \varphi_1 \cos \varphi_2 \sin \alpha_2)}{\cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \sin(\alpha_1 - \alpha_2)} \end{aligned}$$

An den verschiedenen Messpunkten sind die Winkel der Elevation und des Azimut zeitlich konstant. Eine zeitliche Mittelung von  $\bar{u}$  und  $\bar{v}$  ist wegen  $\frac{\partial \alpha_i}{\partial t} = \frac{\partial \varphi_i}{\partial t} = 0$  lediglich von den Mittelgrößen  $\bar{v}_{r_{1,2}}$  und  $\bar{w}$  abhängig. Bei der Betrachtung von Mittelwerten über ein ausreichend großes Mittelungsintervall von beispielsweise fünf Minuten, ist die Annahme der Vernachlässigung der Vertikalwindkomponente ( $\bar{w} = 0$ ) gerechtfertigt, sofern in diesem Zeitraum

keine Konvektion stattfindet. Der Dual-Doppler-Algorithmus liefert mit

$$\begin{aligned}\bar{u} &= \frac{\bar{v}_{r_1} \cos \varphi_2 \cos \alpha_2 - \bar{v}_{r_2} \cos \varphi_1 \cos \alpha_1}{\cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \sin(\alpha_1 - \alpha_2)} \\ \bar{v} &= -\frac{\bar{v}_{r_1} \cos \varphi_2 \sin \alpha_2 - \bar{v}_{r_2} \cos \varphi_1 \sin \alpha_1}{\cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \sin(\alpha_1 - \alpha_2)}\end{aligned}\quad (4.2)$$

zwei Bestimmungsgleichungen für die mittleren Horizontalwindkomponenten  $\bar{u}$  und  $\bar{v}$ . Die Berechnung des mittleren Horizontalwindvektors  $\vec{\bar{v}}_h(\bar{v}_{r_{1,2}}, \alpha_{1,2}, \varphi_{1,2}) = (\bar{u}, \bar{v}, 0)$  erfolgt über trigonometrische Beziehungen.

Im umgekehrten Fall ist es möglich einen bekannten Windvektor auf die Komponenten der Lidargeräte zurückzuführen, welche die Lidargeräte in einer beliebigen Anordnung messen würden. Der Mittelwert des Windvektor  $\vec{\bar{v}}$  lässt sich über die Trigonometrie in die mittleren Windkomponenten  $\bar{u}$  und  $\bar{v}$  zerlegen. Das Einsetzen dieser Windkomponenten in Gleichung 4.1 unter der Vernachlässigung des mittleren Vertikalwinds  $\bar{w}$  führt dann zu den mittleren Radialgeschwindigkeiten  $\bar{v}_{r_i}$ :

$$\bar{v}_{r_i} = \bar{u} \cdot \cos \varphi_i \cdot \sin \alpha_i + \bar{v} \cdot \cos \varphi_i \cdot \cos \alpha_i \quad (4.3)$$

## 4.2 Messungen mit dem KITcube in Hatzenbühl

### 4.2.1 KITcube in Hatzenbühl

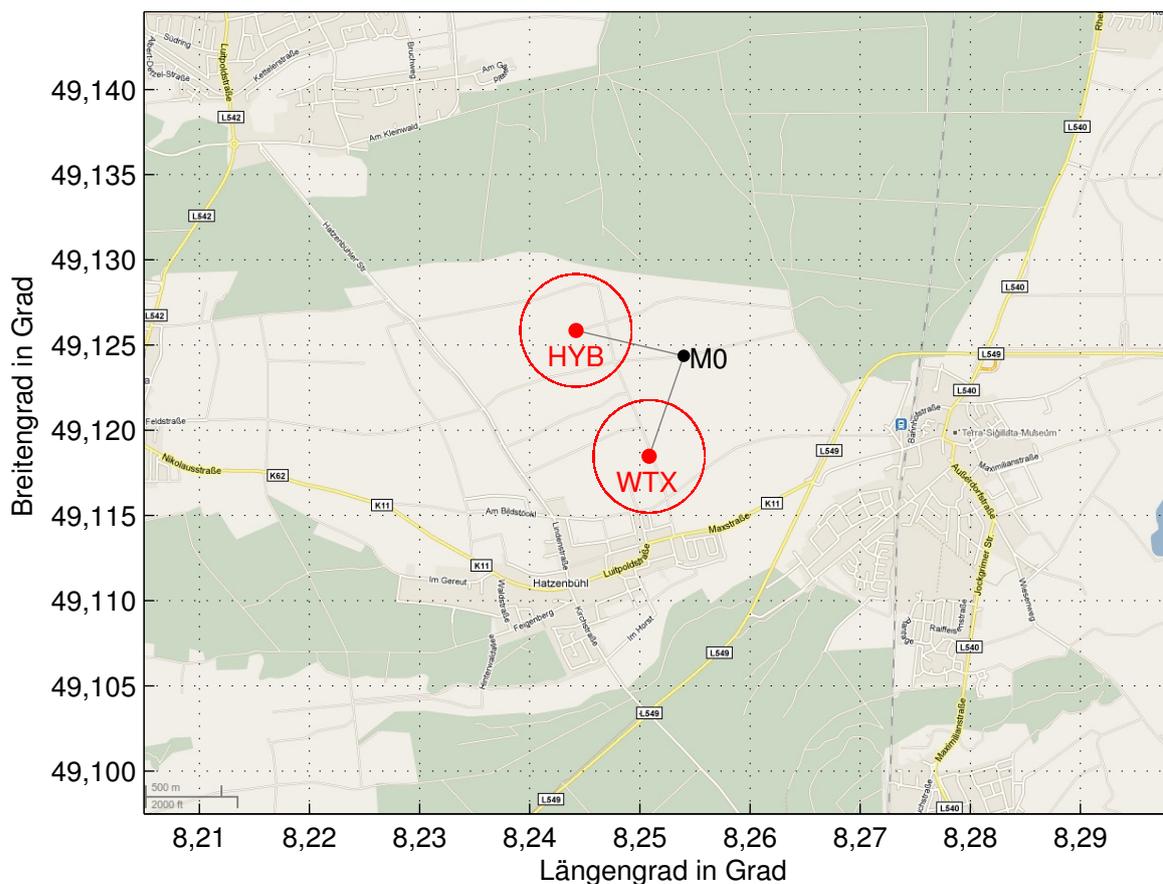
Der KITcube des IMK ist eine Zusammenstellung zahlreicher, sich ergänzender meteorologischer Messinstrumente, die den Zustand eines circa  $10 \text{ km}^3$  großen Volumens der Atmosphäre annähernd kontinuierlich ausmessen können. Mit Fernerkundungsmethoden der Radiometer-, Radar- und Lidartechnologie werden Winddaten, Temperatur- und Feuchteprofile, Niederschlagsreflektivitäten, Wolkenuntergrenzen und Aerosolverteilungen bestimmt. In-situ Messungen am Boden ergänzen diese Daten um Energiebilanzmessungen, Feuchte-, Temperatur- und Windprofile bis in 20 m Höhe und Niederschlagsmessungen. Mit dieser Zusammenstellung von Messinstrumenten lassen sich wertvolle Daten zur Untersuchung der Troposphäre gewinnen. Die Auswirkung von Strömungshindernissen auf die Luftströmung, die Entstehung von Turbulenz und die Auslösung von Konvektion sind dabei einige interessante Phänomene deren Erforschung mit Hilfe des KITcube vorangetrieben wird.

Im Zeitraum von Juni 2011 bis Juni 2012 befinden sich die Messinstrumente des KITcube in Hatzenbühl in Rheinland-Pfalz. Nördlich von Hatzenbühl befindet sich eine große Ackerfläche, welche durch Fernerkundungsmethoden sehr gut einsehbar ist. Im Norden des Ackers existiert eine Waldkante, welche ein Strömungshindernis darstellt und deren Auswirkungen auf die Strömung der unteren Atmosphäre bereits in Röhner (2010) untersucht wurden. Durch die Nähe zum KIT Campus Nord ist neben der einfachen Wartung eine gute Vergleichbarkeit der Messdaten mit denen des 200 m Messmasts am CN gegeben.

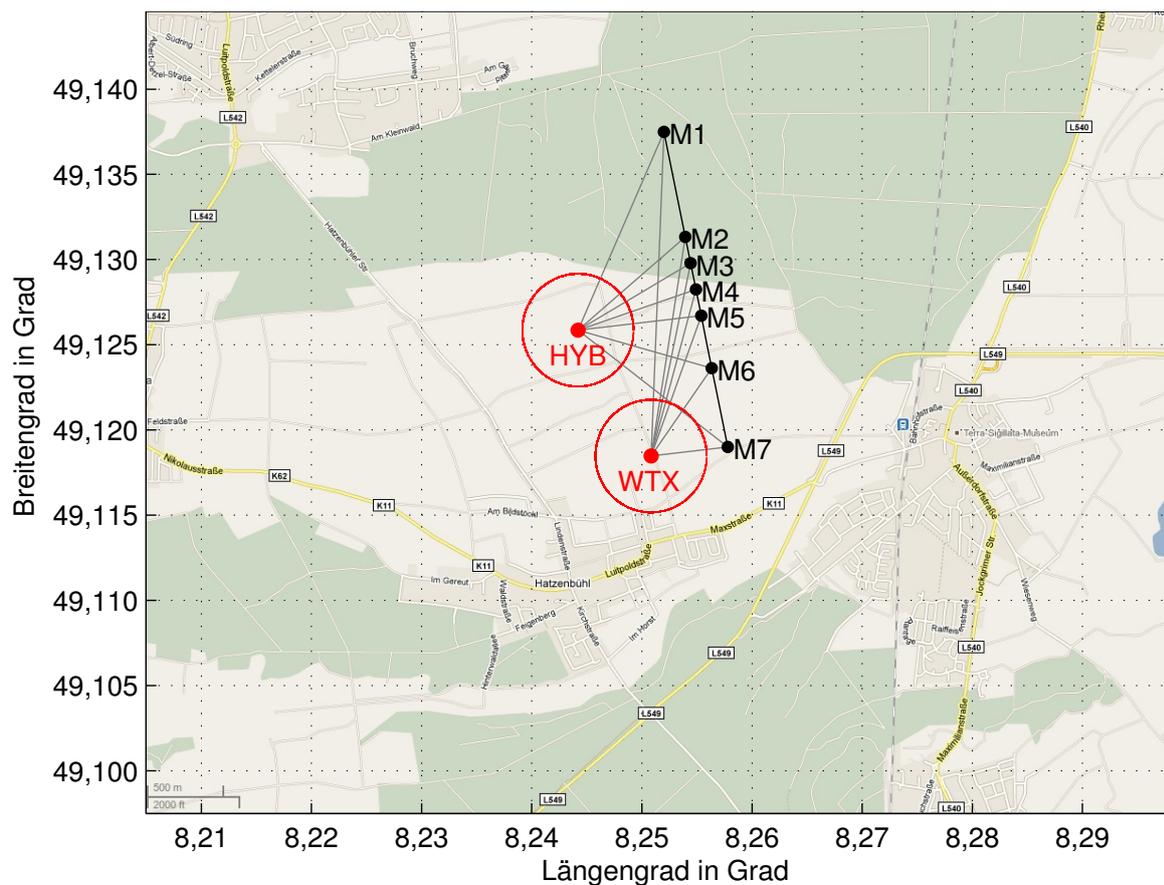
## 4.2.2 Messanordnung und Lageskizzen

Abbildung 4.2 stellt die Anordnung der Lidargeräte in Hatzenbühl dar. Die Lidargeräte WTX und HYB befinden sich auf einer Ackerlandfläche die im Norden durch eine Waldkante und im Süden durch die Gemeinde Hatzenbühl begrenzt ist. Am Standort des WTX sind auch die weiteren KITcube-Instrumente aufgebaut. Dieser Standort liegt auf einer Höhe von 113 m über NN. Das HYB (117 m über NN) steht separat etwa einen Kilometer nordwestlich des WTX. Aufgrund der ebenen Fläche und der damit verbundenen Übersicht über das Gelände können die Lidargeräte schon in sehr niedrigen Höhen messen und daher auch Daten nahe der Erdoberfläche aufnehmen. Eine Messung oberhalb von 50 m ist bei freier Sicht an fast jedem Punkt über der Ackerfläche möglich. Die Waldkante im Norden hat eine Höhe von etwa 30 m. Auch hier stellen Messungen über der Waldkante kein Problem dar. Die roten Kreise um die Lidargeräte repräsentieren das 0. Abstandsintervall, innerhalb dessen eine Erfassung des Windes aus messtechnischen Gründen nicht möglich ist (Kapitel 3.2.3).

Die „Errichtung“ eines virtuellen Mastes erfolgt durch eine Messung mit beiden Lidargeräten in verschiedenen Höhen über einem Punkt (Abbildung 4.2, M0). Messen zwei Lidargeräte in die gleiche Richtung, besitzen die Messwerte eine maximale lineare Ab-



**Abbildung 4.2:** Skizze zur Anordnung der Einzelmastmessung in Hatzenbühl. Rote Punkte stellen die beiden Lidargeräte (WTX, HYB), der schwarze Punkt den virtuellen Masten (M0) dar. Rote Kreise kennzeichnen das 0. Abstandsintervall, graue Linien die horizontalen Verbindungslinien zwischen Messmast und Lidar (Bildquelle: GoogleEarth).



**Abbildung 4.3:** Skizze zur Anordnung der Mastreihenmessung in Hatzenbühl. Rote Punkte stellen die beiden Lidargeräte (WTX, HYB), schwarze Punkte die virtuellen Masten (M1 - M7) dar. Sonst wie Abbildung 4.2, (Bildquelle: GoogleEarth).

hängigkeit und eine ausreichend exakte Bestimmung des Windvektor ist nicht möglich. Daher ist zu beachten, dass die Lidarstrahlen eine größtmögliche senkrechte Komponente zueinander besitzen. Der Schnittwinkel der Lidarstrahlen in Abbildung 4.2 beträgt  $83,86^\circ$ . Die ergänzende Messung mit der Fesselsonde (Kapitel 5.3.1) und die Einzelmastmessungen (Kapitel 5.1.1) fanden an diesem Standort statt. Abbildung 4.3 stellt die Aneinanderreihung mehrerer virtueller Masten (M1 bis M7) in einer Reihe dar. Diese Messanordnung ist darauf ausgelegt einen 2d-Querschnitt entlang der Mastlinie zu erstellen (Kapitel 5.1.2). Der Punkt M1 liegt etwa 750 m nördlich der Waldkante und gibt die Windsituation über dem Wald wieder. Die virtuellen Masten M2 bis M5 sind sehr dicht gedrängt, direkt an der Waldkante, platziert. Die Veränderungen im horizontalen und vertikalen Windfeld an der Waldkante können von der Mastreihe detektiert werden. Wie schon bei der Messung am Einzelmast ist es sinnvoll, einen möglichst senkrechten Anschnitt der Lidarstrahlen zu wählen. Der spitzeste Winkel bei M1 beträgt  $21,39^\circ$ . Die Winkel an den Messmasten M2 - M7 liegen zwischen  $40,38^\circ$  und  $70,69^\circ$ . Bei diesen Winkeln haben die Masten einen ausreichend unabhängigen Anteil der Radialgeschwindigkeit, um auf den horizontalen Windvektor zu schließen.

## 4.3 Scanmuster

### 4.3.1 Allgemeines zu Scanmustern

Ein Scanmuster beschreibt das Schema, nach welchem sich beide Lidargeräte ausrichten und ist durch die Variation von Azimut- und Elevationswinkel charakterisiert. Grundsätzlich existieren drei verschiedene Basisscanmuster. Bei einem PPI-Scan (plan position indicator) wird die Elevation  $\varphi$  konstant gehalten und der Azimutwinkel  $\alpha$  mit einer beliebigen, konstanten Winkelgeschwindigkeit verändert. Indem nach jedem abgeschlossenen PPI-Scan die Elevation verändert wird, erhält man aus den verschiedenen PPI-Scans Informationen über das 3d-Windfeld. Die meisten Niederschlagsradare messen nach diesem Muster. Damit kann auf die Bewegung von Regen- und Wolkentropfen geschlossen werden.

Im Gegensatz dazu wird ein Scanmuster mit einer variierten Elevation  $\varphi$  und konstantem Azimutwinkel  $\alpha$  als RHI-Scan (range height indicator) bezeichnet und entspricht einem Querschnitt durch den oberen Halbraum. Bei einer Messung mit verschiedenen Azimutwinkeln erhält man auch mit einem RHI-Scanmuster Informationen über das 3d-Windfeld, sodass insbesondere bei der Verknüpfung von RHI- und PPI-Scans verlässliche Aussagen über die Hauptwindrichtung in verschiedenen Höhen gemacht werden können. Diese Verknüpfung ist beispielsweise durch den „velocity azimuth display“- (VAD-) Algorithmus (Browning und Wexler, 1968) realisiert.

Beim „stop and stare“ - Verfahren blickt der Scanner des Lidars auf einen beliebigen Punkt und misst über ein Zeitintervall, von einigen Sekunden die Radialgeschwindigkeit an diesem Ort. Der augenscheinliche Vorteil dieses Verfahrens ist eine größere Informationsdichte an dem beobachteten Punkt. Gleichmaßen ist eine Messung mit einem „stop and stare“ - Verfahren deutlich zeitaufwändiger, sodass ein sinnvoll erstelltes Scanmuster nicht zu viele Punkte enthalten sollte. Bei Vertikalwindmessungen wird dieses Verfahren angewandt in dem der Laserstrahl senkrecht nach oben gerichtet wird und so die Vertikalwindkomponente über dem Lidar erfasst.

### 4.3.2 Verwendete Scanmuster

Die in dieser Arbeit, für die Messung von einzelnen oder mehreren Masten verwendeten Scanmuster basieren auf dem „stop and stare“ - Verfahren. Für die Messung eines einzelnen virtuellen Mastes werden die Scanner beider Lidargeräte durch Einstellen des Azimutwinkels so ausgerichtet, dass sich die Strahlen an einem beliebigen Ort schneiden. Eine synchronisierte Variation der Elevationswinkel beider Lidargeräte liefert in verschiedenen Höhenniveaus den Horizontalwind und damit virtuelle Masten. Die Zeit welche für die Messung eines einzelnen virtuellen Mastes benötigt wird, hängt von der Anzahl der gemessenen Höhen und von der Verweildauer an jedem Punkt ab. Bei einer Verweildauer von drei Sekunden und einer sinnvollen Anzahl von beispielsweise 16 Messpunkten in verschiedenen Höhen dauert ein Messdurchlauf etwa zwei Minuten.

Bei der Messung entlang einer Reihe von virtuellen Masten gibt es grundsätzlich zwei unterschiedliche Methoden der Messung. Einerseits können, wie bei der Messung des einzelnen Mastes, die Azimutwinkel fest eingestellt werden während die Elevationswinkel vari-

iert werden. Bei dieser „spaltenweisen“ Messung ist die zeitliche Differenz in verschiedenen Höhen eines jeweiligen virtuellen Mastes sehr gering und damit ist eine Vergleichbarkeit der Messwerte gut gegeben. Andererseits ist auch eine „zeilenweise“ Abtastung in verschiedenen Höhenniveaus möglich. Bei dem Anfahren der verschiedenen Messpunkte müssen jedoch sowohl der Elevations- als auch der Azimutwinkel angepasst werden, sodass mit der besseren Vergleichbarkeit der gleichen Messhöhen bei verschiedenen Masten gleichermaßen eine geringfügig größere Messdauer einher geht. Bei einer Messung von sieben Masten mit jeweils 13 Messhöhen und einer Verweildauer von zwei Sekunden resultiert je nach Abtastreihenfolge eine Messdauer zwischen sechs und sieben Minuten. Erstrebenswert sind jedoch Wiederholzeiten von kleiner fünf Minuten.

Um den Zustand der Atmosphäre kontinuierlich erfassen zu können, ist es notwendig eine große Wiederholfrequenz der Scanmuster sicher zu stellen. Die Messdauer eines einzelnen virtuellen Mastes von zwei Minuten erfüllt diese Bedingung gut. Im Messzeitraum einer Stunde messen die Lidargeräte an jedem Punkt etwa 20 bis 30 mal, sodass auch die Bildung eines 5-Minuten-Mittels mit der Vernachlässigung der mittleren Vertikalgeschwindigkeit (Kapitel 4.1.2) vereinbar ist. Bei der Messung der Mastreihen dauert ein Messzyklus zwischen sechs und sieben Minuten. Die Bildung von 5-Minuten-Mittelwerten ist daher nicht möglich. Selbst für die Bildung von sinnvollen Mitteln über zehn Minuten, ist die Datendichte noch zu gering. Hier ist es erstrebenswert, das Scanmuster zu modifizieren. Ein Reduktion der Höhenniveaus, auf sieben oder acht Höhen, würde die Dauer eines Messzyklus auf etwa drei bis vier Minuten verkürzen und damit die Datendichte pro Punkt stark vergrößern. Aufgrund eines Ausfalls eines Lidargerätes war es leider nicht möglich, im Rahmen dieser Arbeit ein derart modifiziertes Scanmuster anzuwenden und zu testen.

## 4.4 Fehlerbetrachtung

Wie jede Messmethode ist auch die Messung an virtuellen Masten mit einem Dual-Doppler-Verfahren Messungenauigkeiten unterworfen. Der statistische Fehler für die Einstellung der Winkel ist vom Hersteller der Lidarsysteme, Lockheed Martin, in den Produktbeschreibungen angegeben. Die nominale statistische Genauigkeit für die Einstellungen der Winkel beträgt  $\pm 0,1^\circ$ . Die daraus resultierende statistische Messungenauigkeit auf die Werte der Radialgeschwindigkeit wurde am IMK auf  $0,15 \text{ m s}^{-1}$  geschätzt.

Der systematische Fehler der Messungen resultiert aus einer fehlerbehafteten Justage der Lidargeräte. Vor Inbetriebnahme der Lidargeräte an einem Messstandort, müssen diese orientiert werden. Dabei wird der Azimutwinkel über die Erkennung der Rückstreuung eines spezifischen Bauwerks eingestellt. Kirchtürme oder Strommasten deren Koordinaten sich über GPS sehr genau bestimmen lassen sind für ein solches Justierverfahren gut geeignet. Erfasst das Lidar dieses Bauwerk, ist dies in den Daten am Lidar direkt zu sehen. Diese Methode ermöglicht eine genaue und zuverlässige Justierung, obliegt jedoch auch einem Fehler. Bei einer Distanz von 1,1 km zwischen WTX und der Kirche von Hatzenbühl beziehungsweise 1,7 km zwischen HYB und der Kirche, folgt unter der Annahme, dass die Kirchturmspitze sowohl in der horizontalen, als auch in der vertikalen um 5 m verfehlt

wird, für die systematischen Messungenauigkeit des Azimut- und des Elevationswinkels  $\sigma_{\varphi_{WTX}, \alpha_{WTX}} = 0,26^\circ$  und  $\sigma_{\varphi_{HYB}, \alpha_{HYB}} = 0,17^\circ$ .

#### 4.4.1 Gaußsche Fehlerfortpflanzung

Für die Auswirkungen der Fehlergrößen auf ein Messergebnis des Dual-Doppler-Verfahrens wird eine Gaußsche Fehlerfortpflanzung ähnlich zu Mölders et al. (2005) durchgeführt.

$$\sigma_{\bar{u}, \bar{v}} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left( \frac{\partial(\bar{u}, \bar{v})}{\partial \xi_i} \right)^2 \sigma_{\xi_i}^2} \quad (4.4)$$

Mit Gleichung 4.4 kann der Gaußschen Fehler  $\sigma_{\bar{u}, \bar{v}}$  für die mittleren Horizontalwindkomponenten  $\bar{u}$  und  $\bar{v}$  bestimmt werden. Die Bestimmungsgleichungen für die mittleren horizontalen Windgeschwindigkeitskomponenten  $\bar{u}(\bar{v}_{r_i}, \alpha_i, \varphi_i)$  und  $\bar{v}(\bar{v}_{r_i}, \alpha_i, \varphi_i)$  (Gleichung 4.2) sind von den mittleren Radialgeschwindigkeiten  $\bar{v}_{r_{i=1,2}}$ , von den Azimutwinkeln  $\alpha_{i=1,2}$  und von den Elevationswinkeln  $\varphi_{i=1,2}$  der zwei Lidargeräte abhängig. In Gleichung 4.4 sind die insgesamt sechs abhängigen Variablen allgemein mit  $\xi_i$  bezeichnet. Mittels einer Ableitung gemäß Gleichung 4.4 und Multiplikation mit der jeweiligen Fehlergröße kann die Auswirkung einer einzelnen systematischen Messungenauigkeit bestimmt werden. Eine Aufsummierung der Einzelgrößen liefert den größtmöglichen Fehler, der aus den Bestimmungsgleichungen resultieren kann.

Exemplarisch sind mit den Gleichungen 4.5 bis 4.10 die Ableitungen zur Bestimmung des Fehlers  $\sigma_{\bar{u}}$  gegeben. Die Ableitungen für  $\sigma_{\bar{v}}$  lassen sich analog berechnen.

$$\frac{\partial(\bar{u})}{\partial \bar{v}_{r_1}} = \frac{\cos(\alpha_2)}{\cos(\varphi_1) \cos(\alpha_1 - \alpha_2)} \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial(\bar{u})}{\partial \bar{v}_{r_2}} = \frac{\cos(\alpha_1)}{\cos(\varphi_2) \cos(\alpha_1 - \alpha_2)} \quad (4.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\bar{u})}{\partial \alpha_1} &= \bar{v}_{r_2} \frac{\sin(\alpha_1)}{(\cos(\varphi_2) \sin(\alpha_1 - \alpha_2))} \\ &\quad - \frac{(\bar{v}_{r_1} \cos(\varphi_2) \cos(\alpha_2) - \bar{v}_{r_2} \cos(\varphi_1) \cos(\alpha_1)) \cdot \cos(\alpha_1 - \alpha_2)}{(\cos(\varphi_1) \cos(\varphi_2) \sin(\alpha_1 - \alpha_2))^2} \end{aligned} \quad (4.7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\bar{u})}{\partial \alpha_2} &= -\bar{v}_{r_1} \frac{\sin(\alpha_2)}{(\cos(\varphi_1) \sin(\alpha_1 - \alpha_2))} \\ &\quad + \frac{(\bar{v}_{r_1} \cos(\varphi_2) \cos(\alpha_2) - \bar{v}_{r_2} \cos(\varphi_1) \cos(\alpha_1)) \cdot \cos(\alpha_1 - \alpha_2)}{(\cos(\varphi_1) \cos(\varphi_2) \sin(\alpha_1 - \alpha_2))^2} \end{aligned} \quad (4.8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\bar{u})}{\partial\varphi_1} &= \bar{v}_{r2} \frac{\sin(\varphi_1) \cos(\alpha_1)}{(\cos(\varphi_1) \cos(\varphi_2) \sin(\alpha_1 - \alpha_2))} \\ &+ \frac{(\bar{v}_{r1} \cos(\varphi_2) \cos(\alpha_2) - \bar{v}_{r2} \cos(\varphi_1) \cos(\alpha_1)) \cdot \sin(\varphi_1)}{(\cos(\varphi_1)^2 \cos(\varphi_2) \sin(\alpha_1 - \alpha_2))} \end{aligned} \quad (4.9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\bar{u})}{\partial\varphi_2} &= -\bar{v}_{r1} \frac{\sin(\varphi_2) \cos(\alpha_2)}{(\cos(\varphi_1) \cos(\varphi_2) \sin(\alpha_1 - \alpha_2))} \\ &+ \frac{(\bar{v}_{r1} \cos(\varphi_2) \cos(\alpha_2) - \bar{v}_{r2} \cos(\varphi_1) \cos(\alpha_1)) \cdot \sin(\varphi_2)}{(\cos(\varphi_1) \cos(\varphi_2)^2 \sin(\alpha_1 - \alpha_2))} \end{aligned} \quad (4.10)$$

Für die Berechnung der Fehler werden an den Masten M1, M4, M6 und M7 der Mastreihe in zwei Höhen von 50 und 500 m jeweils zehn verschiedene Anströmungsszenarien angenommen. Die Szenarien „W2.5“ und „W5.0“ beschreiben einen Westwind mit einer Windgeschwindigkeit von  $2,5 \text{ m s}^{-1}$  beziehungsweise  $5,0 \text{ m s}^{-1}$ . Die Szenarien „N2.5“, „N5.0“, „NW2.5“, „NW5.0“, „S2.5“, „S5.0“, „SW2.5“ und „SW5.0“ beschreiben entsprechend Nord-, Nordwest-, Süd- und Südwestwinde.

In Tabelle A.1 sind die verschiedenen statistischen Fehler für die Windgeschwindigkeit aufgelistet. Die statistischen Messungenauigkeiten der Windgeschwindigkeit liegen zwischen  $0,1 \text{ m s}^{-1}$  und  $1,0 \text{ m s}^{-1}$ . Die größten Messungenauigkeiten treten in  $h_2 = 500 \text{ m}$  bei südlicher und südwestlicher Anströmung bei den Masten M4 und M7 auf, die kleinsten bei westlicher Anströmung in  $100 \text{ m}$  Höhe bei allen betrachteten Messmasten. Der statistische Fehler der Windrichtung ist in Tabelle A.2 festgehalten. Hier treten vor allem an den Masten M1 und M6 in  $h_1 = 50 \text{ m}$  bei einer südlichen beziehungsweise nördlichen Anströmung große statistische Fehler von bis zu  $16,74^\circ$  auf. Minimale statistische Ungenauigkeiten liegen bei M4 in  $h_1 = 50 \text{ m}$  bei einer südwestlichen Anströmung vor. Tabelle A.3 listet die Werte des systematischen Fehlers der Windgeschwindigkeit durch die Fehljustierung der Lidargeräte. Bei Werten zwischen  $0,0 \text{ m s}^{-1}$  und  $2,3 \text{ m s}^{-1}$  sind vor allem die Messergebnisse von M4 und M7 in  $h_2 = 500 \text{ m}$  von der Systematik betroffen. Weniger ins Gewicht fällt hingegen der Fehler bei Mast M1 und M6, mit Werten zwischen  $0,0 \text{ m s}^{-1}$  und  $1,3 \text{ m s}^{-1}$ . In Tabelle A.4 ist der systematische Fehler der Windrichtung beschrieben. Hier fallen besonders Abweichungen der Windrichtung bei einer südlichen beziehungsweise nördlichen Anströmung von bis zu  $19,6^\circ$  auf.

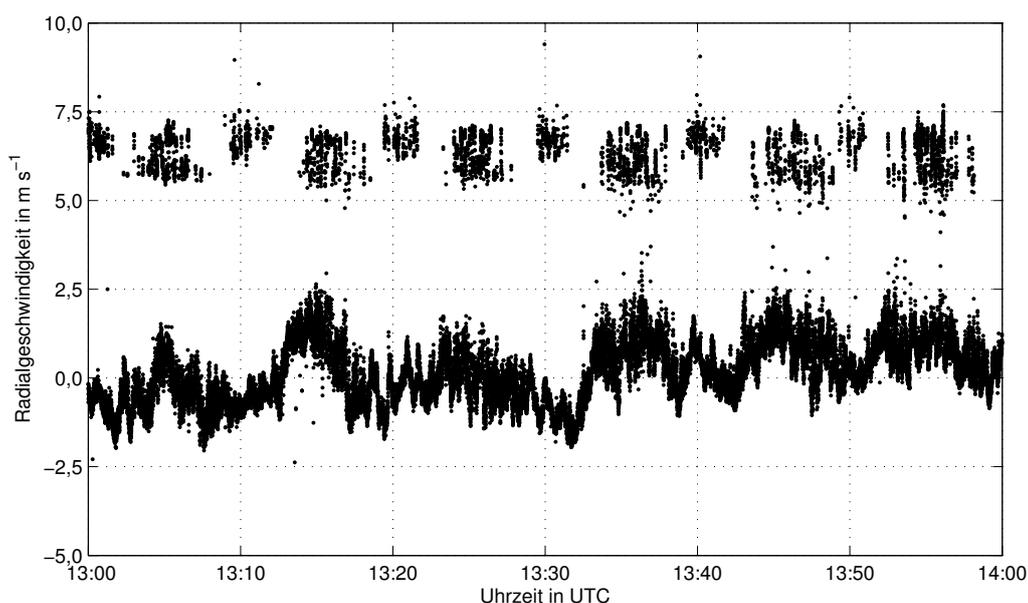
Es lässt sich festhalten, dass Messungen der Windgeschwindigkeit in niedriger Höhe kleinere statistische und systematische Fehler aufweisen als die Ergebnisse aus größeren Höhen. Die Masten M4 und M7 sind besonders davon betroffen. Die Messung der Windrichtung dagegen ist besonders in niedrigen Höhen an den Masten M1 und M6 eine Fehlmessung unterworfen. Weiterhin liegt eine Abhängigkeit von der Windrichtung vor. Die Fehler bei einer südlichen und nördlichen Anströmung fallen bei der Windrichtung stärker ins Gewicht. Die Windgeschwindigkeit weist größere Fehler bei einer Anströmung aus Südwest oder Nordwest auf, wobei die Messgenauigkeit kaum von der Windgeschwindigkeit beeinflusst wird.

#### 4.4.2 Fehlfunktion HYB

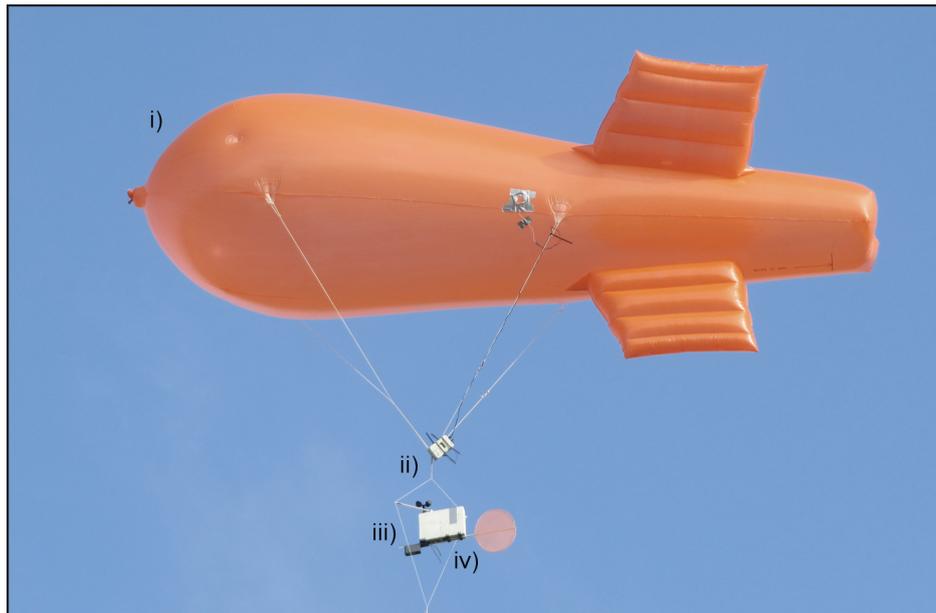
Eine weitere nicht vernachlässigbare Fehlerquelle tritt durch eine Fehlfunktion des HYB während der Messungen im Rahmen dieser Arbeit auf. Aufgrund eines Defektes des Laser-Tranceivers am HYB, war eine Erhebung von verlässlichen Daten über den kompletten Messzeitraum im Herbst 2011 nicht möglich. Diese Problematik hat diese Diplomarbeit in einigen Bereichen beeinflusst.

In den Messungen bis Ende September 2011 sind in regelmäßigen Abständen Schwankungen in der Radialgeschwindigkeit aufgefallen, die durch Schwankungen der tatsächlichen Windgeschwindigkeit nicht zu erklären sind. In Abbildung 4.4 ist die Radialgeschwindigkeit des HYB in einem einstündigen Messintervall als Zeitreihe vom 21.10.2011 zwischen 13:00 UTC und 14:00 UTC dargestellt. Zwischen  $-2 \text{ m s}^{-1}$  und etwa  $3 \text{ m s}^{-1}$  ist ein plausibler Messwerteverlauf zu erkennen. Darüber, bei etwa  $7 \text{ m s}^{-1}$  treten in regelmäßigen Zeitintervallen Werte auf, die durch den oben genannten Defekt hervorgerufen werden und nicht real sind. Diese Werte lassen sich in einigen Fällen gut durch einen Schwellenwert filtern. Überschneiden sich die durch Wind verursachten Radialgeschwindigkeiten mit denen die aus dem Defekt resultieren, ist eine Filterung nicht trivial. Bei der Betrachtung mehrerer Höhengniveaus und gegebenenfalls mehrerer Masten sind in solchen Fällen die Fehlmessungen nicht gut von den korrekten Werten abgrenzbar. Im Beispiel vom 21.10.2011 zwischen 13:00 UTC und 14:00 UTC liegt die Quote der aussortierten Messwerte zum Beispiel bei 11,7 %.

Die Daten der Einzelmastmessung zwischen dem 19.09.2011 und dem 21.09.2011 konnten durch eine manuelle Filterung über einen Schwellenwert der Radialgeschwindigkeit bereinigt werden. Da bei der Messung mit einer Mastreihe aber eine Vielzahl von Abstandsintervallen verwendet wird, ist eine Filterung auf diese Art und Weise nicht durchführbar. So



**Abbildung 4.4:** Darstellung der Fehlmessungen der Radialgeschwindigkeit des HYB auf Grundlage der Daten vom 21.09.2011 zwischen 13:00 und 14:00 UTC.



**Abbildung 4.5:** Bild des Fesselballons mit Sonde. Am Fesselballon (i) ist mit einer Trapezaufhängung (ii) die Fesselsonde (iii) befestigt. Durch das Heckruder (iv) richtet sich die Fesselsonde in der Strömung aus.

wird bei den Daten des 24.09.2011 und 25.09.2011 der Fehler mit ausgewertet und auf dessen Auswirkung, falls sichtbar, in den Messdaten hingewiesen. Die Daten der Messung des 21.10.2011, an dem eine Fesselsonde als Vergleichsinstrument eingesetzt wurde, ließen sich wiederum über einen festgelegten Schwellenwert bereinigen.

## 4.5 Verifikation der virtuellen Masten

Die Durchführung von Referenzmessungen der Windgeschwindigkeit lässt Rückschlüsse auf die Messqualität von virtuellen Masten zu. Durch die Messung des Winds mit einer Fesselsonde lässt sich eine in-situ Messung direkt am Messort durchführen. Der 200 m Messmast des KIT Campus Nord (13 km Luftlinie östlich von Hatzenbühl) gibt insbesondere in größeren Höhen wegen des dort geringeren Reibungseinflusses, die Windsituation ebenfalls in guter Näherung wieder.

### 4.5.1 Fesselsondenaufstieg

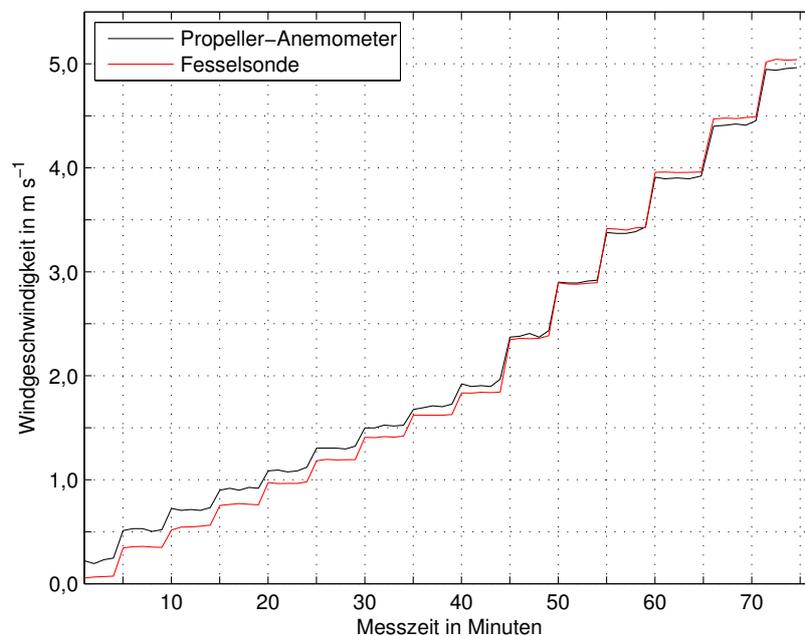
Am 21.10.2011 wurde im Zeitraum von 12:20 UTC bis 13:50 UTC eine Referenzmessung mittels eines Fesselsondenaufstiegs durchgeführt. Die Fesselsonde ist mittels einer Trapezaufhängung an einem Fesselballon befestigt, welcher sich durch seine aerodynamische Form in der Strömung ausrichtet. Der mit Helium befüllte Ballon ist circa 6 m lang und hat einen Durchmesser von etwa 1,25 m. Die Sonde ist mit einem Heckruder versehen, sodass sie sich, aufgrund der flexiblen Trapezaufhängung unabhängig vom Ballon, ebenfalls mit der Strömung bewegen kann.

Die Fesselsonde misst neben der Windgeschwindigkeit und Windrichtung auch weitere meteorologische Größen, wie Temperatur, Taupunkt und Luftdruck und übermittelt diese über Funk an eine Bodenstation, welche in Intervallen von etwa drei Sekunden

die verfügbaren Messwerte empfängt. Die Messung der Windgeschwindigkeit ist mit einem Schalensternanemometer realisiert. Die Ermittlung der Windrichtung übernimmt ein digitaler Kompass, welcher die horizontale und vertikale Ausrichtung der Sonde messen kann. Der Luftdruck wird mittels eines Hypsometers gemessen. Die Fesselsonde misst in zwei Höhen von 50 m und 100 m insgesamt über 90 Minuten. Der Messstandort der Fesselsonde entspricht dem virtuellen Mast der Einzelmastmessung in Abbildung 4.2.

### Kalibrierung der Fesselsonde

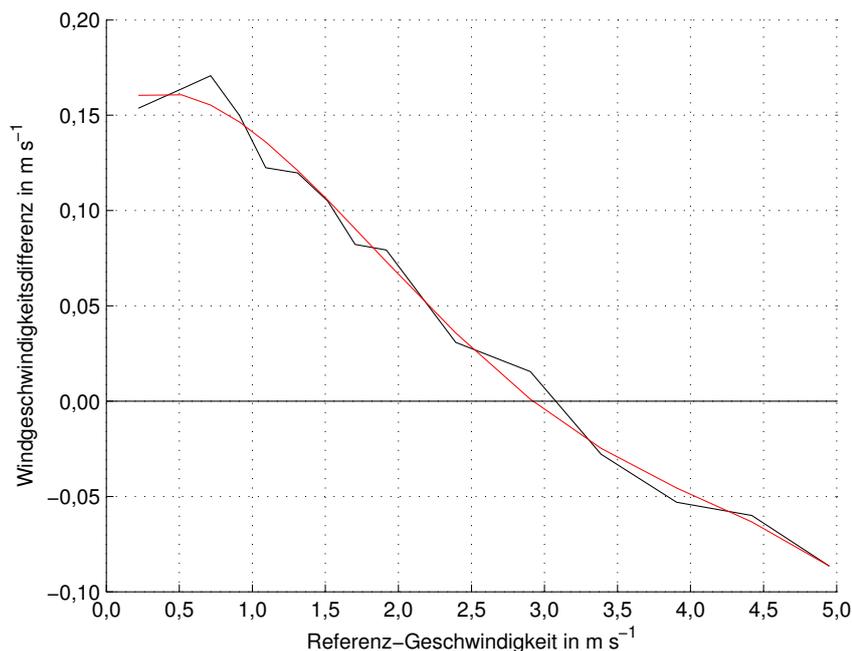
Mittels einer Kalibrierung wurde die Messwertequalität der Fesselsonde überprüft und sichergestellt. Im Windkanal des IMK am KIT CN messen die Fesselsonde und ein vom Deutschen Wetterdienst (DWD) kalibriertes Propelleranemometer zur selben Zeit. Die Erhöhung



**Abbildung 4.6:** 1-Minuten Mittel-Messwerte bei Kalibrierung im Windkanal. Die schwarze Kurve gibt den Referenzwind des Propelleranemometers wieder, die rote Kurve die Windmessung der Fesselsonde.

der Windgeschwindigkeit in 5-Minuten-Intervallen in kleinen Schritten deckt den Windgeschwindigkeitsbereich zwischen  $0,3 \text{ m s}^{-1} \leq v \leq 5 \text{ m s}^{-1}$  ab. Dieser Messwertebereich umfasst die in Hatzenbühl aufgezeichneten Messwerte. Abbildung 4.6 stellen die 1-Minuten-Mittelungswerte der Fesselsonde in rot und des Propelleranemometers in schwarz als Kurve dar. Die Differenzen der Messwerte zeigen einen Messfehler auf. Bei Windgeschwindigkeiten kleiner  $2 \text{ m s}^{-1}$  misst die Fesselsonde kleinere Werte als das Propelleranemometer. Bei Messwerten größer  $3 \text{ m s}^{-1}$  sind die Messwerte der Fesselsonde im Vergleich zum Propelleranemometer leicht erhöht.

In Abbildung 4.7 ist die Differenz der Mittelwerte zwischen Fesselsonde und Propelleranemometer über der Windgeschwindigkeit, welche das Propelleranemometer misst, aufgetragen. Die Mittelwerte werden jeweils aus einem Plateau berechnet, sodass der teilweise leicht



**Abbildung 4.7:** Winddifferenz der Fesselsondenmessung zur Propelleranemometermessung über der Windgeschwindigkeit aufgetragen (schwarze Kurve). Die rote Kurve entspricht der Näherung mit einem Polynom vierten Grades.

unterschiedliche Anstieg der Flanken nicht in die Berechnung mit einfließt. Durch eine Näherung mit einem Polynom vierten Grades kann eine Funktion abgeleitet werden, die diese Differenz in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit wiedergibt.

$$f(x) = -0,0019x^4 + 0,0229x^3 - 0,0876x^2 + 0,0561x + 0,1521 \quad (4.11)$$

Diese Funktion dient in dieser Arbeit zur Kalibrierung der Messwerte der Fesselsonde.

#### 4.5.2 Messmast am KIT Campus Nord

Trotz dieser Entfernung ist die Grundanströmung in der Regel vergleichbar, insbesondere in Höhen, in denen der Wald und der damit verbundenen Reibungseinfluss vernachlässigbar ist. Die Vergleichbarkeit der Messung in Höhen von etwa 100 m bis 200 m ist durch die jeweilige Oberflächenbeschaffenheit nicht entscheidend beeinflusst. Der Messmast am Campus Nord misst den Horizontalwind in 40 m, 60 m, 80 m, 100 m, 160 m und 200 m Höhe über Grund. Es werden 10-Minuten-Mittel gebildet. Darüberhinaus erfolgt unter anderem eine Messung der Temperatur in verschiedenen Höhen.

# Kapitel 5

## Ergebnisse

### 5.1 Virtuelle Masten

Die Untersuchung des Horizontalwindes an virtuellen Masten findet sowohl an einzelnen virtuellen Masten als auch an Mastreihen statt. Bei der Auswertung eines Einzelmasts werden die grundlegenden Auswertemöglichkeiten dargestellt, die im weiteren Verlauf der Auswertung bei der Analyse eines nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms (Kapitel 5.2) und der Verifikation der Messmethode mit Vergleichsmessungen (Kapitel 5.3) angewandt werden. Die Analyse der Mastreihe beschäftigt sich mit dem Vergleich der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung an den jeweiligen Masten M1 bis M7 in vier verschiedenen Höhengniveaus von 50 m, 75 m, 250 m, 500 m über Grund.

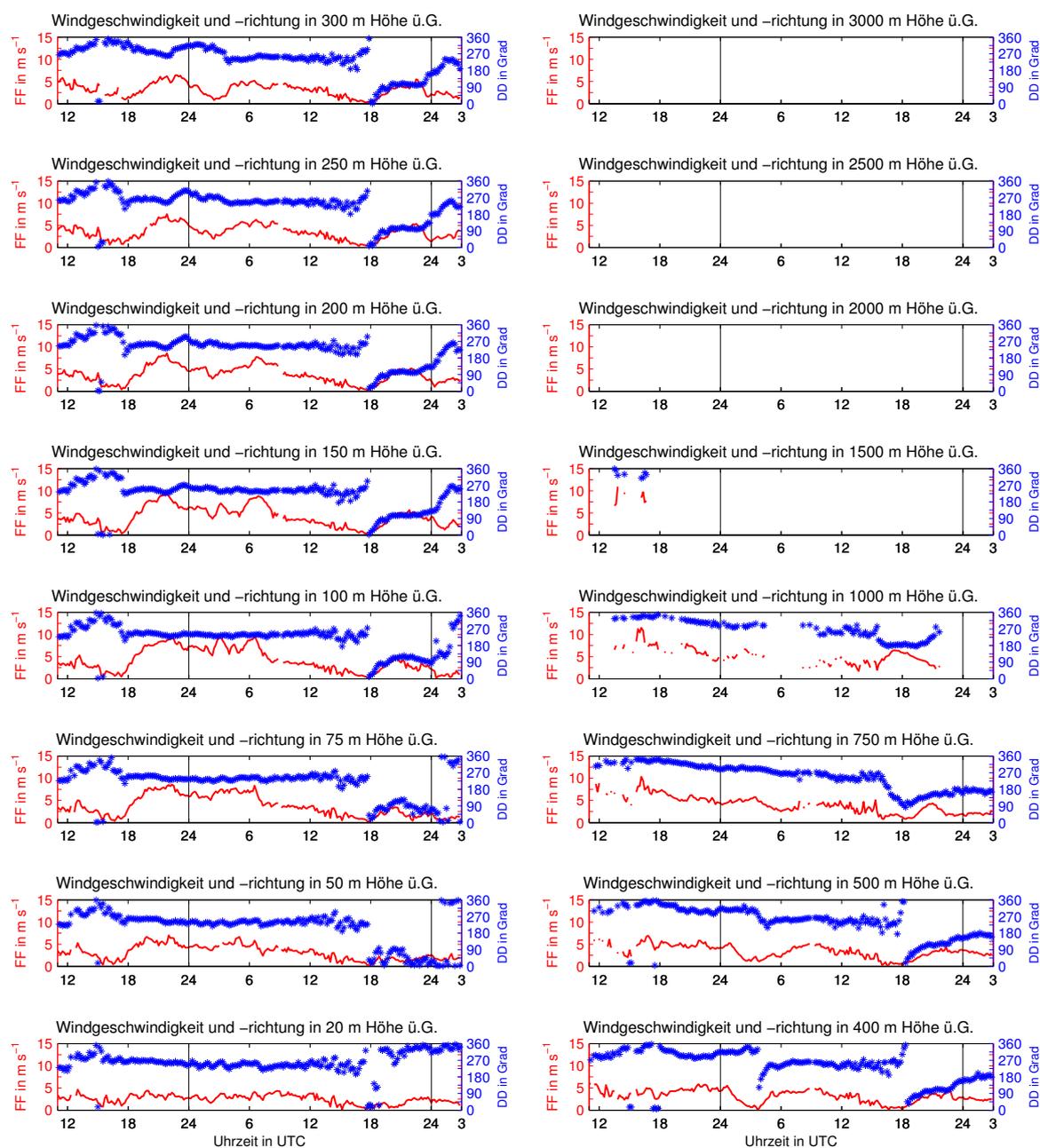
#### 5.1.1 Einzelmast

Die großräumige Wetterlage an den Messtagen zwischen dem 19.09.2011 und dem 21.09.2011 ist geprägt durch die Abschnürung eines Höhentiefs durch einen Rücken (Abbildungen A.1 bis A.4 im Anhang). Für Deutschland und insbesondere das Untersuchungsgebiet bei Hatzenbühl resultiert daraus in diesem Zeitraum ein Hochdruckeinfluss. Die schwach ausgeprägten Druckgradienten verursachen einen schwachen geostrophischen Westwind bis zum Abend des 20.09.2011. Durch eine Verlagerung des Boden-Hochs setzt eine Winddrehung ein, sodass zu Beginn des 21.09.2011 im Messgebiet ein Ostwind herrscht (Abbildung A.4).

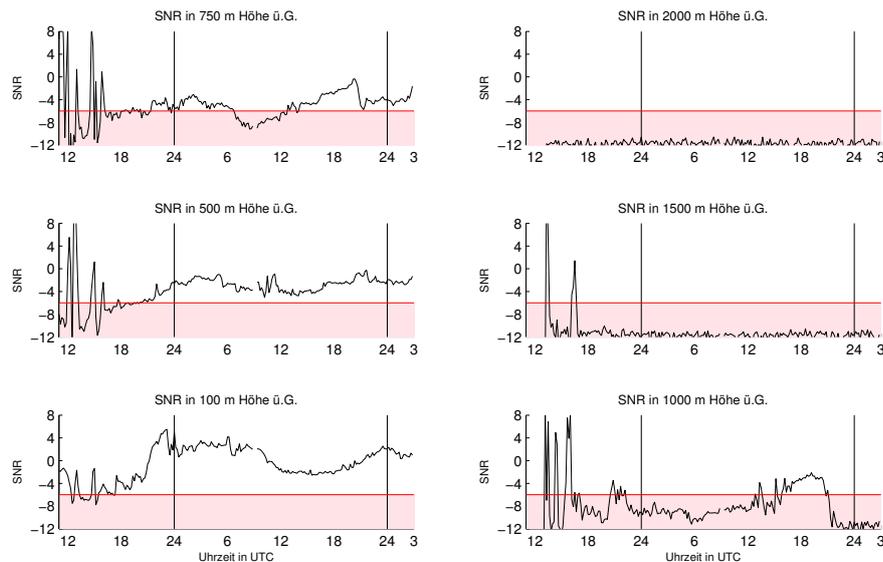
Die Auswertung der Messungen am Einzelmast erfolgt auf Grundlage der Daten vom 19.09.2011 bis 21.09.2011. Abbildung 5.1 zeigt die zeitliche Entwicklung des Windes für 16 Höhengniveaus zwischen 20 m und 3000 m. Für jedes Höhengniveau sind zwischen dem 19.09.2011, 11:00 UTC und dem 21.09.2011, 03:00 UTC die Zeitreihen der Windgeschwindigkeit in rot und der Windrichtung in blau aufgetragen. In der linken Spalte sind die Ergebnisse der Messhöhen von 20 m bis 300 m, in der rechten Spalte zwischen 400 m und 3000 m abgebildet. Die Zeitreihen sind durch senkrechte schwarze Linien jeweils um 00:00 UTC segmentiert.

In den oberen Messhöhen zwischen 1500 m bis 3000 m liefert die Lidarmessung an diesen Messtagen keine auswertbaren Ergebnisse. Außerdem treten bis 19.09.2011, 15:00 UTC und

ab 20.09.2011, 22:00 UTC auch in den Messniveaus von 750 m und 1000 m Datenlücken auf. Wie bereits in Kapitel 4.1 besprochen ist die Windmessung mit Lidarsystemen heterodyner Detektion von in der Luft vorhandenem Aerosol abhängig. In der freien Atmosphäre ist Aerosol nur in geringer Konzentration vorhanden, wodurch eine Messung dort nicht möglich ist. Die Höhe der planetaren Grenzschicht gibt in den meisten Fällen die oberste Messhöhe von virtuellen Masten vor. Das Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) ist ein Maß für die Datenqualität und kann als Filter verwendet werden. In Abbildung 5.2 sind die Zeitreihen des SNR in den Höhen 100 m, 500 m, 750 m, 1000 m, 1500 m und 2000 m dargestellt. Die rote Li-



**Abbildung 5.1:** Virtuellem Mast in Zeitreihendarstellung. Darstellung von 16 Zeitreihen der Windrichtung (DD, blau) und Windgeschwindigkeit (FF, rot), zwischen 20 m und 3000 m über Grund. Daten von 19.09.2011, 11:00 UTC bis 21.09.2011, 03:00 UTC.



**Abbildung 5.2:** Zeitreihen des SNR in den Höhen 100 m, 500 m, 750 m, 1000 m, 1500 m und 2000 m von 19.09.2011, 11:00 UTC bis 21.09.2011, 03:00 UTC. Die rote Fläche beschreibt die Bereiche herausgefilterter Daten.

nie kennzeichnet den angewendeten SNR-Filter von  $-6$ . Die roten Flächen darunter zeigen die in der weiteren Auswertung unberücksichtigten Daten an. In den Höhen bis 500 m liegt eine gute Datenqualität vor und eine Auswertung ist uneingeschränkt möglich. Im 750 m beziehungsweise im 1000 m Niveau existieren bereits Bereiche, in denen das SNR aufgrund von Schwankungen der Grenzschichthöhe, Werte kleiner  $-6$  annimmt. Alle Messwerte der Radialgeschwindigkeit bei einem SNR kleiner  $-6$  werden herausgefiltert. Dadurch kommt es zu Datenlücken in Abbildung 5.1. Ab 1500 m Höhe stehen an diesen Messtagen praktisch keine auswertbaren Daten mehr zur Verfügung.

In der untersten Messhöhe von 20 m werden im kompletten Messzeitraum Windgeschwindigkeiten von maximal  $5,0 \text{ m s}^{-1}$  gemessen. Der Vergleich mit den darüber liegenden Höhen zeigt, dass die Windgeschwindigkeiten einen sehr ähnlichen zeitlichen Verlauf nehmen, jedoch zu fast allen Zeitpunkten höher sind. Die Ursache dafür liegt in dem Reibungseinfluss der Erdoberfläche begründet. Nach der Theorie des logarithmischen Windprofils ist die Windgeschwindigkeit am Erdboden gleich null. Je größer der Abstand zur Erdoberfläche, desto geringer ist der Reibungseinfluss und umso höher die Windgeschwindigkeit. Die Messungen in den untersten Messhöhen steht, wie erwartet, in Übereinstimmung mit dieser Beobachtung.

In Abbildung 5.1 ist in allen Höhen bis 300 m über Grund in den ersten sechs Stunden der Messung eine abnehmende Windgeschwindigkeit zu erkennen. Gegen 17:00 UTC liegt mit Werten kleiner  $1,0 \text{ m s}^{-1}$  fast Windstille vor. In den darüber liegenden Höhen ( $> 300 \text{ m}$ ) sind deutlich größere Windgeschwindigkeiten sichtbar, die zum Abend hin signifikant abnehmen. Die Windrichtung dreht von 11:00 UTC bis 16:00 UTC in allen Höhen bis 250 m von Südwest auf Nord. Bis 18:00 UTC dreht der Wind wieder zurück auf West. In den Höhen über 300 m über Grund liegt annähernd konstant ein Nordwestwind an.

Hier überlagern sich zwei Effekte: Zum einen findet meteorologisch eine Winddrehung statt, was sich mit dem Windfeld in Abbildung A.1 und A.2 im Anhang deckt. Zum anderen fal-

len bei der Erfassung der Windrichtung bei niedrigen Windgeschwindigkeiten, wie sie in diesem Zeitraum vorliegen, Schwankungen stärker ins Gewicht. Eine exakte Bestimmung der Windrichtung ist bei niedrigen Windgeschwindigkeiten oft nicht möglich.

Ab 18:00 UTC nimmt die Windgeschwindigkeit, vor allem in den niedrigen Höhen bis 300 m mit einem Maximum von  $9,0 \text{ m s}^{-1}$  in 100 m Höhe deutlich zu. In Höhen größer 400 m ist eine Zunahme der Windgeschwindigkeit dagegen nicht mehr erkennbar. Windgeschwindigkeiten zwischen  $5,0 \text{ m s}^{-1}$  und  $9,0 \text{ m s}^{-1}$  bleiben in Bodennähe über Nacht bis 20.09.2011, 08:00 UTC erhalten und schwächen sich in den Morgenstunden auf Werte um  $4,0 \text{ m s}^{-1}$  ab. In den niedrigeren Messhöhen bis 100 m weht über die komplette Nacht der Wind aus konstant westlicher Richtung. Gegen 24:00 UTC erkennt man eine Winddrehung zwischen 150 m und 500 m in nördliche Richtung. In 400 m Höhe ist gegen 04:00 UTC sogar ein Windsprung um fast  $180^\circ$  erkennbar. Da in dieser Höhe zu dieser Zeit aber Windstille herrscht, ist eine Messung der Windrichtung nicht kontinuierlich möglich und es kann in der Darstellung zu Windsprüngen kommen. In den Messhöhen von 750 m und 1000 m dreht der Wind über die gesamte Nacht langsam von  $350^\circ$  auf  $270^\circ$ .

Die Verstärkung des Windes in den Höhen zwischen 50 m und 300 m ist durch einen nächtlichen Grenzschichtstrahlstrom erklärbar, welcher in Abschnitt 5.2 näher erläutert wird. Beim nächtlichen Grenzschichtstrahlstrom handelt es sich um ein Windregime, welches sich bei stabiler atmosphärischer Schichtung in der Nacht verstärkt und bei morgendlicher Labilisierung der Luftschichten abschwächt. Der Grenzschichtstrahlstrom ist vorwiegend in den Höhen zwischen 50 m und 300 m vorzufinden ist.

Im weiteren Tagesverlauf schwächt sich die Windgeschwindigkeit bis 18:00 UTC hin zu einer Windstille in allen Höhenlagen zwischen 20 m und 500 m ab. Ab 20.09.2011, 12:00 UTC fallen Schwankungen der Windrichtung auf, welche sich durch alle Höhengniveaus bis 500 m ziehen. Es herrscht ein schwacher bis mäßiger Wind aus wechselnder Richtung. Die Abnahme der Windgeschwindigkeit ist eine Folge der vorherrschenden Wetterlage. Aufgrund einer Hochdrucklage existieren nur schwach ausgeprägten Druckgradienten (Abbildung A.3) und es ist kein Antrieb für Wind vorhanden.

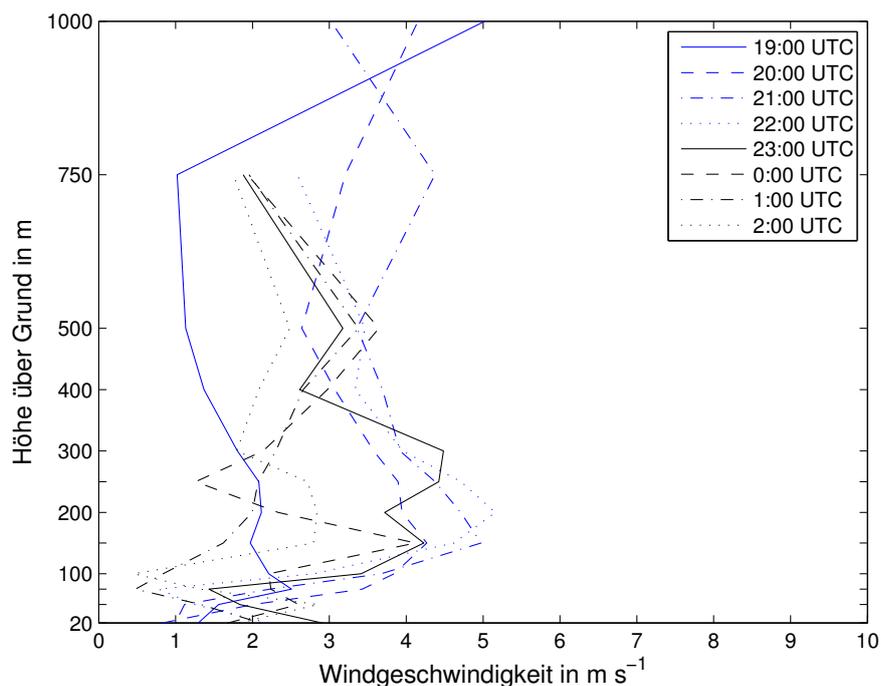
Ab 18:00 UTC am 20.09.2011 steigert sich die Windgeschwindigkeit auf bis zu  $6,0 \text{ m s}^{-1}$ , schwächt sich aber im weiteren Verlauf der Nacht wieder ab. Zu Beginn des Abends ab 18:00 UTC setzt zudem eine starke Winddrehung ein. In den Höhengniveaus zwischen 150 m und 500 m ist eine Drehung von West über Nord auf Ost erkennbar. Darunter deutet sich eine ähnliche Drehung an, ist jedoch wahrscheinlich aufgrund des Reibungseinflusses der Erdoberfläche nicht so ausgeprägt. In 750 m und 1000 m dreht der Wind, ähnlich wie in den niedrigen Höhen, auf Süd.

Mit einer Verlagerung des Hochdruckgebietes im Versuchsgebiet geht eine Winddrehung einher, so dass der zuvor aus Westen wehende Wind je nach Höhenlage in einen Ost- beziehungsweise Südwind übergeht. In den Abbildungen A.3 bis A.4 im Anhang ist die Drehung des Bodenwinds in GFS Analysekarten im Zeitraum zwischen dem 20.09.2011, 12:00 UTC und dem 21.09.2011, 00:00 UTC zu sehen.

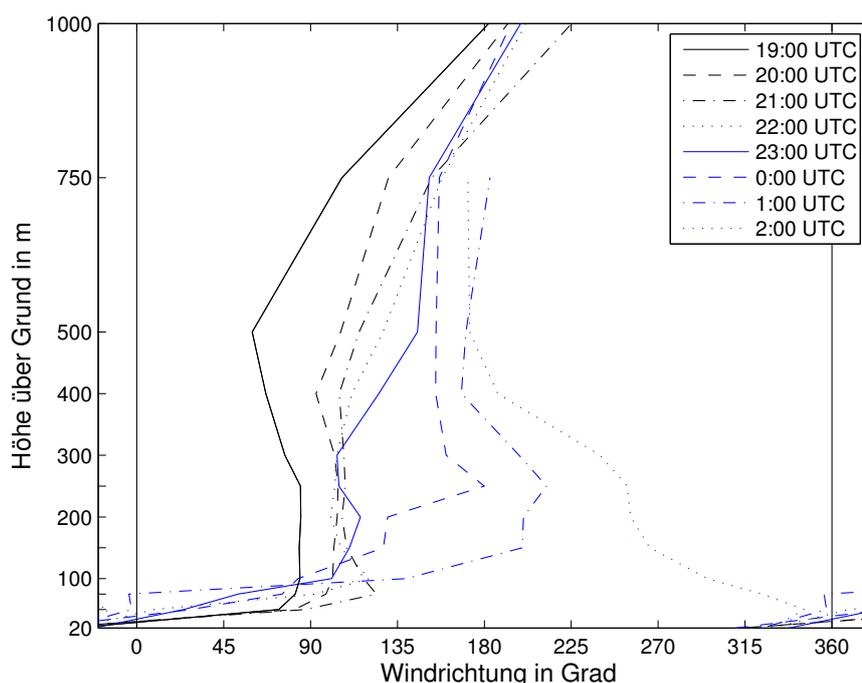
Eine weitere Darstellungsform für Daten der virtuellen Masten ist die Profildarstellung. Auf der Ordinate ist die Höhe und auf der Abszisse die Windgeschwindigkeit beziehungsweise die Windrichtung aufgetragen. In Abbildung 5.3 sind Vertikalprofile der Windgeschwindig-

keit zu verschiedenen Zeitpunkten dargestellt. Am 20.09.2011 um 19:00 UTC sind schwache Winde zwischen  $1,0 \text{ m s}^{-1}$  und  $2,0 \text{ m s}^{-1}$  bis in eine Höhe von 750 m vorzufinden. Im 1000 m Niveau wird ein stärkerer Wind von  $5,0 \text{ m s}^{-1}$  gemessen. In den nächsten drei Zeitschritten zwischen 20:00 UTC und 22:00 UTC findet eine Verstärkung des Windes in den Höhen zwischen 100 m und 300 m statt. Auch hier ist durch die Entkopplung vom Reibungseinfluss, ähnlich wie in der Nacht zuvor, eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten bis maximal  $5,0 \text{ m s}^{-1}$  in Höhen zwischen 75 m und 300 m vorzufinden. Ab 23:00 UTC sinkt die Windgeschwindigkeit unterhalb von 400 m Höhe wieder auf Werte um  $2,0 \text{ m s}^{-1}$ . Besonders um 22:00 UTC, 00:00 UTC und 02:00 UTC liegen in 50 m und 75 m Höhe sehr niedrige Windgeschwindigkeiten um  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  vor.

Abbildung 5.4 zeigt analog die Profildarstellung der Windrichtung. Im Zeitraum zwischen dem 20.09.2011, 19:00 UTC und dem 21.09.2011, 02:00 UTC zeigt sich besonders in den unteren Messhöhen bis 500 m die Winddrehung, welche auch schon in Abbildung 5.1 zu erkennen war. Am Boden weht der Wind nahezu konstant aus nordöstlicher Richtung, während der Wind in den darüber liegenden Schichten zwischen 150 m und 400 m Höhe, insbesondere im Zeitraum zwischen dem 20.09.2011, 23:00 UTC und dem 21.09.2011, 02:00 UTC, eine Drehung um etwa  $100^\circ$  auf Ost vollzieht. In Höhen oberhalb von 750 m ändert sich die Windrichtung im Laufe der Nacht dagegen nur um etwa  $50^\circ$ . Aufgrund der sehr niedrigen Windgeschwindigkeit von  $\approx 0,5 \text{ m s}^{-1}$ , ist eine Angabe der Windrichtung nicht sinnvoll. Das Höhenprofil um 02:00 UTC sollte daher, zumindest in Höhen unterhalb von 150 m vernachlässigt werden.



**Abbildung 5.3:** Profildarstellung der Windgeschwindigkeit in Hatzenbühl zwischen 20.09.2011, 19:00 UTC und 21.09.2011, 02:00 UTC.



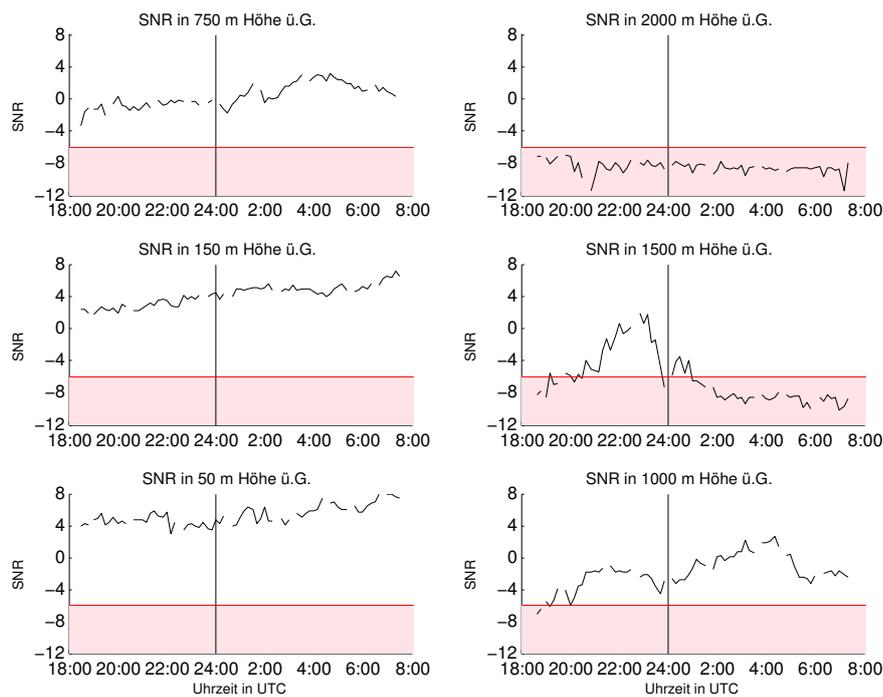
**Abbildung 5.4:** Profildarstellung der Windrichtung in Hatzenbühl zwischen 20.09.2011, 19:00 UTC und 21.09.2011, 02:00 UTC.

### 5.1.2 Mastreihen

Der Auswertung einer Mastreihe liegen die Daten von 24.09.2011 18:30 UTC bis 25.09.2011 07:30 UTC zugrunde. Die Messung basiert auf dem Scanmuster der Mastreihe (Abbildung 4.3). In vier verschiedenen Höhen von 50 m, 75 m, 250 m und 500 m werden jeweils die Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung an den Messmasten M1 bis M7 miteinander verglichen. Wie in den GFS Analysekarten in Abbildung A.5 zu erkennen ist, liegt über dem Versuchsgebiet im Messzeitraum in der Höhe ein Rücken. Am Boden ist in den DWD-Analysekarten (Abbildung A.5) ein Tiefdruckgebiet mit sehr schwach ausgeprägten Druckgradienten im Messgebiet zu erkennen. Mit starkem Wind ist daher nicht zu rechnen. Im Windfeld des GFS werden schwache Winde aus wechselnder Richtung berechnet.

In Abbildung 5.5 ist das vom IMK-Lidar „WTX“ aufgezeichnete SNR in den Höhen 50 m, 150 m, 750 m, 1000 m, 1500 m und 2000 m als Zeitreihe dargestellt. Um für die Auswertung eine gute Datenqualität ohne Datenfehler zu garantieren, wird wie auch schon bei der Einzelmastmessung, ein Schwellenwert des SNR von  $-6$  für die Filterung festgelegt. In Höhen bis 1000 m liegt über den gesamten Zeitraum eine ausreichende Datenqualität vor, wodurch eine Datenauswertung uneingeschränkt möglich ist. In 1500 m Höhe nimmt das SNR ab etwa 01:00 UTC Werte kleiner  $-6$  an. In 2000 m Höhe ist wegen des durchgehend niedrigen SNR keine Auswertung mehr möglich. Die in der Abbildung auftretenden Datenlücken sind messtechnisch bedingt, da aufgrund des langen Messzyklus (Kapitel 4.3.2) nicht für jedes 10-Minuten-Intervall Messwerte vorliegen.

Tabelle 5.1 zeigt die Höhenabhängigkeit des am 25.09.2011 zwischen 00:10 UTC und 00:20 UTC gemessenen mittleren SNR. Liegt von den Standorten der Lidargeräte zu den Stand-

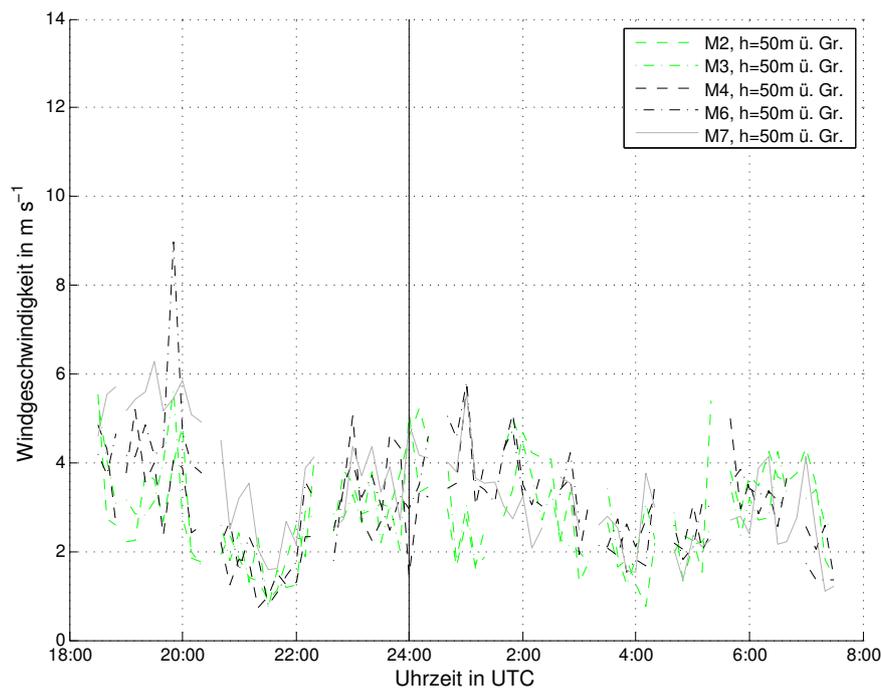


**Abbildung 5.5:** Zeitreihen des SNR des WTX in den Höhen 50 m, 150 m, 750 m, 1000 m, 1500 m und 2000 m von 24.09.2011 18:00 UTC bis 25.09.2011 08:00 UTC. Rote Fläche beschreibt die Bereiche herausgefilterter Daten.

orten der virtuellen Masten keine freie Sicht vor, ist dies im ebenfalls im SNR zu erkennen. Dies betrifft den bodennahen Messbereich bis 50 m Höhe. In 2000 m Höhe ist die Datenqualität aufgrund fehlenden Aerosols in der freien Atmosphäre nicht ausreichend ( $\text{SNR} < -6$ , rot markiert). Da das IMK-Lidar „HYB“ bei den virtuellen Masten M1, M4 und M5 in 1500 m Höhe ebenfalls ein SNR kleiner  $-6$  hat, ist hier eine Auswertung nur eingeschränkt möglich. Zwischen 75 m und 1000 m herrscht auf alle virtuellen Masten freie Sicht. Existiert keine freie Sicht auf einen Messpunkt ist dies im SNR erkennbar. Liegt ein  $\text{SNR} > 10$  vor, befindet

**Tabelle 5.1:** SNR-Mittelwerte am 25.09.2011 zwischen 00:10 UTC und 00:20 UTC der Lidargeräte WTX und HYB bei der Messung an den virtuellen Masten M1 bis M7 zwischen 20 m und 2000 m Höhe. Werte zwischen  $-6 \leq \text{SNR} < 10$  sind grün markiert, alle anderen rot.

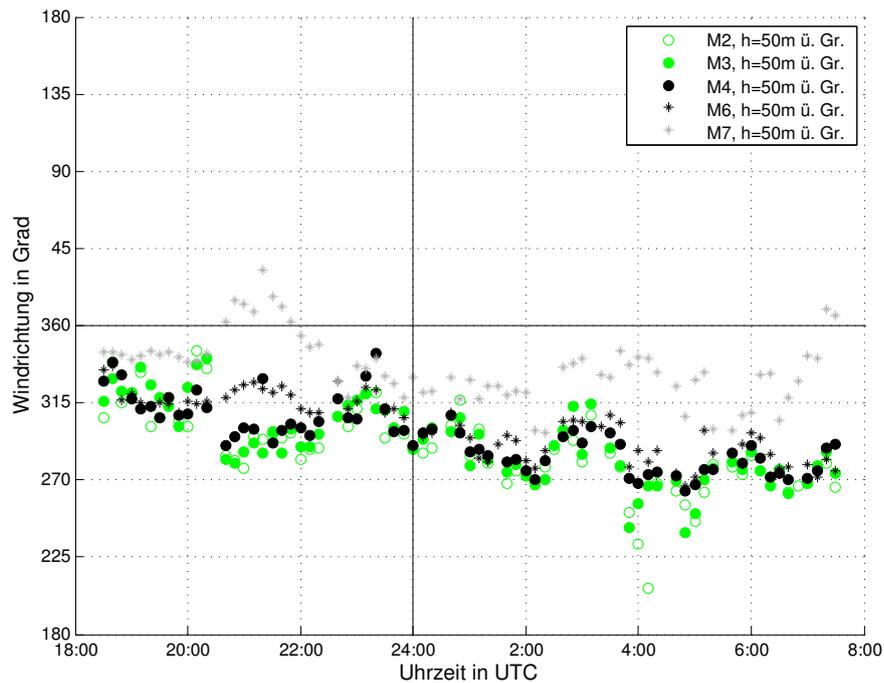
	M1		M2		M3		M4		M5		M6		M7	
	HYB	WTX												
2000 m	-7,58	-8,29	-7,27	-8,40	-7,67	-8,20	-7,05	-7,62	-6,99	-7,93	-7,83	-8,31	-6,91	-8,42
1500 m	-6,01	-5,39	-5,51	-5,37	-4,93	-5,72	-6,15	-4,84	-6,06	-4,23	-4,57	-5,91	-4,85	-5,39
1000 m	-1,28	-5,49	1,65	-4,14	0,77	-4,11	2,22	-3,83	2,78	-4,52	2,59	-2,64	2,04	-3,38
750 m	-1,05	-5,70	0,50	-2,58	-0,37	-2,75	1,14	-2,47	1,40	-1,96	2,62	-0,73	1,40	-0,65
500 m	-0,95	-4,40	1,79	-2,42	2,72	-1,41	2,24	-0,42	3,45	-0,18	3,15	0,59	1,93	0,87
300 m	0,01	-2,38	3,55	-0,19	3,32	1,14	4,72	0,56	4,56	1,39	4,06	2,95	2,11	3,56
250 m	1,50	-1,84	4,58	-0,50	4,96	0,62	4,76	1,24	4,88	1,54	4,33	3,61	2,93	4,03
200 m	2,93	-2,45	4,69	0,59	4,66	0,61	5,62	1,67	5,22	2,29	4,95	3,50	2,53	5,14
150 m	1,87	-1,06	4,85	0,14	5,39	1,61	6,05	2,49	6,49	2,59	4,57	3,62	3,34	-8,42
100 m	2,29	-1,03	5,58	0,91	5,52	0,91	5,91	1,98	7,13	2,45	4,53	4,04	3,31	-5,39
75 m	2,88	-1,37	4,09	0,34	5,15	0,69	3,82	1,86	-0,34	2,92	4,09	3,96	2,79	-3,38
50 m	-7,64	-9,92	4,38	0,43	3,99	0,96	6,20	2,24	-7,44	2,41	4,44	4,26	2,53	-0,65
20 m	-7,72	-8,73	-0,22	-9,97	19,2	17,3	-7,83	4,37	-7,68	5,77	8,72	6,88	5,87	0,87



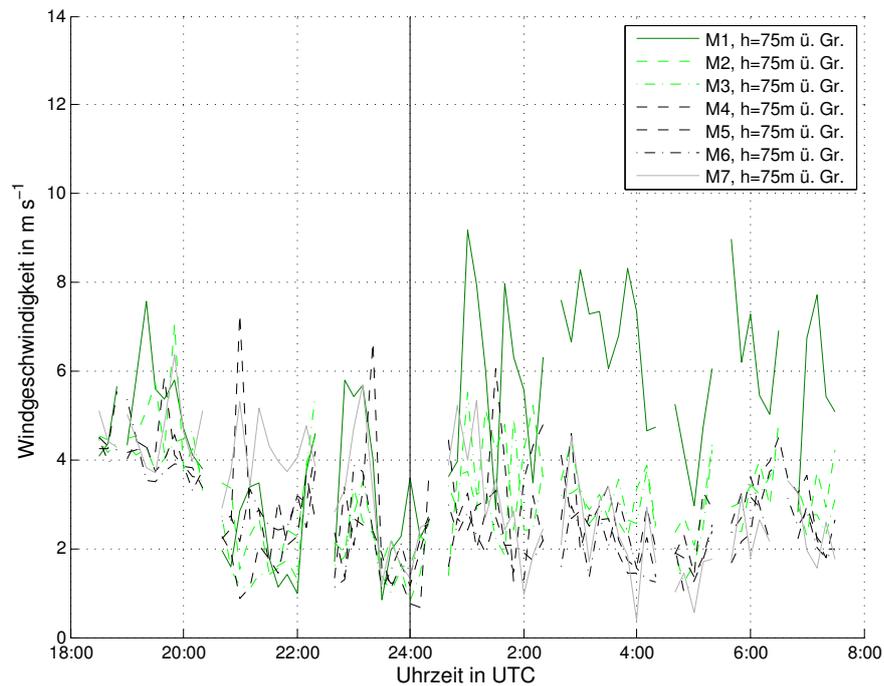
**Abbildung 5.6:** Windgeschwindigkeit bei Messung an den virtuellen Masten M2, M3, M4, M6, und M7 in 50 m Höhe aus Messung vom 24.09.2011, 18:00 UTC bis 25.09.2011, 08:00 UTC.

sich ein Hindernis im Bereich des ausgewerteten Abstandintervalls. Dies ist bei M3 in 20 m Höhe der Fall. Liegt das ausgewertete Abstandsintervall hinter dem Hindernis, ist ein  $\text{SNR} < -6$  charakteristisch. Bei M1 beispielsweise ist in den unteren beiden Messhöhen von 20 m und 50 m die Sicht durch die Waldkante von etwa 30 m Höhe eingeschränkt.

In Abbildung 5.6 ist in 50 m Höhe die an den virtuellen Masten M2, M3, M4, M6 und M7 gemessene Windgeschwindigkeit und in Abbildung 5.7 die Windrichtung dargestellt. Die Masten M1 und M5 werden aus den genannten Gründen im diesem Niveau nicht ausgewertet. Die Kurven der Windgeschwindigkeit (Abbildung 5.6) geben über weite Strecken der Auswertung ähnliche Messwerte wieder. Vor 20:00 UTC treten starke Abweichungen in den Daten von Mast M4 auf. Abgesehen davon kann an allen Masten im gesamten zeitlichen Verlauf Messwerte zwischen  $1 \text{ m s}^{-1}$  und  $6 \text{ m s}^{-1}$  aufgezeichnet werden. Während die Windgeschwindigkeit an den virtuellen Masten M2, M3, M4 und M6 einen sehr ähnlichen zeitlichen Verlauf nimmt, stimmen die Messdaten M7 nicht mit denen der anderen Masten überein. Die Fehlerbetrachtung in Kapitel 4.4 zeigt, dass die Masten M4 und M7 besonders empfindlich auf Messungenauigkeiten der Radialgeschwindigkeit und Einstellungsfehler der Azimut- und Elevationswinkel reagieren. Da auch die Messqualität des HYB im Messzeitraum Schwankungen unterlag, können diese sich vor allem in den Messdaten von M4 und M7 niederschlagen. Die übrigen Kurven zeigen im Rahmen der Messgenauigkeit eine gute Übereinstimmung. Bei der Analyse der Windrichtung in Abbildung 5.7 ist besonders die Abweichung am virtuellen Mast M7 auffällig. Die Messwerte weichen teilweise um fast  $90^\circ$  von den Messwerten an den anderen Masten ab. Die Masten M2, M3, M4 und M6 verzeichnen einen Wind aus Nordwest bis West, während an M7 ein Wind aus Nord bis Nordwest gemessen wird. Auch hier ist die Messgenauigkeit am virtuellen Mast M7 wohl



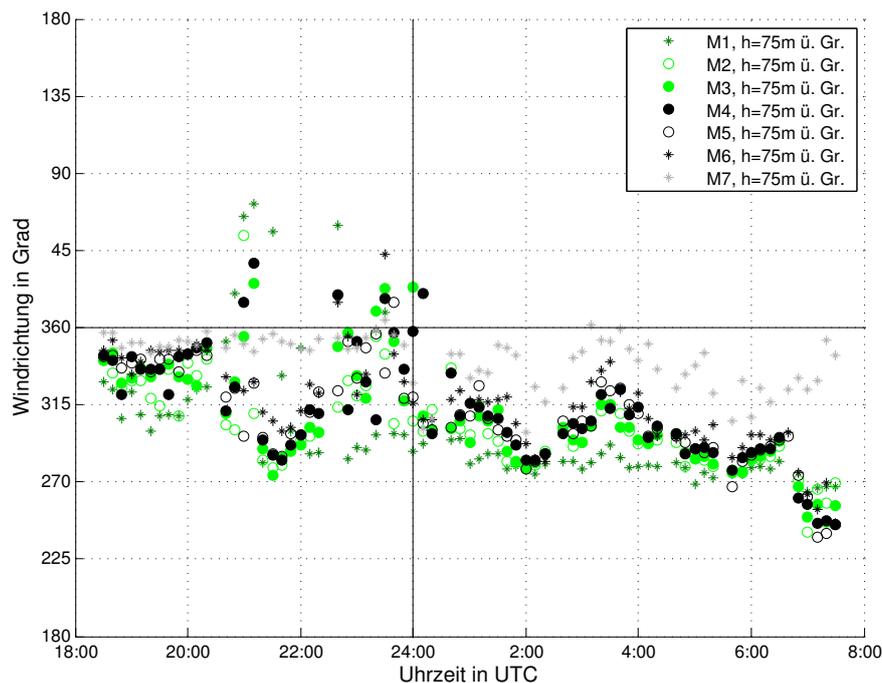
**Abbildung 5.7:** Windrichtung bei Messung an den virtuellen Masten M2, M3, M4, M6, und M7 in 50 m Höhe aus Messung vom 24.09.2011, 18:00 UTC bis 25.09.2011, 08:00 UTC.



**Abbildung 5.8:** Windgeschwindigkeit bei Messung an den virtuellen Masten M1 bis M7 in 75 m Höhe aus Messung vom 24.09.2011, 18:00 UTC bis 25.09.2011, 08:00 UTC.

nicht ausreichend. Zukünftige Messungen mit zwei intakten Lidargeräten werden solche Ungenauigkeiten jedoch vermutlich nicht mehr aufweisen.

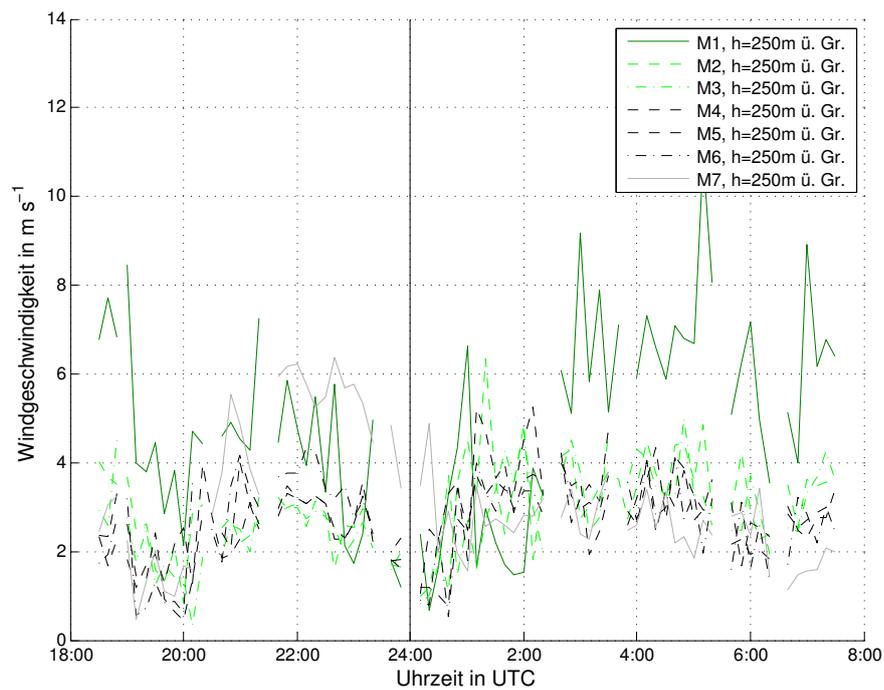
Abbildung 5.8 stellt die Ergebnisse der Windgeschwindigkeit und Abbildung 5.9 die der Windrichtung in 75 m Höhe an der gesamten Mastreihe dar, da in dieser Höhe auch die Masten M1 und M5 gute Werte des SNR aufweisen (Tabelle 5.1). Die Ergebnisse der Wind-



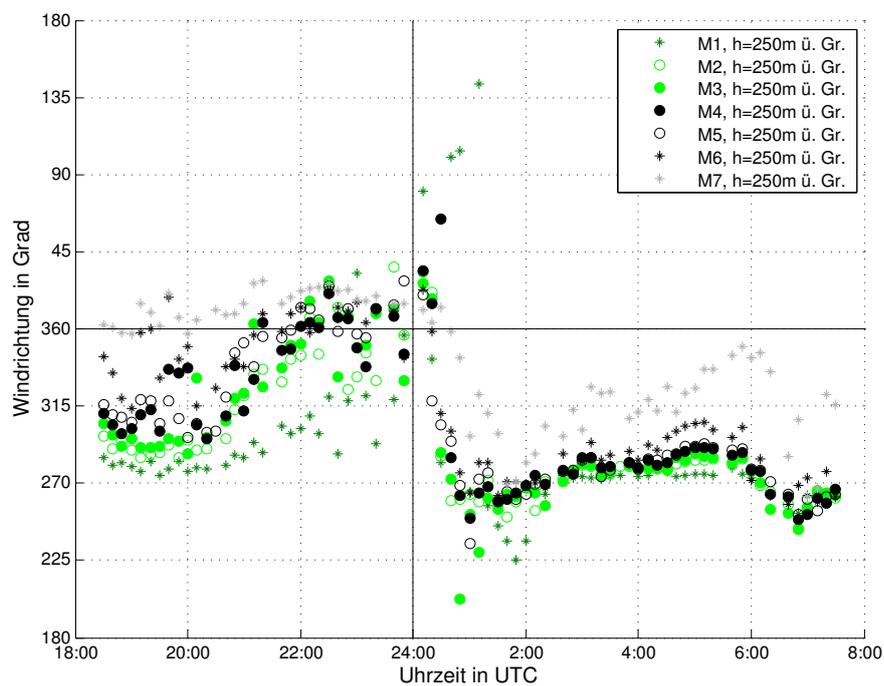
**Abbildung 5.9:** Windrichtung bei Messung an den virtuellen Masten M1 bis M7 in 75 m Höhe aus Messung vom 24.09.2011, 18:00 UTC bis 25.09.2011, 08:00 UTC.

geschwindigkeit (Abbildung 5.8) an den Masten M2, M3, M5 und M6 liegen in großen Bereichen der Messung dicht beieinander. Die Daten der Masten M1, M4 und M7 zeigen hingegen teils starke Abweichungen. Die Windgeschwindigkeit an Mast M1, welche im Zeitraum zwischen 18:00 UTC und 24:00 UTC noch nah bei den Messkurven der Masten M2, M3, M5 und M6 liegt, zeigt ab 01:00 UTC mit  $\approx 7 \text{ m s}^{-1}$  etwa doppelt so große Werte als die anderen Masten. Die Daten an Mast M4 zeigen, wie auch im 50 m Niveau regelmäßige Ausreißer. Gegen 21:00 UTC liegen diese zwischen  $3 \text{ m s}^{-1}$  und  $5 \text{ m s}^{-1}$ . Während die Daten des Masts M7 vor allem zwischen 21:00 UTC und 22:00 UTC einen anderen Verlauf als die Masten M2, M3, M5 und M6 zeigen, stimmen die Ergebnisse insbesondere ab 02:00 UTC mit denen der vier anderen Masten wieder überein. Unter Vernachlässigung aller Abweichungen werden an den Masten M1 bis M7 Windgeschwindigkeiten zwischen  $1 \text{ m s}^{-1}$  und  $6 \text{ m s}^{-1}$  gemessen, die sowohl im zeitlichen Verlauf, als auch im Betrag ähnliche Ergebnisse wie in 50 m Höhe zeigen. Direkte Unterschiede zwischen Werten über dem Wald (grün, M1 bis M3) und über dem Acker (schwarz und grau, M4 bis M7), wie in Kapitel 4.2.2 besprochen, sind nicht auffällig.

Bei der Windrichtung in Abbildung 5.9 fällt zwischen 20:00 UTC und 24:00 UTC ein Bereich ins Auge, bei dem alle virtuellen Masten große Windsprünge aufweisen. Diese sind auf die zeitgleich gemessenen niedrigen Windgeschwindigkeiten zurückzuführen. Ansonsten liegen über den kompletten Zeitraum die Daten der Masten M2 bis M6 sehr dicht beieinander und zeigen, wie in 50 m Höhe einen Wind aus nordwestlicher bis westlicher Richtung. Die Messdaten an Mast M1 sind um etwa  $15^\circ$  geringer, stimmen im Rahmen der Messgenauigkeit jedoch noch mit den Ergebnissen von M2 bis M6 überein. Die Windrichtungsdaten an M7 weisen mit bis zu  $45^\circ$  Differenz zu den Daten der Masten M2 bis M6 große Abweich-



**Abbildung 5.10:** Windgeschwindigkeit bei Messung an der Mastreihe M1 bis M7 in 250 m Höhe aus Messung vom 24.09.2011, 18:00 UTC bis 25.09.2011, 08:00 UTC.



**Abbildung 5.11:** Windrichtung bei Messung an der Mastreihe M1 bis M7 in 250 m Höhe aus Messung vom 24.09.2011, 18:00 UTC bis 25.09.2011, 08:00 UTC.

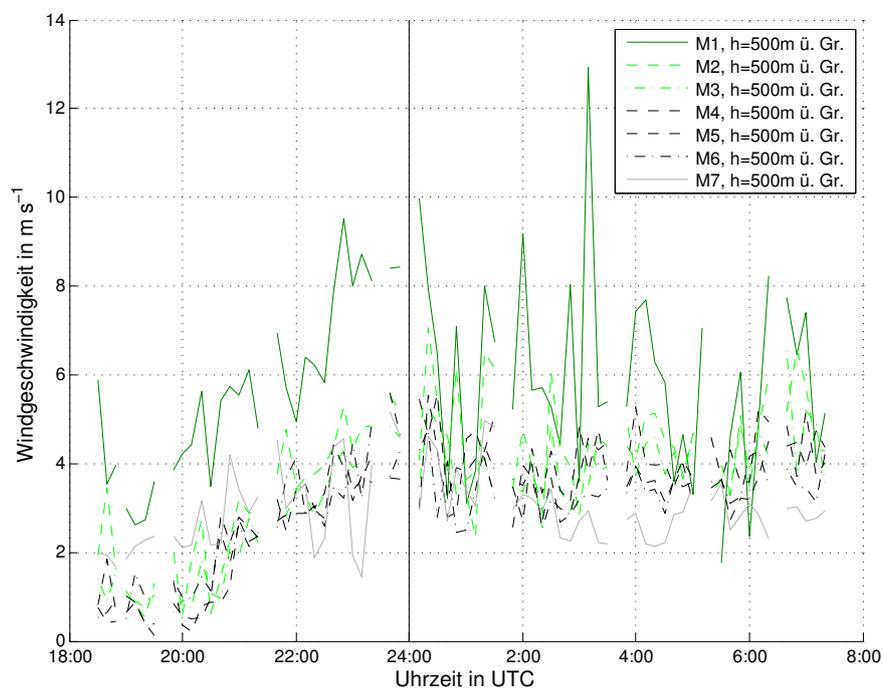
ungen auf.

Die Windgeschwindigkeit an den virtuellen Masten in 250 m Höhe ist in Abbildung 5.10 dargestellt, die Windrichtung in Abbildung 5.11. Bei der Windgeschwindigkeit lassen sich die Ergebnisse aus den Höhenniveaus von 50 m und 75 m auch auf dieses Höhenniveau übertragen (Abbildung 5.10). Bis auf die Abweichungen der Messdaten an den virtuellen

Masten M7 zwischen 20:00 UTC und 01:00 UTC und an M1 über die komplette Zeitreihe, zeigen die Kurven der übrigen Masten eine gute Übereinstimmung. Die gemessene Windgeschwindigkeit liegt zwischen  $1 \text{ m s}^{-1}$  und  $5 \text{ m s}^{-1}$ .

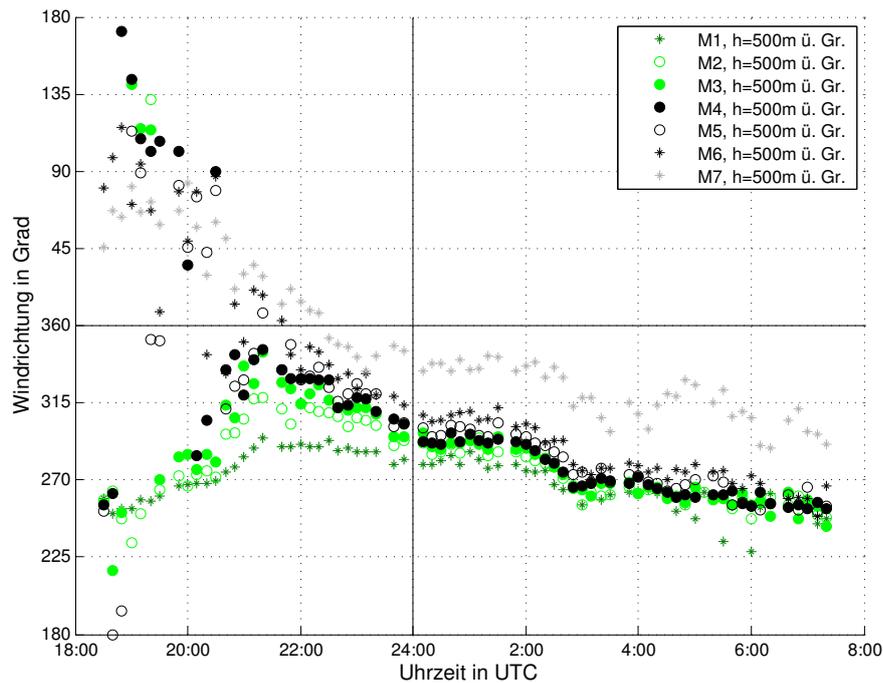
Die an den virtuellen Masten M2 bis M6 aufgezeichneten Windrichtungen liegen im gesamten Messintervall dicht beieinander (Abbildung 5.11). Zu Messbeginn liegt im Mittel ein Nordwestwind vor, der bis 24:00 UTC auf Nord dreht. Alle Masten geben zwischen 24:00 UTC und 01:00 UTC eine Winddrehung um etwa  $90^\circ$  auf West wieder. Die Messung am Mast M1 weicht vor allem zwischen 20:00 UTC und 24:00 UTC davon ab, danach liegen auch dessen Werte nahe bei den Kurven von M2 bis M6. Die an Mast M1 gemessene Windrichtung weicht dagegen im gesamten Messintervall stark von den übrigen Kurven ab.

Abbildung 5.12 stellt die Messwerte der Windgeschwindigkeit und



**Abbildung 5.12:** Windgeschwindigkeit bei Messung an der Mastreihe M1 bis M7 in 500 m Höhe aus Messung vom 24.09.2011, 18:00 UTC bis 25.09.2011, 08:00 UTC.

Windrichtung im 500 m Niveau dar. Die Kurven der Windgeschwindigkeit der virtuellen Masten M2 bis M7 in Abbildung 5.12 liegen nah beieinander, die Messergebnisse von M1 weichen abermals stark von den anderen Werten ab und geben etwa doppelt so große Werte wieder. Während M2 bis M6 zwischen 18:00 UTC und 21:00 UTC Windgeschwindigkeiten zwischen  $0 \text{ m s}^{-1}$  und  $2 \text{ m s}^{-1}$  aufzeigen, liegen die Messwerte von M1 zur selben Zeit mit etwa  $4 \text{ m s}^{-1}$  fast doppelt so hoch. Im weiteren Verlauf steigt die Windgeschwindigkeit an den virtuellen Masten M2 bis M6 auf Windgeschwindigkeiten um  $4 \text{ m s}^{-1}$  an. An M1 werden ab 21:00 UTC stark schwankende Windgeschwindigkeiten von bis zu  $13 \text{ m s}^{-1}$  gemessen. Abbildung 5.13 zeigt, zeitgleich zu den niedrigen Windgeschwindigkeiten zwischen 18:00 UTC und 21:00 UTC, wechselnde Windrichtungen an verschiedenen Masten. An den Masten M1 bis M4 wird ein Westwind, der nach Nordost dreht, detektiert, an den Masten M5 bis M7 ein von Ost auf Nordwest drehender Wind gemessen. Ab 22:00 UTC, bei höhe-



**Abbildung 5.13:** Windrichtung bei Messung an der Mastreihe M1 bis M7 in 500 m Höhe aus Messung vom 24.09.2011, 18:00 UTC bis 25.09.2011, 08:00 UTC.

ren Windgeschwindigkeiten ist an den Masten M1 bis M6 ein Nordwestwind erkennbar, der bis 08:00 UTC auf West dreht. An M7 wird zu selben Zeit ein um etwa  $45^\circ$  auf Nordwest gedrehter Wind gemessen.

### 5.1.3 Ergebnisse

Die Messung an einem einzelnen virtuellen Mast ist vor allem dann sinnvoll, wenn über einen langen Zeitraum das Vertikalprofil des Windes über einem Ort betrachtet werden soll. Mit der Zeitreihendarstellung in verschiedenen Höhen ist es dabei möglich, sich einen schnellen Überblick über die Höhenverteilung des Winds zu verschaffen. Neben der maximalen Messhöhe an den jeweiligen Messtagen ist eine Zunahme der Windgeschwindigkeit oder die Drehung des Windes gut sichtbar. Für eine gezielte Analyse ist es sinnvoll, zu markanten Zeitpunkten die relevanten Messwerte im Höhenprofil darzustellen. Die Lage der Windmaxima bezüglich der Höhe oder Effekte der Windscherung können darin gut erkannt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit ist im Zeitraum zwischen dem 19.09.2011 und dem 21.09.2011 eine Auswertung der Messdaten bis in eine Höhe von 1000 m möglich. Das SNR in den darüber liegenden Höhen ist zu niedrig für eine sinnvolle Auswertung der Daten. Zu Zeitpunkten niedriger Windgeschwindigkeit ist eine Bestimmung der Windrichtung nicht möglich, da die relative Schwankung der Windrichtung bei niedrigen Windgeschwindigkeiten größer ist. Dies fällt durch sehr große Schwankungen der Windrichtung auf. Die Winddrehung am 20.09.2011 zwischen 18:00 UTC und 24:00 UTC wird unter Zuhilfenahme der Höhenprofile der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit analysiert. Die nächtliche Zunahme des Windes in Höhenniveaus zwischen 100 m und 300 m ist auf einen Prozess der Entkopplung

vom Reibungseinfluss zurückzuführen. In der Zeitreihendarstellung ist dieser Vorgang noch deutlicher zwischen dem 19.09.2011, 18:00 UTC und dem 20.09.2011, 08:00 UTC zu sehen. Der dort auftretende nächtliche Grenzschichtstrahlstrom wird in Kapitel 5.2 mit den Untersuchungsmethoden für einen Einzelmast weiter analysiert.

Der Einsatz einer Mastreihe ergibt dann Sinn, wenn aufgrund von Einflüssen am Boden, zum Beispiel an einem Rauigkeitssprung, einer Taleinmündung oder Ähnlichem, Unterschiede im bodennahen Windfeld festgestellt werden sollen. Im Messzeitraum zwischen dem 24.09.2011, 18:00 UTC und dem 25.09.2011, 08:00 UTC können keine Einflüsse der wechselnden Bodeneigenschaften auf das Windfeld festgestellt werden. Für weitere Untersuchungen an den Mastreihen ist die Auswertung dieser Messdaten jedoch sehr wertvoll, da einige Erkenntnisse über die Messgenauigkeiten an verschiedenen Standorten gewonnen werden können. Dies trägt zu einer Steigerung der Qualität zukünftiger Messungen an Reihen virtueller Masten bei.

Der Vergleich der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in den Höhenniveaus von 50 m, 75 m, 250 m und 500 m Höhe liefert sinnvolle Ergebnisse. Während die Ergebnisse der virtuellen Masten M2, M3, M5, und M6 augenscheinlich übereinstimmende und gute Ergebnisse liefern, ist vor allem die Messung an den Masten M1 und M7 problematisch. Der virtuelle Mast M1 liefert dabei ungenaue Daten der Windgeschwindigkeit, während beim Mast M7 hauptsächlich die Windrichtung fehlerhaft erfasst wird. Bei M4 gibt es in den Zeitreihen teils große Ausreißer. Da M4 und M7 gemäß der Fehlerabschätzung besonders empfindlich auf Messgenauigkeiten reagieren, sind die Ergebnisse dieser Masten dadurch zu erklären (Kapitel 4.4). Bei M1 liegt die Vermutung nahe, dass der Winkel, welcher zwischen den Lidarblickrichtungen liegt, zu spitz ist und die gemessenen Windkomponenten nicht ausreichend unabhängig sind (Kapitel 4.2.2).

Allgemein scheint die Messqualität im Vergleich zu der Messung am Einzelmast abgenommen zu haben, da alle Kurven stärkeren Schwankungen unterworfen sind. Dies ist die Folge der geringeren Messzeit an einem Messpunkt. Da, wie in den Methoden beschrieben, an einem Punkt innerhalb von zehn Minuten nur etwa fünf Sekunden gemessen wird, sind diese Schwankungen nicht unerwartet. An dieser Stelle gilt es, das Scanmuster zu optimieren. Statt einer Messung in 13 unterschiedlichen Höhen, wäre eine Messung mit etwa 7 Höhen deutlich zeitsparender. Besonders die Höhenniveaus, die oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht liegen und keine brauchbaren Daten liefern, könnten eingespart werden. Denkbar wäre auch eine Anordnung von einer Mastreihe bis in eine Höhe von etwa 250 m mit einer Anzahl von etwa fünf Messhöhen, kombiniert mit einem einzelnen virtuellen Mast, an dem bis in Höhen von 1,5 km gemessen wird. Da der Einfluss der unterschiedlichen Bodenbeschaffenheit nicht bis in Höhen von 250 m reicht, liefern alle Masten einer Mastreihe darüber ähnliche Ergebnisse. Durch die Kombination eines hochreichenden Einzelmasts und einer in der Höhe beschränkten Mastreihe könnten so sowohl Veränderungen des vertikalen Windprofils als auch die horizontale Variation des Windes an verschiedenen Standorten, mit moderatem Zeitaufwand untersucht werden.

Generell sind auch die Standorte der virtuellen Masten zu überdenken, da besonders die Masten M1, M4 und M7 anfällig gegenüber Messgenauigkeiten sind (Kapitel 4.4). Vor der Messung kann mittels einer ortsbezogenen Fehlerbetrachtung ausgeschlossen

werden, dass die Messung empfindlich auf Messungenauigkeiten reagiert. In die Wahl des Messstandortes sollten auch Informationen über eine freie Sicht auf tiefe Messpunkte einfließen (Tabelle 5.1).

Die Analyse des Windfeldes über einem Rauigkeitssprung ist für die vorliegenden Messdaten nicht sinnvoll, da keine signifikanten Unterschiede zwischen Messungen über dem Wald, direkt an der Waldkante und über dem Ackerland zu beobachten sind. Dies liegt in erster Linie an der Genauigkeit der Messergebnisse. Des weiteren ist die zum Messzeitpunkt vorherrschende schwachwindige Wettersituation, bezüglich des Rauigkeitssprungs nicht so aufschlussreich wie die Analyse eines Starkwindereignisses.

## 5.2 Nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom

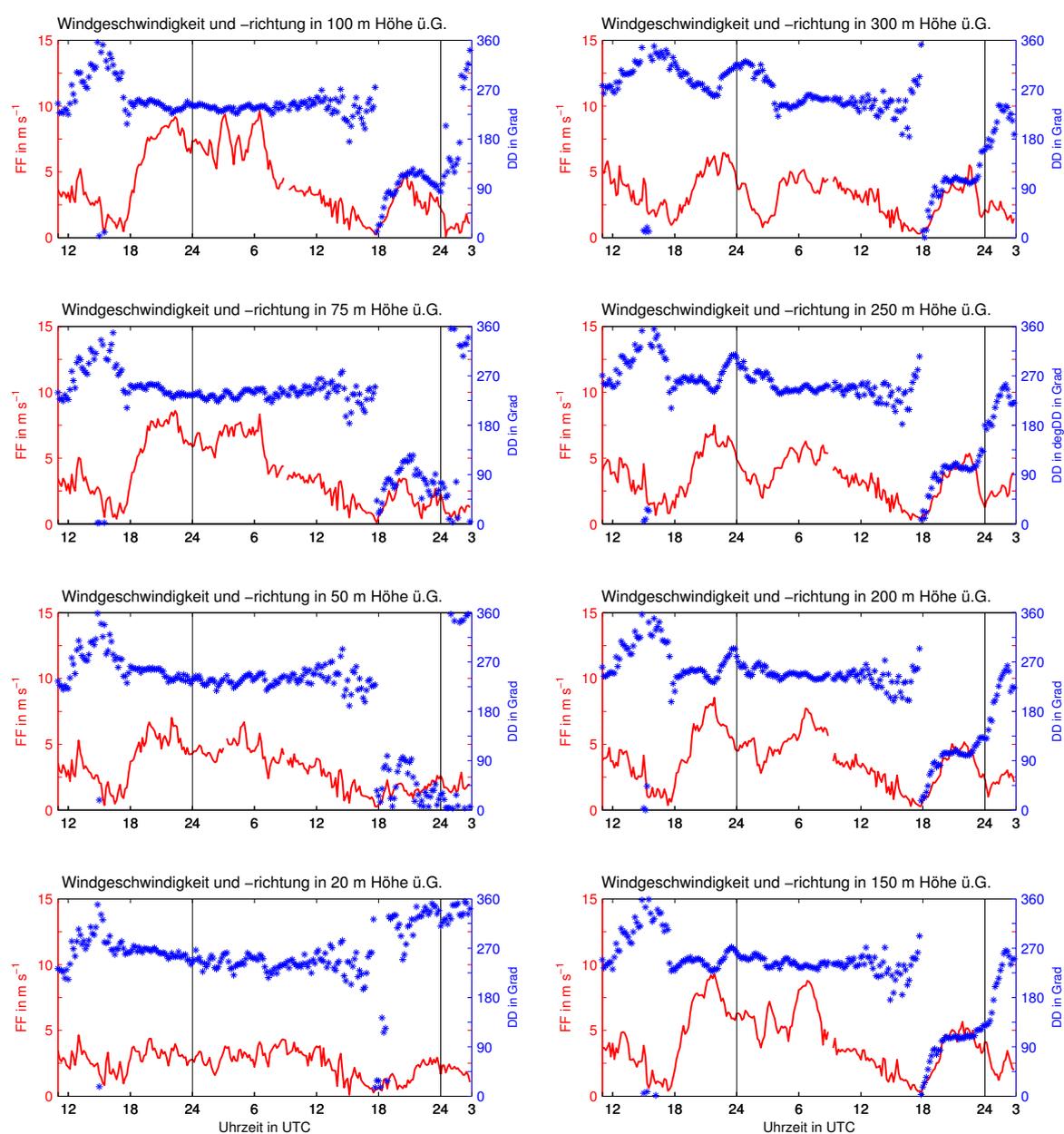
Ein nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom beschreibt eine Verstärkung des Windes, die sich durch die Entkopplung vom Bodenreibungseinfluss bei einer nächtlichen stabilen atmosphärischen Schichtung ausbildet. Die nächtliche stabile Schichtung als Grundvoraussetzung für das Zustandekommen eines Grenzschichtstrahlstroms ist die Folge der nächtlichen Ausstrahlung und damit der Abkühlung der Erdoberfläche und der bodennahen Luftschichten (Kapitel 2.3.2).

Im Zeitraum zwischen dem 19.09.2011, 18:00 UTC und dem 20.09.2011, 08:00 UTC ist im Rahmen der Messung an einem Einzelmast (Abbildung 5.1) eine Verstärkung des Windes in Höhen von 20 m bis 300 m verzeichnet, die auf einen nächtlichen Grenzschichtstrahlstrom hindeutet. Die Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung sind in den relevanten Höhen mit einer besseren Auflösung auf der Ordinate in Abbildung 5.14 erneut dargestellt. Der Anstieg ab dem 19.09.2011, 18:00 UTC ist besonders deutlich in den Höhen zwischen 75 m und 150 m bei maximalen Windgeschwindigkeiten von etwa  $7 \text{ m s}^{-1}$  bis  $9 \text{ m s}^{-1}$  zu erkennen. In den Höhenniveaus zwischen 75 m und 150 m vermindert sich dagegen in den Morgenstunden gegen 20.09.2011, 08:00 UTC die Windgeschwindigkeit abrupt. In den Höhenniveaus zwischen 150 m und 300 m sinkt die Windgeschwindigkeit gegen 00:00 UTC auf Werte zwischen  $1 \text{ m s}^{-1}$  und  $4 \text{ m s}^{-1}$  ab, steigt im weiteren Verlauf der Nacht gegen 04:00 UTC jedoch wieder auf Werte zwischen  $5 \text{ m s}^{-1}$  und  $8 \text{ m s}^{-1}$  an. Im gesamten Zeitraum von 14 Stunden zwischen dem 19.09.2011, 18:00 UTC und dem 20.09.2011, 08:00 UTC weht ein signifikant stärkerer Wind als dies am Tag zuvor und danach der Fall ist.

Die Windrichtung in Bodennähe unterliegt kaum Schwankungen bei Werten von etwa  $250^\circ$ . Ab einer Höhe von 150 m variiert gegen 24:00 UTC die Windrichtung und dreht zeitweise auf  $315^\circ$ . Gegen 04:00 UTC dreht dann der Wind wieder auf eine westliche Anströmung zurück. Die Bereiche der Drehung fallen zusammen mit den oben genannten kleiner werdenden Windgeschwindigkeiten am 20.09.2011 zwischen 00:00 UTC und 04:00 UTC.

Die Analyse der Schichtungsverhältnisse in diesem Zeitraum erfolgt über die am 200 m Messmast am Campus Nord gemessenen Temperaturprofile. In Abbildung 5.15 ist die Temperatur aus sieben verschiedenen Messhöhen zwischen 2 m und 200 m über Grund zwi-

schen dem 19.09.2011, 11:00 UTC und dem 21.09.2011, 03:00 UTC dargestellt. Zu Beginn des Messzeitraums am 19.09.2011 gegen 11:00 UTC liegt eine labile Schichtung vor. Der Temperaturunterschied von  $\Delta T_{11UTC} = T_{2m} - T_{200m} = 2,6 \text{ }^\circ\text{C}$  zwischen der Temperatur am Boden  $T_{2m} = 14,1 \text{ }^\circ\text{C}$  (schwarz, durchgezogen) und der Temperatur  $T_{200m} = 11,5 \text{ }^\circ\text{C}$  in 200 m Höhe über Grund (hellgrau, durchgezogen) ergibt einen Temperaturgradienten  $\Gamma_{11UTC} = -13,0 \text{ K km}^{-1}$  kleiner  $\Gamma_d = -9,8 \text{ K km}^{-1}$  und damit eine labile Luftschichtung (Kapitel 2.2.4). Durch die Abkühlung der Erdoberfläche am Abend, setzt gegen 17:00 UTC eine Stabilisierung ein. Die Atmosphäre in den untersten 200 m ist bei einer Temperaturdifferenz von  $\Delta T = T_{2m} - T_{200m} = 1,9 \text{ }^\circ\text{C}$  und einem Temperaturgradienten von  $\Gamma_{17UTC} = -9,7 \text{ K km}^{-1} \approx \Gamma_d$  neutral geschichtet. Ab diesem Zeitpunkt herrscht bei Tempe-



**Abbildung 5.14:** Virtueller Mast in Zeitreihendarstellung. Darstellung von acht Zeitreihen der Windrichtung (DD, blau) und Windgeschwindigkeit (FF, rot), zwischen 20 m über Grund und 300 m über Grund. Daten vom 19.09.2011, 11:00 UTC bis zum 21.09.2011, 03:00 UTC.

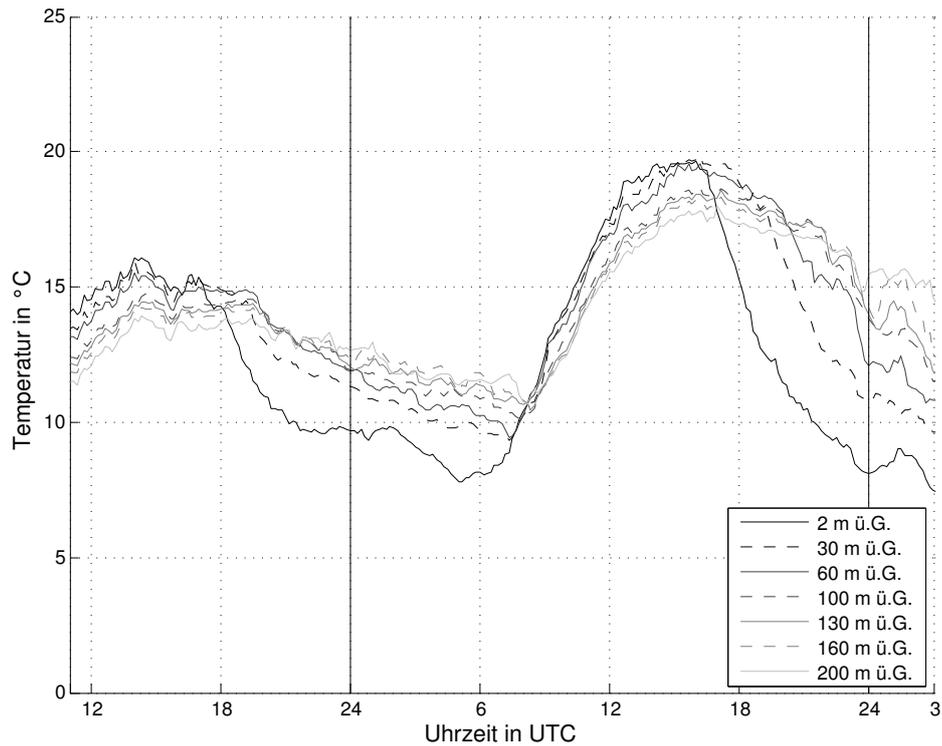


Abbildung 5.15: Zeitreihe der Temperatur für Messhöhen zwischen 2 m und 200 m am Messmast Campus Nord vom 19.09.2011, 11:00 UTC bis zum 21.09.2011, 03:00 UTC.

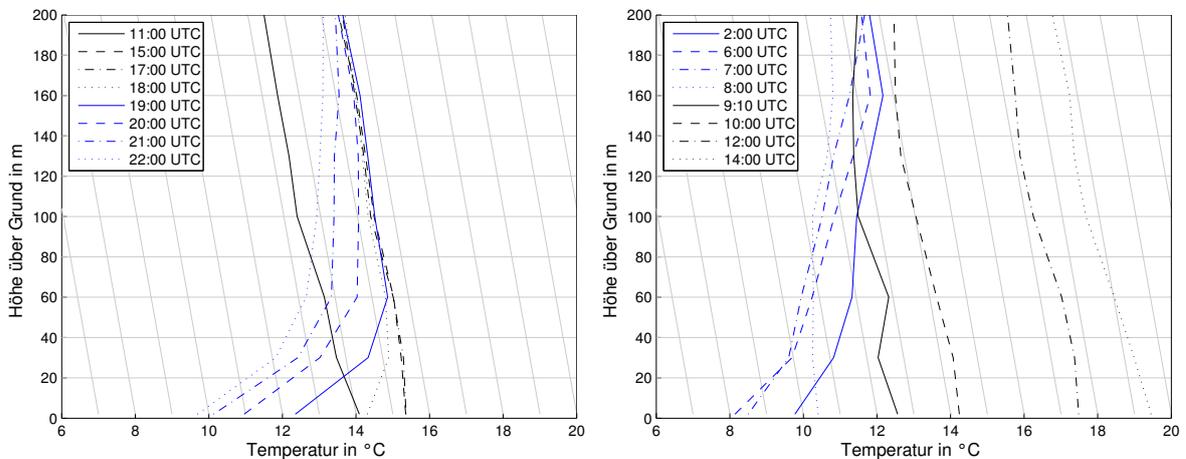


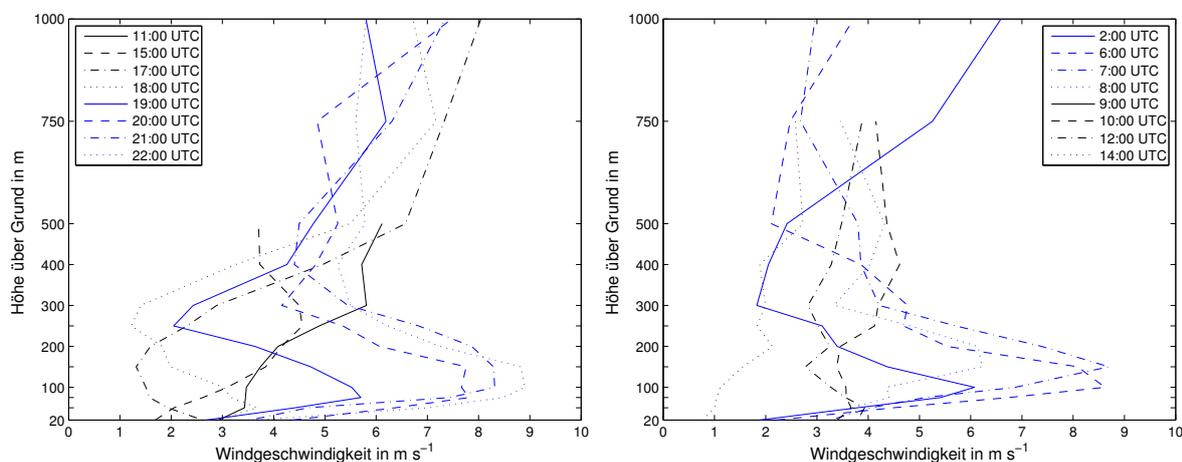
Abbildung 5.16: Zeitlicher Verlauf des Vertikalprofils der Temperatur am Campus Nord vom 19.09.2011, 16:00 UTC bis zum 20.09.2011, 16:00 UTC.

aturgradienten von  $\Gamma_{17 \text{ bis } 08 \text{ UTC}} \approx 20 \text{ K km}^{-1}$  größer  $\Gamma_d$  eine stabile Schichtung vor, welche bis in die Morgenstunden gegen 20.09.2011 08:00 UTC andauert. Durch die Sonneneinstrahlung erwärmen sich die Erdoberfläche und die bodennahen Luftschichten dann wieder. Ab 12:00 UTC liegt ein Temperaturgradient von  $\Gamma_{12 \text{ UTC}} \approx -10,6 \text{ K km}^{-1}$  kleiner  $\Gamma_d$  und damit erneut eine labile atmosphärische Schichtung vor.

In Abbildung 5.16 sind die Temperaturprofile zu verschiedenen Zeitpunkten dargestellt. Die linke Abbildung zeigt dabei den Vorgang der Stabilisierung am Abend des 19.09.2011, die rechte Abbildung den Vorgang der Labilisierung am Morgen des 20.09.2011. Die grau-

en Linien skizzieren in der Vertikalen den trockenadiabatischen Temperaturgradienten bei verschiedenen Temperaturen und in der Horizontalen die Höhenskala. Überträgt man die Ergebnisse der Berechnungen von  $\Gamma_{11UTC}$ ,  $\Gamma_{17UTC}$ ,  $\Gamma_{17\text{ bis }08UTC}$  und  $\Gamma_{12UTC}$  auf Abbildung 5.16, werden die Aussagen über die atmosphärische Schichtung bestätigt. In der linken Abbildung nimmt um 11:00 UTC bis 100 m die Temperatur mit der Höhe stärker ab als der trockenadiabatische Temperaturgradient. Es liegt also eine labile atmosphärische Schichtung vor. Aufgrund eines nahezu trockenadiabatischen Temperaturgradienten herrschen um 15:00 UTC und 17:00 UTC neutrale Schichtungsverhältnisse. Ab 18:00 UTC setzt die Stabilisierung der Atmosphäre ein, die Temperatur nimmt in weiten Bereichen mit der Höhe sogar zu. Im rechten Bild ist der umgekehrte Vorgang zu sehen. Die am 20.09.2011 zwischen 02:00 UTC und 07:00 UTC vorliegende stabile Schichtung labilisiert sich ab 08:00 UTC und geht in eine neutrale (10:00 UTC und 12:00 UTC) und schließlich labile Schichtung (14:00 UTC) am Tag über.

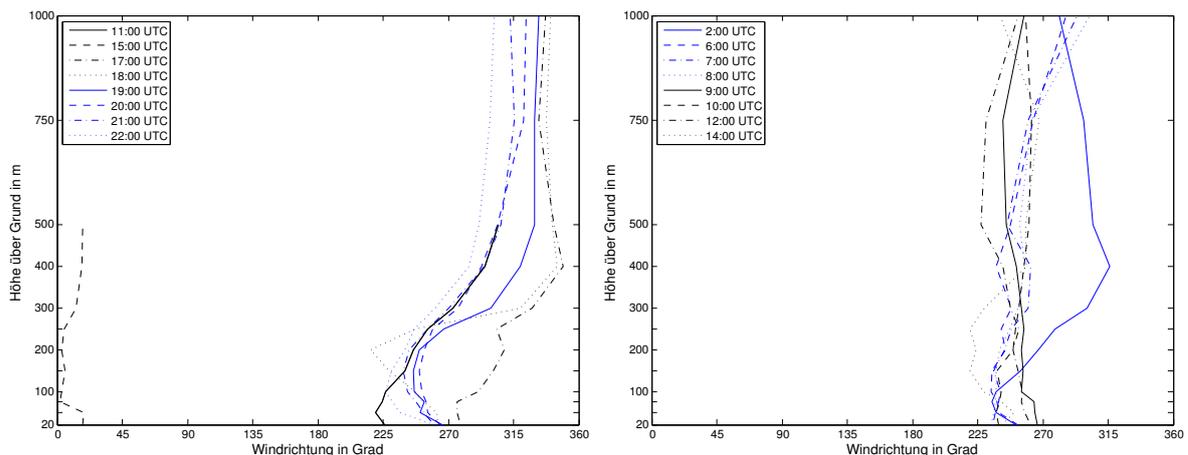
Durch die Stabilisierung am Abend bildet sich eine stabile nächtliche Grenzschicht aus, die in ihrer vertikalen Erstreckung deutlich kleiner ist als die labile Grenzschicht tagsüber (Kapitel 2.1). Da in der darüber liegenden Residualschicht kein Reibungseinfluss mehr vorhanden ist, resultieren daraus wie in Kapitel 2.3.2 besprochen Auswirkungen auf die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung. Die Windgeschwindigkeit erfährt in der Theorie eine Beschleunigung und ist vor allem in Höhen um 100 m deutlich größer als tagsüber bei labiler Schichtung (Banta et al., 2002). Die Windrichtung ist aufgrund des fehlenden Reibungseinflusses ebenfalls einer zeitlichen Änderung unterworfen und beschreibt einen Trägheitskreis (Abbildung 2.8).



**Abbildung 5.17:** Zeitlicher Verlauf des Vertikalprofils der Windgeschwindigkeit in Hatzenbühl vom 19.09.2011, 11:00 UTC bis zum 20.09.2011, 14:00 UTC.

In Abbildung 5.17 sind Windgeschwindigkeitsprofile am 19.09.2011 (linke Abbildung) und am 20.09.2011 (rechte Abbildung) dargestellt. Die Profile der Windgeschwindigkeit in der linken Abbildung zeigen bei einer labilen Schichtung einen mit der Höhe zunehmenden Wind (11:00 UTC bis 18:00 UTC), während der Wind in Bodennähe Werte um  $3\text{ m s}^{-1}$  annimmt. Ab 19:00 UTC, bei zunehmender Stabilisierung, bildet sich in den Höhen zwischen 75 m und 200 m ein Windgeschwindigkeitsmaximum, mit Windgeschwindigkeiten bis zu  $9\text{ m s}^{-1}$  aus. Die Windgeschwindigkeit oberhalb von 300 m bleibt unverändert. In

der rechten Abbildung sind als Folge der wieder einsetzenden Labilisierung am Vormittag des 20.09.2011 mit der Zeit schwächer werdende Winde zu sehen. Während zu Zeiten stabiler Schichtung (02:00 UTC bis 08:00 UTC) in Höhen von 75 m bis 200 m ein Bereich von höheren Windgeschwindigkeiten bis  $8,5 \text{ m s}^{-1}$  zu erkennen ist, fallen diese am Morgen durch die Wiederankopplung an den Boden und dem damit verbundenen stärkeren Reibungseinfluss auf Werte zwischen  $3 \text{ m s}^{-1}$  und  $4 \text{ m s}^{-1}$  (09:00 UTC bis 12:00 UTC). Gegen 14:00 UTC nimmt die Windgeschwindigkeit weiter ab und sinkt auf  $1 \text{ m s}^{-1}$  in Bodennähe. Zudem ist um 02:00 UTC ein starke Abnahme des Starkwindbereiches zu beobachten. Im 200 m Niveau beispielsweise geht die Windgeschwindigkeit vom 19.09.2011, 22:00 UTC bis zum 20.09.2011, 02:00 UTC von  $7,5 \text{ m s}^{-1}$  auf  $3,5 \text{ m s}^{-1}$  zurück. Gleichermäßen nimmt die Windgeschwindigkeit in diesem Niveau von 02:00 UTC bis 06:00 UTC von  $3,5 \text{ m s}^{-1}$  auf  $6,0 \text{ m s}^{-1}$  zu. Die Abnahme zeigt sich aber auch in Höhen, die nicht von den Auswirkungen eines Grenzschichtstrahlstroms betroffen sind. Beispielsweise sinkt die Windgeschwindigkeit in 500 m Höhe vom 19.09.2011, 22:00 UTC bis zum 20.09.2011, 02:00 UTC ebenfalls von  $4,7 \text{ m s}^{-1}$  auf  $2,2 \text{ m s}^{-1}$  und nimmt damit um über 50 % ab. Es muss daher davon ausgegangen werden, dass es sich hierbei um eine Variation der Strömung aufgrund der Verlagerung des Hochdruckgebietes, also ein größerskaliges Phänomen, handelt.



**Abbildung 5.18:** Zeitlicher Verlauf des Vertikalprofils der Windrichtung in Hatzenbühl vom 19.09.2011, 11:00 UTC bis zum 20.09.2011, 14:00 UTC.

Die Höhenprofile der Windrichtung zu den verschiedenen Zeitpunkten zwischen dem 19.09.2011, 11:00 UTC und dem 20.09.2011 14:00 UTC sind in Abbildung 5.18 dargestellt. Das linke Bild beinhaltet wiederum Vertikalprofile des 19.09.2011, das rechte die des 20.09.2011. Nach der Theorie über den nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms beschreibt die Windrichtung einen Trägheitskreis. Die Profildarstellung der Windrichtung kann dieses Phänomen nicht bestätigen. Am 19.09.2011 können, aufgrund nicht ausreichender Datenqualität, die Windrichtungen über 500 m Höhe zu den Zeitpunkten 11:00 UTC und 15:00 UTC nicht bestimmt werden. Während um 15:00 UTC ein Nordwind vorzufinden ist, liegt um 11:00 UTC in dieser Höhe eine nordwestliche Strömung vor. Zum Boden hin (Höhe  $< 300 \text{ m}$ ) findet eine Winddrehung in südwestliche Richtung statt, zu einem Zeitpunkt stabiler atmosphärischer Schichtung (Abbildung 5.16). Zwischen 17:00 UTC und 22:00 UTC weht der Wind in Höhen größer 500 m aus nordöstlicher Richtung und dreht von  $340^\circ$  auf  $300^\circ$ . Mit zuneh-

mender stabiler Schichtung ab 18:00 UTC ist in Bodennähe eine Ablenkung des Windes in südwestlicher Richtung zu beobachten. Am 20.09.2011 dreht der Wind zwischen 02:00 UTC und 06:00 UTC in Höhen von 300 m bis 750 m Höhe von Nordwest auf West. Zwischen 06:00 UTC und 14:00 UTC unterliegt die Windrichtung in größerer Höhe keinen signifikanten Änderungen. Die nordöstliche geostrophische Anströmung um 02:00 UTC dreht am Boden in eine südwestliche Strömung. Die Höhenströmung setzt sich ab 06:00 UTC bis zum Boden hin in einer südwestlichen Strömung fort. Die Windrichtung beschreibt in ihrem zeitlichen Verlauf damit nicht den erwarteten Trägheitskreis.

Durch den kanalisierenden Effekt des Rheingrabens (Kapitel 2.3.1) wird die hauptsächlich aus nordwestlicher Richtung kommende geostrophische Strömung in Höhen unterhalb von 300 m in eine südwestliche Bodenströmung gedreht. Dieser Effekt tritt bei stabilen Schichtungsverhältnissen auf und entspricht den Untersuchungen von Kalthoff und Vogel (1992), bei denen in 96 % aller beobachteten kanalisierten Strömungen eine stabile Schichtung vorlag. Richtungsänderungen von bis zu  $120^\circ$  am 19.09.2011 um 18:00 UTC lassen sogar auf eine zeitweise Gegenströmung schließen.

Mit den Ergebnissen dieses Kapitels, insbesondere den Erkenntnissen der Temperaturschichtung und der Höhenprofile der Windgeschwindigkeit, kann mit großer Sicherheit ein nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom identifiziert werden. Dieser zeigt sich in Übereinstimmung mit den theoretischen Grundlagen in Höhenlagen zwischen 50 m und 300 m und sorgt dort zu Zeiten stabiler atmosphärischer Schichtung für eine starke Zunahme der Windgeschwindigkeit auf Werte bis  $8,5 \text{ m s}^{-1}$ . Diese Werte stimmen sehr gut mit den Ergebnissen aus Banta et al. (2002) überein. Wegen der kanalisierenden Wirkung des Rheingrabens ist jedoch die Trägheitsschwingung, die die Windrichtung als Folge eines Grenzschichtstrahlstroms beschreiben sollte, nicht zu erkennen. Sowohl der Grenzschichtstrahlstrom, als auch der Effekt der Kanalisierung der Strömung in Tälern und der Gegenströmung sind Phänomene, die bei stabiler atmosphärischer Schichtung auftreten. Dadurch ist eine getrennte Analyse beider Phänomene in dieser Arbeit nicht möglich.

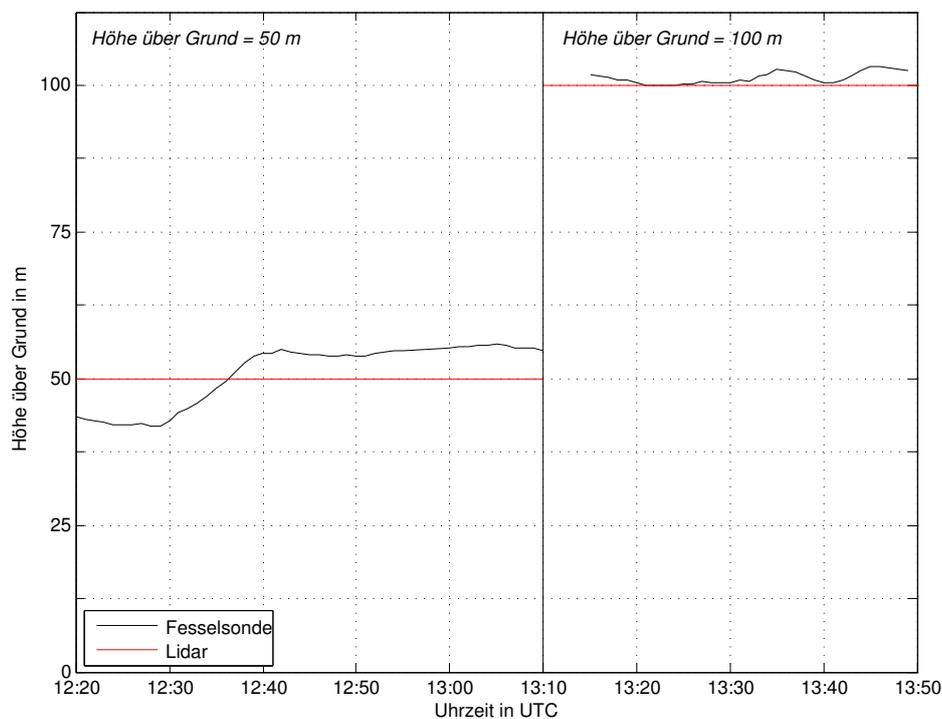
Die Lidar-Technologie und die Verwendung des Dual-Doppler-Algorithmus können mit Höhen-Windmessungen dazu beitragen, das Verständnis bekannter Phänomene wie den Grenzschichtstrahlstroms oder die Kanalisierung in Tälern zu erweitern. Untersuchungen, wie sie hier an einem Einzelfall durchgeführt werden, könnten in weiteren Studien statistisch ausgewertet werden, da eine kontinuierliche Messung über einen längeren Zeitraum mit den Lidargeräten kein Problem darstellt.

## 5.3 Verifikation der Messqualität

### 5.3.1 Fesselsondenaufstieg

Zur Verifikation der mit den Lidargeräten gemessenen und mit dem Dual-Doppler-Algorithmus prozessierten Daten wird mit der Fesselsonde am 21.10.2011 von 12:20 UTC bis 13:50 UTC eine Vergleichsmessung durchgeführt. In zwei Messhöhen (50 m und 100 m) werden mit der Fesselsonde Windgeschwindigkeit und Windrichtung gemessen. Die Windsituation ist, wie in der GFS Analysekarte in Abbildung A.6 im Anhang zu erkennen ist, durch Hochdruckeinfluss über dem Messgebiet gekennzeichnet. Wegen eines schwach ausgeprägten horizontalen Druckgradienten besteht kein Antrieb für starke Winde. In der GFS Winddarstellung ist im Messgebiet ein Nordostwind berechnet.

Da der Fesselballon während einer Messung keine konstante Höhe einhalten kann, ist es notwendig, die Messhöhe zu überprüfen und mit der Höhe der Lidarmessung zu vergleichen. Die Messhöhen der Fesselsonde und der Lidargeräte sind in Abbildung 5.19 dargestellt. Im ersten Messintervall zwischen 12:20 UTC und 13:10 UTC haben sowohl die Lidargeräte als auch die Fesselsonde in etwa 50 m Höhe gemessen. Während die Lidargeräte exakt eingestellt werden können, schwankt die Höhe der Fesselsonde in diesem Messintervall zwischen 40 m und 55 m. Im zweiten Messintervall finden beide Messungen in 100 m Höhe statt. Die Schwankungen der Fesselsonde in diesem Intervall sind minimal ( $< 5$  m). In Abbildung 5.20 ist der Betrag der Windgeschwindigkeit im gleitenden 5-Minuten-Mittel über der Zeit aufgetragen. Die rote Kurve gibt den Verlauf der Messdaten aus der Lidar-

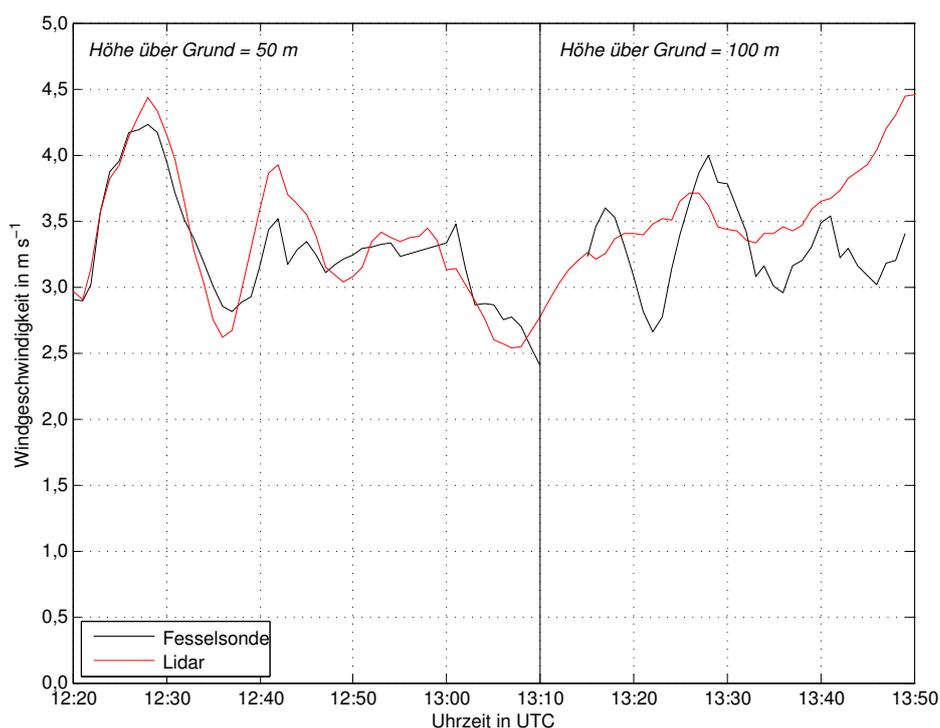


**Abbildung 5.19:** Darstellung der Messhöhen der Fesselsonde und der Lidargeräte in zwei verschiedenen Messintervallen abhängig der Zeit. Die Messung in Messintervall 1 findet zwischen 12:20 UTC und 13:10 UTC, in Messintervall 2 zwischen 13:20 UTC und 13:50 UTC statt.

messung wieder, während die schwarze Kurve die Fesselsondenmessung repräsentiert. Im ersten Messintervall liegen die Windgeschwindigkeiten beider Messungen im Bereich zwischen  $2,5 \text{ m s}^{-1}$  und  $4,5 \text{ m s}^{-1}$ . Beide Kurven zeigen in diesem Messabschnitt eine gute Übereinstimmung. Die Maxima und Minima beider Kurven werden zu identischen Zeitpunkten erfasst. Die durch die Lidargeräte bestimmten Werte haben zwar stärker ausgeprägte Maximalwerte, die Abweichungen von höchstens  $0,4 \text{ m s}^{-1}$  zu den Fesselsondenwerten sind im Rahmen der Messgenauigkeit jedoch tolerierbar.

Im zweiten Messabschnitt zwischen 13:10 UTC und 13:50 UTC stimmen die Messkurven beider Messmethoden nur noch eingeschränkt überein. Während aus der Messung der Fesselsonde eine schwankende Kurve zwischen  $2,7 \text{ m s}^{-1}$  und  $4,0 \text{ m s}^{-1}$  folgt, steigen die Messwerte der Lidargeräte von  $2,7 \text{ m s}^{-1}$  mit der Zeit fast kontinuierlich auf  $4,0 \text{ m s}^{-1}$  an. Der Verlauf beider Kurven im zweiten Messintervall ab 13:10 UTC ist unterschiedliche, betragsmäßig sind aber auch diese Werte plausibel. Die Lage des Nebenmaximum der Lidarmessung um 13:27 UTC stimmt dennoch gut mit der Lage des Maximums der Fesselsondenmessung um 13:28 UTC überein. Besonders ab 13:40 UTC divergieren beide Kurven, die Messwerte liegen in diesem Bereich um bis zu  $1,1 \text{ m s}^{-1}$  auseinander.

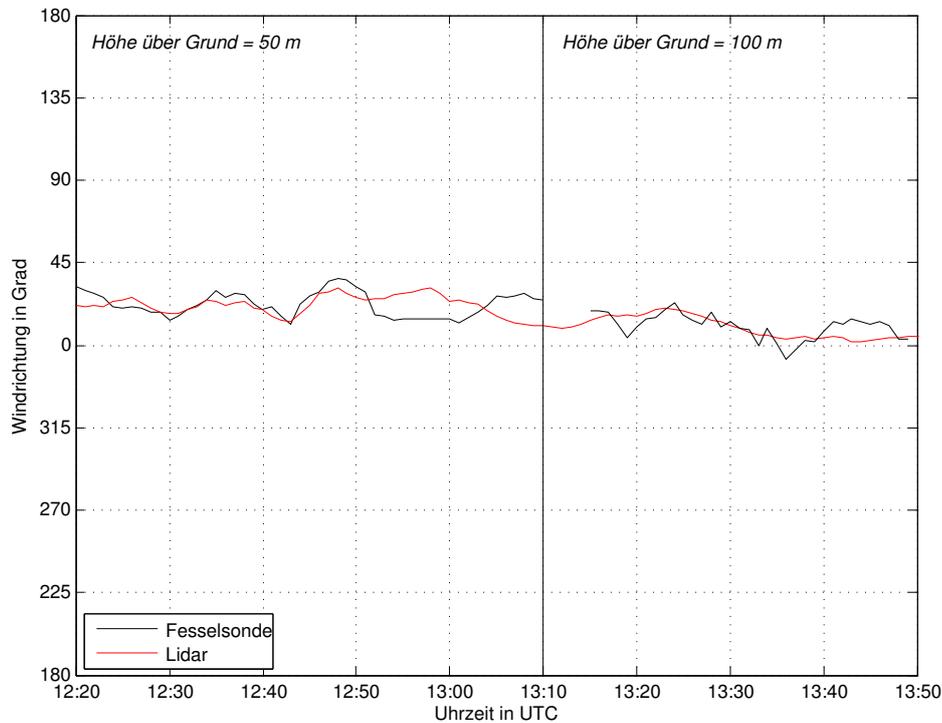
Die Windrichtung beider Messverfahren ist in Abbildung 5.21 in Abhängigkeit der Zeit dar-



**Abbildung 5.20:** Vergleich der Windgeschwindigkeit aus den Messungen mit den Lidargeräten und der Fesselsonde am 21.10.2011 zwischen 12:20 UTC und 13:50 UTC. Die Messdaten sind gleitend über fünf Minuten gemittelt.

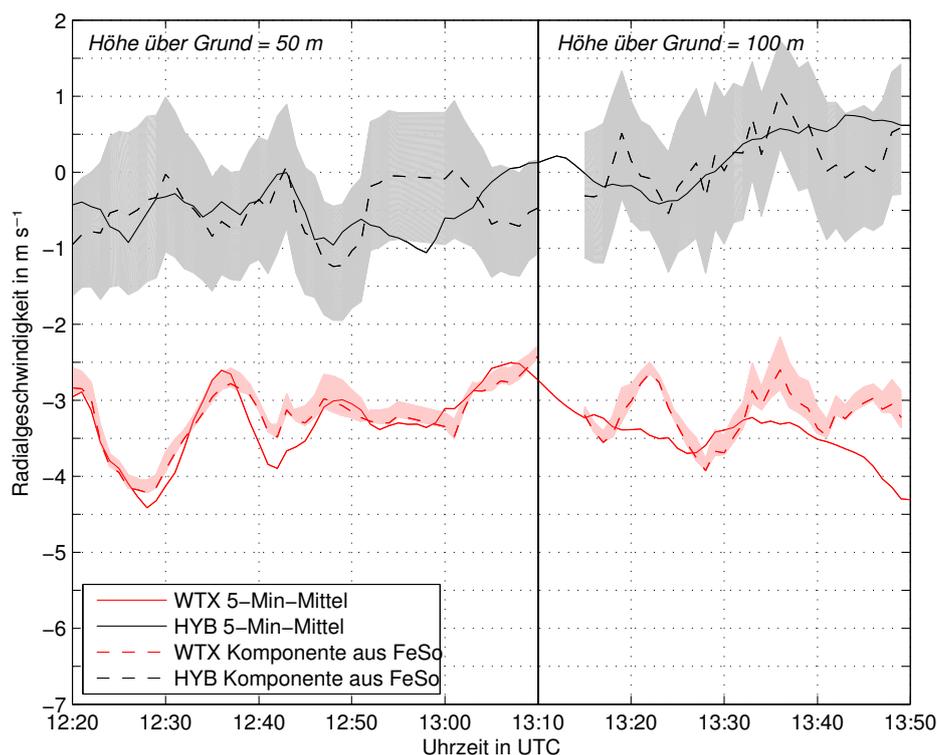
gestellt. Die rote Kurve gibt den Verlauf der Messung der Lidargeräte wieder, die schwarze Kurve den Verlauf der Messung mittels Fesselsonde. Eine gute Übereinstimmung der Messung ist hier in beiden Intervallen vorzufinden. Im Zeitraum zwischen 12:20 UTC und 12:50 UTC messen beide Messverfahren nahezu identische Windrichtungen, die größten Differenzen zwischen beiden Methoden betragen in diesem Bereich maximal  $5^\circ$ . Im Intervall

zwischen 13:25 UTC und 13:40 UTC ermitteln beide Verfahren Messwerte, die maximal  $12^\circ$  auseinanderliegen. Die Messwerte der Fesselsonde schwanken in diesem Zeitfenster geringfügig. Speziell im Zeitraum zwischen 12:50 UTC und 13:10 UTC haben beide Messverfahren eine sowohl im zeitlichen Verlauf als auch im Betrag unterschiedliche Windrichtung erfasst. Die Werte weisen bis zu  $16^\circ$  Differenz auf. Mit Gleichung 4.3 können aus der Fesselsonden-



**Abbildung 5.21:** Vergleich der Windrichtung aus den Messungen mit den Lidargeräten und der Fesselsonde am 21.10.2011 zwischen 12:20 UTC und 13:50 UTC. Die Messdaten sind gleitend über fünf Minuten gemittelt.

messung die entsprechenden Radialgeschwindigkeiten des HYB und des WTX abgeleitet werden. Der Vergleich mit den durch die Lidargeräte gemessenen gleitenden 5-Minuten-Mittelwerten der Radialgeschwindigkeiten ist in Abbildung 5.22 dargestellt. Die gestrichelten Kurven repräsentieren die aus der Fesselsondenmessung abgeleiteten Radialgeschwindigkeiten, die durchgezogenen Kurven geben die durch das Lidar erfassten Werte wieder. Das WTX (rot) misst aufgrund der nördlichen Anströmung und der Anordnung der Lidargeräte gemäß der Lageskizze für die Einzelmastmessung (Abbildung 4.2) in Hauptwindrichtung und erfasst daher daher negative Werte zwischen  $-4,5 \text{ m s}^{-1}$  und  $-2,5 \text{ m s}^{-1}$ . Im ersten Messabschnitt sind beide Kurven weitgehend identisch. Die auftretenden Abweichungen von maximal  $0,4 \text{ m s}^{-1}$  bewegen sich im Rahmen der Messgenauigkeit. Im zweiten Messabschnitt ab 13:10 UTC liegen die Kurven deutlich weiter auseinander. Um 13:22 UTC tritt zum Beispiel eine Differenz von  $0,8 \text{ m s}^{-1}$ , um 13:50 UTC sogar eine von  $1,1 \text{ m s}^{-1}$  auf. Das HYB (schwarz) misst gemäß der Lageskizze eine zur Hauptwindrichtung senkrecht stehende Radialgeschwindigkeitskomponente. Daher sind betragsmäßig deutlich kleinere Messwerte zu erwarten. Abbildung 5.22 bestätigt diese Grundannahme. Das HYB misst Werte zwischen  $-1,2 \text{ m s}^{-1}$  und  $1,0 \text{ m s}^{-1}$  und zeigt zeitweise eine gute Übereinstimmung mit den Werten aus der Fesselsondenmessung. Zwischen 12:50 UTC und 13:20 UTC und



**Abbildung 5.22:** Vergleich der Radialgeschwindigkeitskomponenten, die die Lidargeräte WTX (rot, durchgezogen) und HYB (schwarz, durchgezogen) gemessen haben mit den aus der Fesselsonde abgeleiteten Radialgeschwindigkeitskomponenten für das WTX (rot, gestrichelt) und das HYB (schwarz, gestrichelt). Die Schwankungsbereiche (graue, hellrote Flächen) der Radialgeschwindigkeitskomponente beziehen sich auf eine Variation der Windrichtung der Fesselsonde um  $\pm 15^\circ$ . Die Messdaten stammen vom 21.10.2011 zwischen 12:20 UTC und 13:50 UTC.

ab 13:40 UTC weichen die Messwerte des HYB teils deutlich mit bis zu  $1,0 \text{ m s}^{-1}$  ab. Diese Abweichungen treten bei kleinen Werten der Windgeschwindigkeit auf ( $< 0,5 \text{ m s}^{-1}$ ).

Geht man bei der Messung der Windrichtung mit der Fesselsonde von einer Messungengenauigkeit von ungefähr  $\Delta\alpha = \pm 15^\circ$  aus, hat dies Auswirkungen auf die abgeleitete Radialgeschwindigkeitskomponenten für die Lidargeräte. Für diese Messungengenauigkeit sind in Abbildung 5.22 Schwankungsbereiche als Flächen (WTX: hellrot, HYB: grau) festgelegt. Die Komponente des HYB misst nicht in Hauptwindrichtung und liefert daher sehr kleine Radialgeschwindigkeiten. Die Schwankungen der Radialgeschwindigkeit für das HYB sind deutlich stärker von Messungengenauigkeiten der Windrichtung der Fesselsonde betroffen, als das WTX, das in Hauptwindrichtung misst und damit erheblich größere Anteile des Windes erfasst. Die von den Lidargeräten gemessenen Werte stimmen, sowohl für das HYB, als auch für das WTX, gut mit den Schwankungsbereichen von  $\Delta\alpha = \pm 15^\circ$  überein.

Die etwa 1,5-stündige Referenzmessung mit einer Fesselsonde liefert Messwerte, die die Ergebnisse des Dual-Doppler-Verfahrens bestätigen. Sowohl die Ergebnisse der Windrichtung als auch der Windgeschwindigkeit liegen im gleichen Wertebereich und können in großen Teilen der Auswertung auch eine Ähnlichkeit im zeitlichen Verlauf aufzeigen.

Im zweiten Messabschnitt weichen die Werte des WTX von den durch die Fesselsonde ermittelten Werten stärker ab. Eine direkte Erklärung hierfür kann nicht gefunden werden. Ein Auftreffen der Lidarstrahlen auf den Fesselballon kann ausgeschlossen werden, da in

diesem Bereich das SNR keine Auffälligkeiten zeigt und eine Reflektion am Fesselballon im SNR gut sichtbar wäre. Eine Verfälschung der Messwerte durch Abschattungen am Fesselballon ist aufgrund der Messung mit einem Abstandsintervall der Länge von 36 m unwahrscheinlich, lässt sich allerdings nicht ausschließen. Die Auswertung der Messdaten zeigt jedoch keine Hinweise darauf.

Um die Messgenauigkeiten der Fesselsonde zu minimieren, wird sie im Windkanal des IMK am Campus Nord kalibriert. Durch die großen Schwankungen der Messhöhe (Abbildung 5.19) und die Kopplung der Windrichtungsmessung an das aerodynamische Verhalten des Fesselballons treten weitere Fehler auf, die jedoch nicht durch eine Kalibrierung korrigiert werden können. Es kann jedoch gezeigt werden, dass eine Fehlmessung der Windrichtung große Auswirkungen auf die Komponente des HYB hat und als Erklärung für Abweichungen in Abbildung 5.22 genügt. Die Komponente des WTX ist von Fehlmessungen der Windrichtung durch die Fesselsonde jedoch kaum betroffen.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Auswertung der Referenzmessung mittels einer Fesselsonde die Funktion des Dual-Doppler-Verfahrens bestätigt, da die Ergebnisse der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in großen Teilen der Auswertung übereinstimmen. Eine Aussage über die explizite Genauigkeit der Messung an virtuellen Masten kann an dieser Stelle jedoch nicht getroffen werden, da die Ungenauigkeit der Referenzmessung in diesem Fall nicht vollständig bekannt ist.

### 5.3.2 Messmast Campus Nord

Ein Vergleich mit den Messdaten des 200 m Messmast am Campus Nord soll ebenso wie im vorigen Abschnitt die Zuverlässigkeit der Messmethode mit dem Dual-Doppler-Verfahren überprüfen. Abbildung 5.23 stellt für einen 40-stündigen Messzeitraum vom 19.09.2011, 11:00 UTC bis zum 21.09.2011, 03:00 UTC die Windgeschwindigkeit dar. Die Messwerte der Lidargeräte in Hatzenbühl sind rot eingezeichnet, die Messwerte des 200 m Messmast schwarz, wobei Daten aus den Höhen 100 m und 200 m über Grund für beide Messverfahren dargestellt sind. Die Werte der Windgeschwindigkeit liegen in diesem Zeitraum zwischen  $0,0 \text{ m s}^{-1}$  und  $10,8 \text{ m s}^{-1}$ .

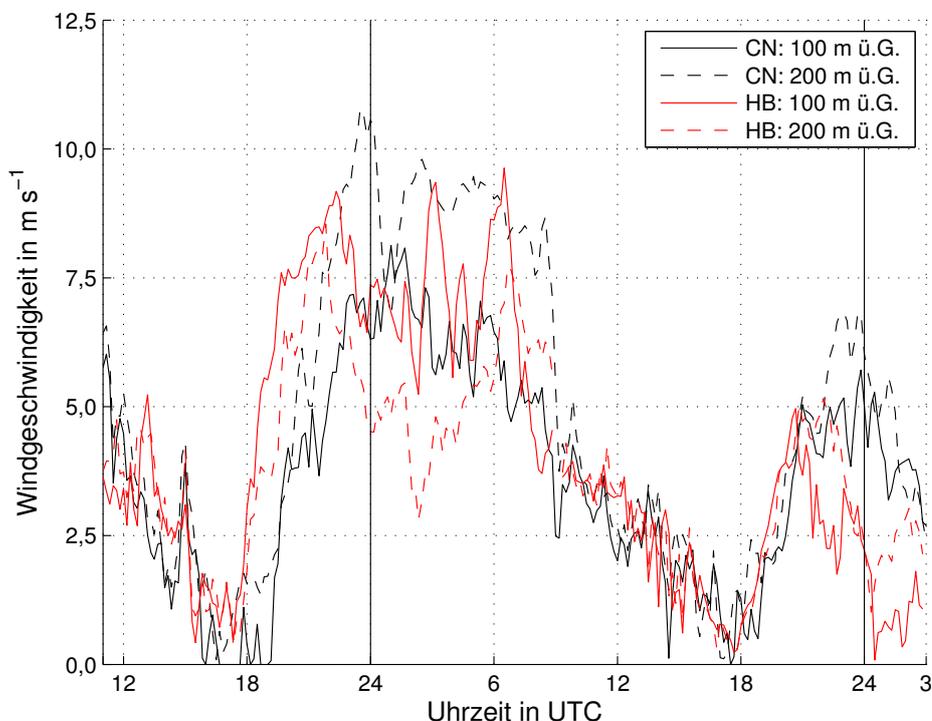
Von Beginn des Beobachtungszeitraums am 19.09.2011 um 11:00 UTC bis etwa 17:30 UTC sinkt die Windgeschwindigkeit im Messgebiet von  $4,0 \text{ m s}^{-1}$  auf  $1,0 \text{ m s}^{-1}$  ab. Die Größenordnung beider Messungen stimmen in guter Näherung überein.

Ab 18:00 UTC steigen die Messwerte der Lidargeräte sehr stark auf Werte bis  $9,0 \text{ m s}^{-1}$  an. Etwa eine Stunde später, gegen 19:00 UTC, nehmen die Werte des Messmasts einen ähnlichen Verlauf und steigen auf einen Maximalwert von  $10,8 \text{ m s}^{-1}$  an. Am Messmast werden im Verlauf der Nacht bis 20.09.2011, 08:00 UTC in der Höhe von 100 m Windgeschwindigkeiten zwischen  $5,0 \text{ m s}^{-1}$  und  $7,5 \text{ m s}^{-1}$ , im 200 m Messniveau höhere Werte zwischen  $7,5 \text{ m s}^{-1}$  und  $10,8 \text{ m s}^{-1}$  gemessen, wobei die Windgeschwindigkeit zum Morgen hin abnimmt. Das Lidar misst in 100 m Höhe mit Werten zwischen  $5,0 \text{ m s}^{-1}$  und  $9,0 \text{ m s}^{-1}$ , ähnliche Werte wie sie auch am Messmast erfasst werden. Die Kurve der Lidar-Daten weist in diesem Bereich jedoch größere Schwankungen auf als die der Mastdaten. Im 200 m Niveau zeigt die Lidar-Messreihe gegen 03:00 UTC einen starken Einbruch auf Messwerte um

$3,0 \text{ m s}^{-1}$ . Die Maximalwerte in Hatzenbühl für diesen Zeitraum liegen bei etwa  $8,0 \text{ m s}^{-1}$ . Eine weitere Auffälligkeit ist durch die Höhenabhängigkeit der Winde gegeben. Der Wind in Hatzenbühl ist im  $100 \text{ m}$  Niveau stärker als im  $200 \text{ m}$  Niveau. Am Messmast ist dies umgekehrt. Hier nimmt die Windgeschwindigkeit in  $200 \text{ m}$  Höhe größere Werte an als in  $100 \text{ m}$ . Diese Unterschiede an beiden Messstandorten sind mit der Variabilität der Höhe des nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms zu erklären.

Zwischen dem 20.09.2011, 10:00 UTC und 18:00 UTC zeigt sich ein ähnlicher Verlauf, wie tags zuvor. Alle vier Kurven sinken von  $3,5 \text{ m s}^{-1}$  bis auf Werte  $< 0,5 \text{ m s}^{-1}$  ab. Ab 18:00 UTC ist wiederum ein Anstieg der Windgeschwindigkeit auf etwa  $5,0 \text{ m s}^{-1}$  zu verzeichnen. Alle Kurven steigen nahezu synchron an und divergieren erst ab etwa 20:00 UTC. Während am Messmast nach 20:00 UTC Windgeschwindigkeiten zwischen  $4,0 \text{ m s}^{-1}$  und  $6,8 \text{ m s}^{-1}$  aufzeichnet werden, sinken die Lidarmesswerte gegen 24:00 UTC auf fast  $0 \text{ m s}^{-1}$  ab. Wahrscheinlich herrschte aufgrund der Verlagerung des Hochdruckgebietes zu dieser Zeit in Hatzenbühl und am Campus Nord eine unterschiedliche Windsituation vor (Kapitel 5.1.1).

In Abbildung 5.24 ist der Verlauf der Windrichtung im selben Zeitraum zwischen dem 19.09.2011, 11:00 UTC bis zum 21.09.2011, 03:00 UTC dargestellt. Hier fallen Bereiche größerer Streuung aller Messwerte auf. Diese Bereiche liegen am 19.09.2011 und am 20.09.2011 jeweils zwischen 12:00 UTC und 18:00 UTC. Zwischen dem 19.09.2011, 19:00 UTC und dem 20.09.2011, 12:00 UTC werden am Campus Nord in beiden Höhen Messwerte zwischen



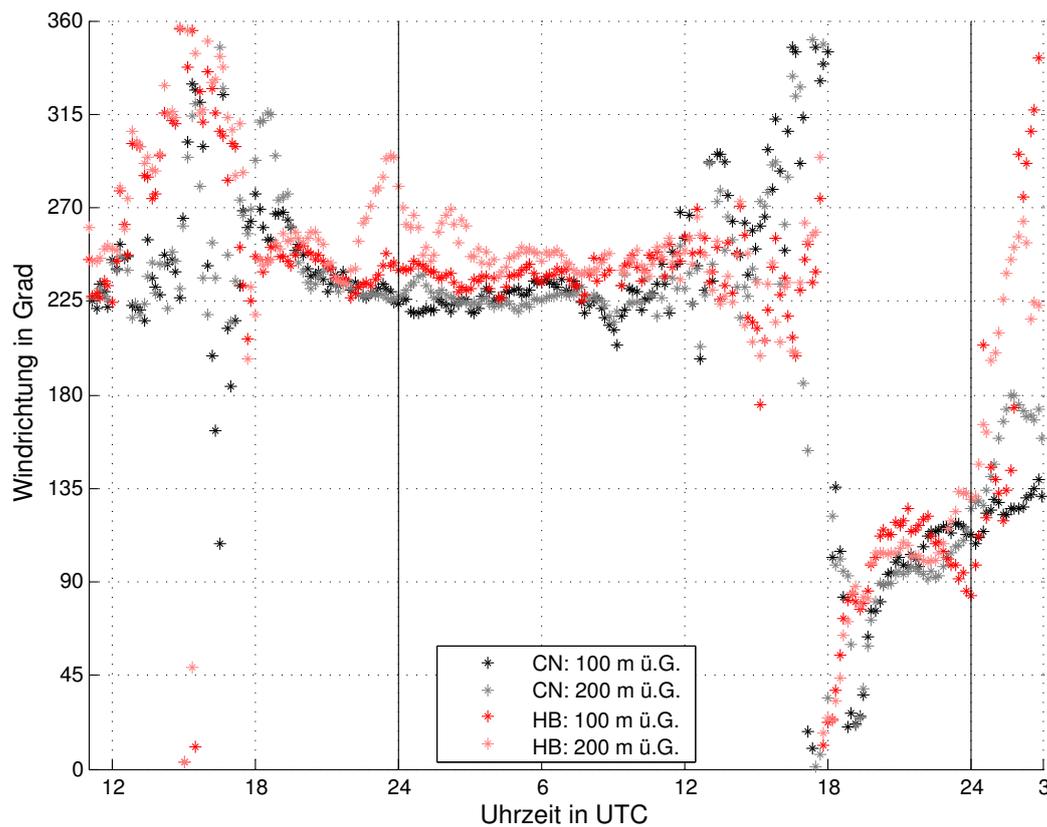
**Abbildung 5.23:** Zeitreihe des Betrags der Windgeschwindigkeit am Messmast Campus Nord (CN, schwarz) und in Hatzenbühl (HB, rot) in jeweils  $100 \text{ m}$  und  $200 \text{ m}$  Höhe über Grund vom 19.09.2011, 11:00 UTC bis zum 21.09.2011, 03:00 UTC.

225 ° und 270 ° gemessen und damit ein West-Südwestwind detektiert. In beiden Messhöhen wird in diesem Zeitfenster nahezu eine identische Windrichtung gemessen. Von 19:00 UTC bis 24:00 UTC ist eine Drehung des Windes von 270 ° auf 225 ° erkennbar. Im weiteren Verlauf bis 20.09.2011, 12:00 UTC dreht der Wind wieder auf etwa 260 ° zurück. Ab dem 20.09.2011, 18:00 UTC findet eine Winddrehung auf Ost beziehungsweise Südost statt.

Die von den Lidargeräten detektierte Windrichtung weist einen ähnlichen zeitlichen Verlauf auf, wobei die Windrichtung in einigen Zeitfenstern (19.09.2011, 11:00 UTC bis 18:00 UTC und 20.09.2011, 12:00 UTC bis 18:00 UTC) jeweils tagsüber stark schwankt. Zwischen 19.09.2011, 19:00 UTC und 20.09.2011, 12:00 UTC zeigen die Kurven der Lidarmessung eine mit den Messungen am Messmast vergleichbare Winddrehung. Zwischen 19.09.2011, 18:00 UTC und 24:00 UTC dreht der Wind von West auf Südwest, von Mitternacht bis 20.09.2011, 08:00 UTC wieder zurück auf West. Besonders im 200 m Niveau ist gegen Mitternacht die Windrichtung Schwankungen unterworfen. Die Winddrehung um 20.09.2011, 18:00 UTC, welche in den Messmastdaten zu sehen ist, zeigt sich auch in den Lidardaten. Generell fällt auf, dass die durch die Lidargeräte gemessene Windrichtung zu der Windmessung des Messmasts um etwa 15 ° im Uhrzeigersinn gedreht ist. Um hier eine verlässliche Aussage über eine eventuelle Fehlmessung zu treffen, wäre es sinnvoll einen weiteren Vergleich der Messergebnisse zu haben. Durch eine fehlerhafte Einnordung der Lidargeräte könnte eine Fehlmessung bis  $\pm 20^\circ$  zu erklären sein (Kapitel 4.4). Dies ist auch im Nachhinein durch einen Vergleich mit den Messdaten des 20 m-Masts in Hatzenbühl zu evaluieren. Zum Zeitpunkt der Auswertung ist es aufgrund eines Defektes der Datenerfassung jedoch nicht möglich auf Messdaten des Masts zurückzugreifen. Ein Abgleich der Messdaten mit den Wind-CUBE der für diese Arbeit leider nicht zur Verfügung stand, kann eine eventuelle Fehlmessung in Form eines Offsets ebenfalls offenlegen. Durch die Entfernung von 13 km zwischen beiden Messorten, ist eine um 15 ° abweichende Windrichtung nicht auszuschließen.

Beide Messmethoden zeigen in den Abbildungen 5.23 und 5.24 eine gute Übereinstimmung der Messwerte des Messmasts am KIT Campus Nord und der Lidargeräte in unterschiedlichen Höhen. Während tagsüber die Messwerte beider Methoden nahezu identisch sind, existieren jedoch Abschnitte, besonders in nächtlichen Messzeiträumen, in denen die Kurven unterschiedliche Werte aufzeigen. Aufgrund der Entkopplung vom Reibungseinfluss und dem Auftreten eines nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms (vgl. Kapitel 5.2) haben lokale Einflüsse eine stärkere Auswirkung auf das Windfeld.

Gegen 18:00 UTC am 19.09.2011 messen die Lidargeräte eine starke Zunahme der Windgeschwindigkeit, die in Abschnitt 5.2 mit der Theorie des nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms verknüpft wird. Am 200 m Messmast ist diese Verstärkung erst eine Stunde später zu erkennen. Abweichungen der Messmethoden, wie das Absinken der von den Lidargeräten detektierten Windgeschwindigkeit oder der Windsprung ab 24:00 UTC sind messtechnisch nicht zu erklären. Es ist anzunehmen, dass trotz der räumlichen Nähe beider Messstandorte die Windgeschwindigkeit nicht zu jedem Zeitpunkt dem gleichen Regime unterliegen. Zwei Unterschiede der Windmessung in diesem Zeitraum sind hier besonders hervorzuheben. Einerseits ist das Maximum der Windgeschwindigkeiten bei beiden Messstandorten nicht in der selben Messhöhe lokalisiert. Andererseits registrieren die Lidargeräte in den frühen Morgenstunden in Hatzenbühl einen Einbruch der Windgeschwindigkeit in beiden betrach-



**Abbildung 5.24:** Zeitreihen der Windrichtung am Messmast Campus Nord (CN, schwarz) und in Hatzenbühl (HB, rot) in jeweils zwei Höhen von 100 m und 200 m über Grund vom 19.09.2011, 11:00 UTC bis zum 21.09.2011, 03:00 UTC.

teten Messhöhen. Die Windgeschwindigkeiten am Campus Nord sind in diesem Zeitraum deutlich höher. Da ein nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom in seiner zeitlichen und räumlichen Ausprägung sehr variabel sein kann, können die jeweiligen Geschwindigkeitsmaxima im Betrag variieren und in unterschiedlichen Höhen lokalisiert sein.

Die Bereiche größerer Streuung am 19.09.2011 zwischen 12:00 UTC und 18:00 UTC und am 20.09.2011 zwischen 12:00 UTC und 18:00 UTC sind durch die niedrigen Windgeschwindigkeiten zu erklären. Bei Windgeschwindigkeiten um  $0 \text{ m s}^{-1}$  ist eine Vorzugswindrichtung nicht so stark ausgeprägt, wodurch die Messwerte der Windrichtung schwanken.

Gegen Ende des Beobachtungszeitraums, ab dem 20.09.2011 um 18:00 UTC setzt eine kontinuierliche Winddrehung ein, welche mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeit einher geht. Diese Winddrehung wird durch eine Verlagerung des Hochdruckgebiets verursacht und von beiden Messmethoden nahezu übereinstimmend wiedergegeben. Differenzen in den Messergebnissen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung können auf die räumliche Distanz zwischen beiden Messstandorte zurückzuführen sein.

Grundsätzlich ist es gelungen die Funktion der Messmethode der Lidargeräte, auch im Vergleich mit Messdaten des 200 m Messmasts, zu bestätigen. In großen Teilen der verglichenen Daten stimmen die Messergebnisse überein. In den Ergebnissen der Windrichtung treten kontinuierlich Abweichung von etwa  $15^\circ$  in Form eines Offsets auf. Um eine Fehlmessung an dieser Stelle auszuschließen sind weitere Untersuchungen nötig mit weiteren Vergleichs-

messungen nötig, die in dieser Arbeit nicht durchgeführt werden konnten. Aufgrund einer räumlichen Distanz zwischen den Messstandorten existiert ein Unsicherheitsfaktor, der zwar einen Vergleich der Messergebnisse zulässt und damit die Funktion der Messmethode mit dem Dual-Doppler-Verfahren bestätigt. Die quantitative Messgenauigkeit kann aufgrund des unterschiedlichen Messstandortes allerdings nicht bestimmt werden.

### 5.3.3 Ergebnisse

Durch Vergleichsmessungen mit einer Fesselsonde und mit dem 200 m Messmast am KIT Campus Nord kann sowohl die Funktion der Messmethode virtueller Masten als auch die Auswertemethode des Dual-Doppler-Algorithmus bestätigt werden.

Ein 90-minütiger Vergleich der Messdaten einer Fesselsonde, die jeweils in 50 m und 100 m die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung gemessen hat zeigt in großen Teilen eine Übereinstimmung der Messergebnisse beider Messsysteme, sowohl in der Windrichtung als auch in der Windgeschwindigkeit. Die anfänglichen Messfehler der Fesselsonde bezüglich der Windgeschwindigkeit können durch die Kalibrierung im Windkanal des KIT Campus Nord minimiert werden. Messfehler der Fesselsonde in der Windrichtung sind jedoch nicht ausgeschlossen und eine Kalibrierung im Windkanal nicht möglich, da dazu das gesamte System aus Ballon und Sonde berücksichtigt werden muss. Der Vergleich mit Messdaten der Fesselsonde mit einer um  $\pm 15^\circ$  variierten Windrichtung zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit den Messdaten der Lidargeräte (Abbildung 5.22).

Die Messdaten des 200 m Messmast zeigen über weite Strecken des 40-stündigen Messintervalls bezüglich der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit eine gute Übereinstimmungen. Während die Abweichungen in der Windgeschwindigkeit auf lokal unterschiedliche Windsituationen zurückzuführen sind, können die Abweichungen der Windrichtung zu diesem Zeitpunkt nicht geklärt werden. Hier existiert ein Offset mit einem in Hatzenbühl um etwa  $15^\circ$  um den Uhrzeigersinn gedrehten Wind. Aufgrund der räumlichen Distanz zwischen den Messorten kann eine unterschiedliche Windsituation nicht ausgeschlossen werden.

Die Referenz zweier unabhängiger Messmethoden bestätigt im Rahmen der Messgenauigkeit die Zuverlässigkeit der Messergebnisse der Lidargeräte und die Auswertung mit dem Dual-Doppler-Verfahren.



# Kapitel 6

## Zusammenfassung und Ausblick

### 6.1 Zusammenfassung

In dieser Diplomarbeit wird unter Anwendung des Dual-Doppler Verfahrens eine Lidar-basierte Windmessung an virtuellen Masten realisiert. Ein im Rahmen der Arbeit entwickeltes Steuerungsprogramm ermöglicht eine synchronisierte Ansteuerung beider im KITcube integrierten Lidargeräte. Die Realisierung zweier verschiedener Messanordnungen, zum einen die Messung an einem einzelnen virtuellen Mast, zum anderen die Errichtung einer Reihe von sieben virtuellen Masten, liefert unterschiedliche Ergebnisse. Während die Ergebnisse eines einzelnen virtuellen Mastes mit den Theorien des nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms (Banta et al., 2002; Blackadar, 1957; Kottmeier, 1982; Kraus, 2008) und der Kanalisierung in Tälern (Kalthoff und Vogel, 1992; Vogel, 1987) im Rheingraben in Verbindung gebracht wird, sind die Ergebnisse der Mastreihe eher als eine Machbarkeitsstudie zu betrachten, die die Möglichkeiten und Grenzen der Messung an einer Mastreihe aufzeigen. Im letzten Abschnitt der Auswertung wird eine Verifikation der Messmethode mit Vergleichsmessungen durchgeführt, um die Funktion der Messmethode zu belegen. Die Messungen fanden im Herbst 2011 in Hatzenbühl statt.

Mit dem Dual-Doppler Verfahren ist es möglich, die von den Lidargeräten gemessenen Radialgeschwindigkeiten in die Horizontalwindkomponenten ins meteorologische Koordinatensystem zu überführen und damit den horizontalen Windvektor zu berechnen (Armijo, 1969). Dabei ist es sinnvoll, einen möglichst senkrechten Anschnitt der Lidarstrahlen zu gewährleisten, um ausreichend unabhängige Windkomponenten zu messen. Die Vertikalkomponente des Windes kann über eine zeitliche Mittelung vernachlässigt werden. Durch die Messung in verschiedenen Höhen über einem beliebigen Punkt, erhält man ein Vertikalprofil des Horizontalwinds, welches die Windmessung an einem virtuellen Masten darstellt (Calhoun et al., 2006). Das Steuerungsprogramm lässt die Lidargeräte bei der Messung an einem einzelnen virtuellen Mast, durch die Variation des Elevationswinkels synchron in verschiedene Höhen blicken und Daten der Radialgeschwindigkeit erfassen, während die Azimutwinkel der Lidargeräte über das komplette Messintervall konstant gehalten werden. In den verschiedenen Höhenniveaus messen die Lidargeräte für eine Zeitdauer zwischen zwei und fünf Sekunden die Radialgeschwindigkeit und bewegen sich anschließend weiter. Bei der Messung an einer Mastreihe werden nach dem Durchlauf aller

Messhöhen an einem Mast die Azimutwinkel verändert. Dadurch erhält man eine Reihe von Windprofilen.

Die Messmethode wird mit zwei Vergleichsmessungen verifiziert. Eine am 21.10.2011 durchgeführte Referenzmessung mit einer Fesselsonde stellt eine in-situ Messung dar, die in zwei Höhen (50 und 100 m über Grund) in Hatzenbühl stattfindet. Mit den Winddaten des 13 km östlich von Hatzenbühl positionierten 200 m Messmast des KIT am Campus Nord liegen weitere Vergleichsmessungen vor.

Durch die Messung an virtuellen Masten ist eine Windmessung bis in große Höhen möglich. In der Auswertung des Einzelmasts in einem 40-stündigen Messintervall zwischen dem 19.09.2011 und dem 21.09.2011 können Daten bis in einer Höhe von 1000 m über Grund erfasst werden. Die Auswertung der Messdaten der Mastreihe in einem 14-stündigen Messintervall zwischen dem 24.09.2011 und dem 25.09.2011 ist sogar bis in 1500 m Höhe möglich. Die Messhöhe, bei der Verwendung von Lidargeräten heterodyner Detektion, ist dabei an die Höhe der planetaren Grenzschicht, beziehungsweise an den Aerosolgehalt der Atmosphäre geknüpft. Da in der darüber liegenden freien Atmosphäre häufig nicht genug rückstreuende Aerosole vorhanden sind, kann für diese Höhen auch kein ausreichendes Rückstreusignal von den Lidargeräten analysiert werden. Dies schlägt sich auch in dem Signal-zu-Rausch Verhältnis SNR nieder, welches als Filter für Daten unzureichender Qualität angewendet wird.

Die Messung an einer Reihe virtueller Masten zeigt auch Grenzen der Messmethode auf. Für die Messung mit Lidargeräten ist eine freie Sicht auf den Messpunkt notwendig. Insbesondere in niedrigen Höhen von 20 m und 50 m ist dies nicht an allen Punkten gewährleistet. Während die Messung in 20 m nur an zwei von sieben Masten möglich ist, können in 50 m Höhe an fünf von sieben Orten Daten ausgewertet werden. Ab einer Höhe von 75 m ist eine Messung an allen sieben virtuellen Masten möglich. Besonders die Ergebnisse an den äußeren virtuellen Masten, bei denen die Schnittwinkel der Lidarstrahlen von  $21,39^\circ$  an Mast M1 und  $40,38^\circ$  an Mast M7 betragen, weichen von den an den mittleren Masten M2 bis M6 erhobenen Messdaten ab. Während an M1 die Erhebung der Windgeschwindigkeit ein Problem darstellt, ist an M7 die Messung der Windrichtung augenscheinlich nicht korrekt. Dieser Effekt kann mit einer Fehlerbetrachtung auf die Richtung der Anströmung zurückgeführt werden.

In den Daten der Messung des Einzelmastes zwischen dem 19.09.2011 und dem 21.09.2011 wird ein nächtliches Windmaximum in den Höhen zwischen 100 m und 300 m festgestellt. Durch einen Vergleich der Messdaten mit der Theorie eines nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms, konnte dieses Windmaximum belegt werden. Die Effekte der Stabilisierung am Abend, als auch der Labilisierung am Morgen, treten in diesem Zeitraum auf. Die Stabilisierung am Abend bildet die Grundvoraussetzung einer Entkopplung vom Reibungseinfluss der Erdoberfläche, wodurch sich ein nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom ausbilden kann. Die Rückentwicklung ist eine Folge der Wiederankopplung der Strömung an den Reibungseinfluss am Morgen. Für die Schichtungsanalyse werden am 200 m Messmast am Campus Nord gemessene Temperaturprofile verwendet. Sowohl die maximale Windgeschwindigkeit von etwa  $9 \text{ m s}^{-1}$  als auch die vertikale Lage des Maxima von etwa 100 m Höhe stimmen mit den Ergebnissen von Banta et al. (2002) überein. Die

Windrichtung, welche bei einem vorhandenen nächtlichen Grenzschichtstrahlstrom einen Trägheitskreis nach Blackadar (1957) beschreiben sollte, kann nicht ausgemacht werden, da in diesem Zeitraum aufgrund der stabilen Schichtungsverhältnisse eine Kanalisierung im Rheingraben stattfindet. Dies ist in der Profildarstellung der Windrichtung gut zu erkennen und steht im Einklang mit Untersuchungen von Kanalisationseffekten in Tälern.

Der Vergleich der Messdaten aus dem Dual-Doppler Verfahren mit der 90-minütigen Referenzmessung am 21.10.2011 mit der Fesselsonde zeigt gute Übereinstimmung. Sowohl die Windrichtung, als auch die Windgeschwindigkeit wird im Rahmen der Messgenauigkeit der Fesselsonde gut erfasst. Die Verifikation mit den Messdaten des 200 m Messmasts am Campus Nord zwischen dem 19.09.2011 und dem 21.09.2011 ergibt bis auf einen Versatz von etwa  $15^\circ$  in der Windrichtung ebenfalls eine gute Übereinstimmung. Aufgrund der räumlichen Distanz von 13 km zwischen den Messorten ist diese Abweichung keineswegs unplausibel. Durch den Vergleich mit den Messdaten der Fesselsonde und denen des 200 m Messmasts am Campus Nord kann sowohl die Funktion der Messmethode als auch des Auswerteverfahrens bestätigt werden. Die Messung an virtuellen Masten liefert somit zuverlässige Daten.

## 6.2 Ausblick

Aufgrund eines zeitweisen Ausfalls des IMK-Lidar „HYB“ waren Messungen nur eingeschränkt möglich. Durch einen Defekt des HYB wurden weiterhin teils fehlerhafte Radialgeschwindigkeiten gemessen. In vielen Datensätzen, wie bei der Messung des Einzelmasts zwischen dem 19.09.2011 und dem 21.09.2011 und mit der Fesselsonde am 21.10.2011 können diese fehlerhaften Messungen bereinigt werden, da die wahrscheinlich richtigen Messwerte klar abgegrenzt von den fehlerhaften Daten sind. Bei den Datensätzen der Mastreihe am 24.09.2011 und am 25.09.2011 treten zu viele Überschneidungen der fehlerhaften und der vermutlich korrekten Messwerte auf, so dass diese Daten unbereinigt ausgewertet werden.

Weitere Messungen an der Mastreihe mit zwei intakten Lidargeräten bei verlässlicher Datenqualität wären für diese Diplomarbeit wünschenswert gewesen. Da der Defekt sich im Laufe der Messzeit jedoch verschlimmerte, lag eine ebenfalls geplante Verbesserung des Scanmusters für die Mastreihe nicht im Rahmen der Möglichkeiten. Die Schwächen des am 24.09.2011 und am 25.09.2011 verwendeten Scanmusters der Mastreihe konnten in der langen Zeit für einen Messzyklus und der Erfassung in zu vielen Höhen ausgemacht werden. Ein Vergleich mit Messungen auf Grundlage eines verbesserten Scanmusters konnte im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht mehr durchgeführt werden.

An dieser Stelle wäre ein dynamisches Scanmuster, welches die aktuellen Daten der Grenzschichthöhe mit in die Messung einfließen lässt, denkbar. So könnte die Erfassung in zu großen Höhen vermieden und die Zeit eines Messdurchlaufes weiter reduziert werden. Außerdem besteht die Idee die Scanmuster des Einzelmasts mit denen der Mastreihe zu

kombinieren. So könnte bodennah mit mehreren niedrigen virtuellen Masten die horizontale Variabilität des Horizontalwindes erfasst werden. Mit der Messung an einem einzelnen hochreichenden virtuellen Masten kann ein Vertikalprofil bestimmt werden. Durch die Einschränkung der Höhe der Mastreihe kann so Zeit eingespart und die Qualität der Messung verbessert werden. Messungen mit gesteigerter Messqualität könnten an Tagen mit mäßigem bis starken Wind auch Auswirkungen der Waldkante auf das horizontale Windfeld zeigen.

Die Einkopplung weiterer dynamischer Größen, wie beispielsweise der aktuellen Windrichtung und Windgeschwindigkeit, ließe eine pseudo-Lagrange Messung des Windes zu. Hierbei könnte ein, sich auf die Waldkante zu bewegendes, virtuelles Luftpaket in einer konstanten Höhe beobachtet werden. Die Informationen des Windvektors des virtuellen Luftpakets könnten Einflüsse der Waldkante auf Windgeschwindigkeit und Windrichtung aufzeigen.

Durch die Verwendung weiterer Messgeräte, wie beispielsweise des Windcubes, eines weiteren Lidars des KITcube, welches bis in Höhen von etwa 500 m den Horizontalwind in Strahlrichtung messen kann, könnte die Funktion des Dual-Doppler Verfahrens auch bis in größere Höhen bestätigen. Dieses Lidar stand für die, dieser Diplomarbeit zugrunde liegenden Messungen, nicht zur Verfügung.

Durch die Berechnung des Windfeldes über den VAD-Algorithmus (Browning und Wexler, 1968), steht eine weitere Vergleichsmethode zur Verfügung, welche in zukünftigen Untersuchungen ausgewertet werden kann.

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Struktur der planetaren Grenzschicht, (Roedel, 2000). . . . .	5
2.2	Tagesgang der atmosphärischen Grenzschicht, (Kraus, 2008). . . . .	6
2.3	Entwicklung des geostrophischen Gleichgewichts. . . . .	8
2.4	Kräftegleichgewicht in der Ekman-Schicht. . . . .	9
2.5	Hodograph der Ekman-Spirale, (Roedel, 2000). . . . .	9
2.6	Das logarithmische Windprofil in der Prandtl-Schicht. . . . .	10
2.7	Schematische Darstellung der Effekte der Kanalisierung und des Gegenstromes, (Vogel, 1987). . . . .	11
2.8	Trägheitskreis bei einem Grenzschichtstrahlstrom (Kraus, 2008). . . . .	12
3.1	Schematischer Aufbau eines Lidar-Empfängers, (Wulfmeyer et al., 2003). . . . .	17
3.2	Darstellung eines Geschwindigkeitsspektrums. . . . .	19
4.1	Prinzipskizze der Messung eines virtuellen Masts. . . . .	23
4.2	Skizze zur Anordnung der Einzelmastmessung. . . . .	27
4.3	Skizze zur Anordnung zur Mastreihenmessung. . . . .	28
4.4	Fehlmessungen des HYB. . . . .	33
4.5	Bild Fesselballon mit Sonde. . . . .	34
4.6	Messwerte der Kalibriermessung im Windkanal. . . . .	35
4.7	Windgeschwindigkeitsdifferenzen und Kalibrierkurve. . . . .	36
5.1	Virtueller Mast in Zeitreihendarstellung. . . . .	38
5.2	SNR in verschiedenen Höhen am Einzelmast. . . . .	39
5.3	Windgeschwindigkeit am virtuellen Mast in Profildarstellung. . . . .	41
5.4	Windrichtung am virtuellen Mast in Profildarstellung. . . . .	42
5.5	SNR in verschiedenen Höhen an der Mastreihe. . . . .	43
5.6	Windgeschwindigkeit Messung an Mastreihe in 50 m Höhe. . . . .	44
5.7	Windrichtung bei Messung an Mastreihe in 50 m Höhe. . . . .	45
5.8	Windgeschwindigkeit bei Messung an Mastreihe in 75 m Höhe. . . . .	45
5.9	Windrichtung bei Messung an Mastreihe in 75 m Höhe. . . . .	46
5.10	Windgeschwindigkeit bei Messung an Mastreihe in 250 m Höhe. . . . .	47
5.11	Windrichtung bei Messung an Mastreihe in 250 m Höhe. . . . .	47
5.12	Windgeschwindigkeit bei Messung an Mastreihe in 500 m Höhe. . . . .	48
5.13	Windrichtung bei Messung an Mastreihe in 500 m Höhe. . . . .	49

---

5.14	Virtueller Mast in Zeitreihendarstellung. . . . .	52
5.15	Zeitreihe der Temperatur am CN. . . . .	53
5.16	Zeitlicher Verlauf des Vertikalprofils der Temperatur am CN. . . . .	53
5.17	Zeitlicher Verlauf des Vertikalprofils der Windgeschwindigkeit in Hatzenbühl. . . . .	54
5.18	Zeitlicher Verlauf des Vertikalprofils der Windrichtung in Hatzenbühl. . . . .	55
5.19	Messhöhe der Fesselsonde und der Lidargeräte. . . . .	57
5.20	Vergleich der Windgeschwindigkeit der Fesselsonde und der Lidargeräte . . . . .	58
5.21	Vergleich der Windrichtung der Fesselsonde und der Lidargeräte . . . . .	59
5.22	Vergleich der Radialgeschwindigkeitskomponente der Lidargeräte mit Komponente aus Fesselsondenmessung. . . . .	60
5.23	Zeitreihe der Windgeschwindigkeit am Messmast CN zur Verifikation der Lidardaten. . . . .	62
5.24	Zeitreihen der Windrichtung zur Verifikation der Lidardaten. . . . .	64
A.1	Wettersituation am 19.09.2011 um 12:00 UTC (Quelle: <a href="http://www.wetter3.de">www.wetter3.de</a> ). . . . .	81
A.2	Wettersituation am 20.09.2011 um 00:00 UTC (Quelle: <a href="http://www.wetter3.de">www.wetter3.de</a> ). . . . .	82
A.3	Wettersituation am 20.09.2011 um 12:00 UTC (Quelle: <a href="http://www.wetter3.de">www.wetter3.de</a> ). . . . .	83
A.4	Wettersituation am 21.09.2011 um 00:00 UTC (Quelle: <a href="http://www.wetter3.de">www.wetter3.de</a> ). . . . .	84
A.5	Wettersituation am 25.09.2011 um 00:00 UTC (Quelle: <a href="http://www.wetter3.de">www.wetter3.de</a> ). . . . .	85
A.6	Wettersituation am 21.10.2011 um 12:00 UTC (Quelle: <a href="http://www.wetter3.de">www.wetter3.de</a> ). . . . .	86

# Tabellenverzeichnis

3.1	Spezifikationen der Lidargeräte. . . . .	20
5.1	SNR von WTX und HYB bei Mastreihenmessung. . . . .	43
A.1	Statistischer Fehler der Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Anströmungen. . . . .	79
A.2	Statistischer Fehler der Windrichtung bei verschiedenen Anströmungen. . . . .	79
A.3	Systematischer Fehler der Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Anströmungen. . . . .	80
A.4	Systematischer Fehler der Windrichtung bei verschiedenen Anströmungen. . . . .	80



# Literaturverzeichnis

- Ansmann, A., M. Riebesell, und C. Weitkamp, 1990: Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a raman lidar. *Opt. Lett.*, **15**, 746–748.
- Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with doppler radars. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 570–573.
- Banta, R., R. Newsom, J. Lundquist, Y. Pichugina, R. Coulter, und L. Mahrt, 2002: Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during cases-99. *Bound.-Layer Meteorol.*, **105**, 221–252.
- Barthlott, C. und F. Fiedler, 2003: Turbulence structure in the wake region of a meteorological tower. *Bound.-Layer Meteorol.*, **108**, 175–190.
- Berger, F. und M. Hantel, 2005: Meteorologisches Observatorium Lindenberg 1905-2005. *Meteorol. Z.*, **14**, 595–595.
- Bergmann, L. und C. Schäfer, 1998: *Lehrbuch Der Experimentalphysik: Mechanik, Relativität, Wärme*. de Gruyter Berlin New York, 1354 pp.
- Blackadar, A., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **38**, 283–290.
- Browning, K. und R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105–113.
- Calhoun, R., R. Heap, M. Princevac, R. Newsom, H. Fernando, und D. Ligon, 2006: Virtual towers using coherent Doppler lidar during the Joint Urban 2003 dispersion experiment. *J. Appl. Meteor.*, **45**, 1116–1126.
- Erismann, J. und G. Draaijers, 2003: Deposition to forests in europe: most important factors influencing dry deposition and models used for generalisation. *Environ. Pollut.*, **124**, 379–388.
- Etling, D., 2008: *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Springer Berlin Heidelberg New York, 376 pp.
- Foken, T., 2006: *Angewandte Meteorologie: Mikrometeorologische Methoden*. Springer Berlin Heidelberg New York, 325 pp.

- Fried, D., 1967: Optical heterodyne detection of an atmospherically distorted signal wave front. *Proc. IEEE*, **55**, 57–77.
- Garratt, J., 1994: *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, 336 pp.
- Grund, C., R. Banta, J. George, J. Howell, M. Post, R. Richter, und A. Weickmann, 2001: High-resolution Doppler lidar for boundary layer and cloud research. *J. Atmos. Oceanic.*, **18**, 376–393.
- Halliday, D., R. Resnick, und J. Walker, 2006: *Physik*. Wiley-VCH Verlag GmbH & CO. KGaA Weinheim, 1791 pp.
- Irgang, T., P. Hays, und W. Skinner, 2002: Two-channel direct-detection doppler lidar employing a charge-coupled device as a detector. *Appl. Opt.*, **41**, 1145–1155.
- Kalthoff, N. und B. Vogel, 1992: Counter-current and channelling effect under stable stratification in the area of Karlsruhe. *Theor. Appl. Climatol.*, **45**, 113–126.
- Klose, B., 2008: *Meteorologie: Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre*. Springer Berlin Heidelberg New York, 396 pp.
- Kottmeier, C., 1982: *Die Vertikalstruktur nächtlicher Grenzschichtstrahlströme*. Im Selbstverlag des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, 132 pp.
- Kraus, H., 2004: *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer Berlin Heidelberg New York, 422 pp.
- 2008: *Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie: Ein Lehrbuch zur Einführung in die Physik der Atmosphärischen Grenzschicht und in die Mikrometeorologie*. Springer Berlin Heidelberg New York, 214 pp.
- Martens, O., 2006: *Sensor zur zweidimensionalen Strömungsmessung von Newtonschen Fluiden*. Dissertation, Fakultät Maschinenbau, Universität Dortmund, 108 pp.
- Meschede, D., 2010: *Gerthsen Physik*. Springer Berlin Heidelberg New York, 1048 pp.
- Mölders, N., M. Jankov, und G. Kramm, 2005: Application of gaussian error propagation principles for theoretical assessment of model uncertainty in simulated soil processes caused by thermal and hydraulic parameters. *J. Hydrometeor.*, **6**, 1045–1062.
- Roedel, W., 2000: *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer Berlin Heidelberg New York, 498 pp.
- Röhner, L., 2010: *Charakteristika des Windfeldes an einem Strömungshindernis während des Sturms Xynthia*. Seminararbeit, KIT-IMK, 45 pp.
- Shannak, B., K. Träumner, A. Wieser, U. Corsmeier, und C. Kottmeier, 2011: Flow characteristics above a forest using light detection and ranging measurement data. *P. I. Mech. Eng. C: J. Mec.*.

- Stull, R., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers Dordrecht, 670 pp.
- Thayer, J., N. Nielsen, R. Warren, C. Heinselman, und J. Sohn, 1997: Rayleigh lidar system for middle atmosphere research in the arctic. *Opt. Eng.*, **36**, 2045.
- Tipler, P., 2000: *Physik, 3. korr. Nachdruck*. Spektrum Akademischer Verlag GmbH Heidelberg, 1522 pp.
- Träumner, K., 2010: *Einmischprozesse am Oberrund der konvektiven atmosphärischen Grenzschicht*. Dissertation, KIT-IMK, 163 pp.
- Vogel, B., 1987: *Numerische Untersuchungen zur Kanalisierung der Luftströmungen in Tälern*. Dissertation, Inst.f. Met TH Darmstadt, 136 pp.
- Werner, C., 2005: Doppler wind lidar. *Lidar*, C. Weitkamp, ed., Springer Berlin Heidelberg New York, volume 102 of *Springer Series in Optical Sciences*, 325–354.
- Whiteman, D., S. Melfi, und R. Ferrare, 1992: Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the earth's atmosphere. *Appl. Opt.*, **31**, 3068–3082.
- Wieser, A., F. Fiedler, und U. Corsmeier, 2001: The influence of the sensor design on wind measurements with sonic anemometer systems. *J. Atmos. Oceanic.*, **18**, 1585–1608.
- Wulfmeyer, V., S. Mayor, X. Spuler, W. Brewer, R. Hardesty, B. Rye, und C. Bollig, 2003: *Doppler lidar design study*. Institut für Physik und Meteorologie Universität Hohenheim, 109 pp.



# Kapitel 7

## Anhang

### Fehlerabschätzungen

**Tabelle A.1:** Statistischer Fehler der Windgeschwindigkeit in  $\text{m s}^{-1}$  an den Masten M1, M4, M6 und M7 der Mastreihe bei drei verschiedenen Anströmungen aus Nord(N), Nordwest (NW), West (W), Südwest (SW) und Süd (S) mit zwei verschiedenen Windgeschwindigkeiten ( $2,5 \text{ m s}^{-1}$  und  $5,0 \text{ m s}^{-1}$ ) in zwei verschiedenen Höhen  $h_1 = 50 \text{ m}$  und  $h_2 = 500 \text{ m}$  (Kapitel 4.4).

	M1 $h_1$	M1 $h_2$	M4 $h_1$	M4 $h_2$	M6 $h_1$	M6 $h_2$	M7 $h_1$	M7 $h_2$
N2.5	0,24	0,23	0,28	0,54	0,27	0,28	0,35	0,54
NW2.5	0,35	0,07	0,04	0,14	0,41	0,05	0,06	0,14
W2.5	0,56	0,19	0,14	0,24	0,63	0,25	0,23	0,23
SW2.5	0,55	0,33	0,31	0,60	0,61	0,43	0,48	0,61
S2.5	0,24	0,23	0,28	0,54	0,27	0,28	0,35	0,54
N5.0	0,23	0,31	0,47	0,90	0,31	0,41	0,57	0,91
NW5.0	0,40	0,16	0,03	0,16	0,53	0,07	0,05	0,16
W5.0	0,56	0,19	0,14	0,31	0,74	0,32	0,36	0,33
SW5.0	0,61	0,48	0,49	1,01	0,76	0,70	0,84	1,06
S5.0	0,23	0,31	0,47	0,90	0,31	0,41	0,57	0,91

**Tabelle A.2:** Statistischer Fehler der Windrichtung in  $^\circ$ . Sonst wie Tabelle A.1.

	M1 $h_1$	M1 $h_2$	M4 $h_1$	M4 $h_2$	M6 $h_1$	M6 $h_2$	M7 $h_1$	M7 $h_2$
N2.5	14,95	8,25	6,49	8,32	16,74	9,02	7,10	7,92
NW2.5	13,74	7,54	6,97	9,51	15,74	7,37	6,35	8,82
W2.5	4,89	4,39	4,31	9,62	5,72	5,22	6,90	9,83
SW2.5	8,65	1,46	0,49	5,25	9,77	2,04	1,33	5,70
S2.5	14,95	8,25	6,49	8,32	16,74	9,02	7,10	7,92
N5.0	9,25	7,04	5,62	6,65	11,37	7,52	5,98	6,54
NW5.0	7,46	5,45	5,34	5,75	9,88	4,59	3,50	5,18
W5.0	2,15	2,12	2,10	6,31	3,11	2,87	5,01	6,91
SW5.0	4,66	1,84	0,10	4,32	5,66	2,21	0,94	4,73
S5.0	9,25	7,04	5,62	6,65	11,37	7,52	5,98	6,54

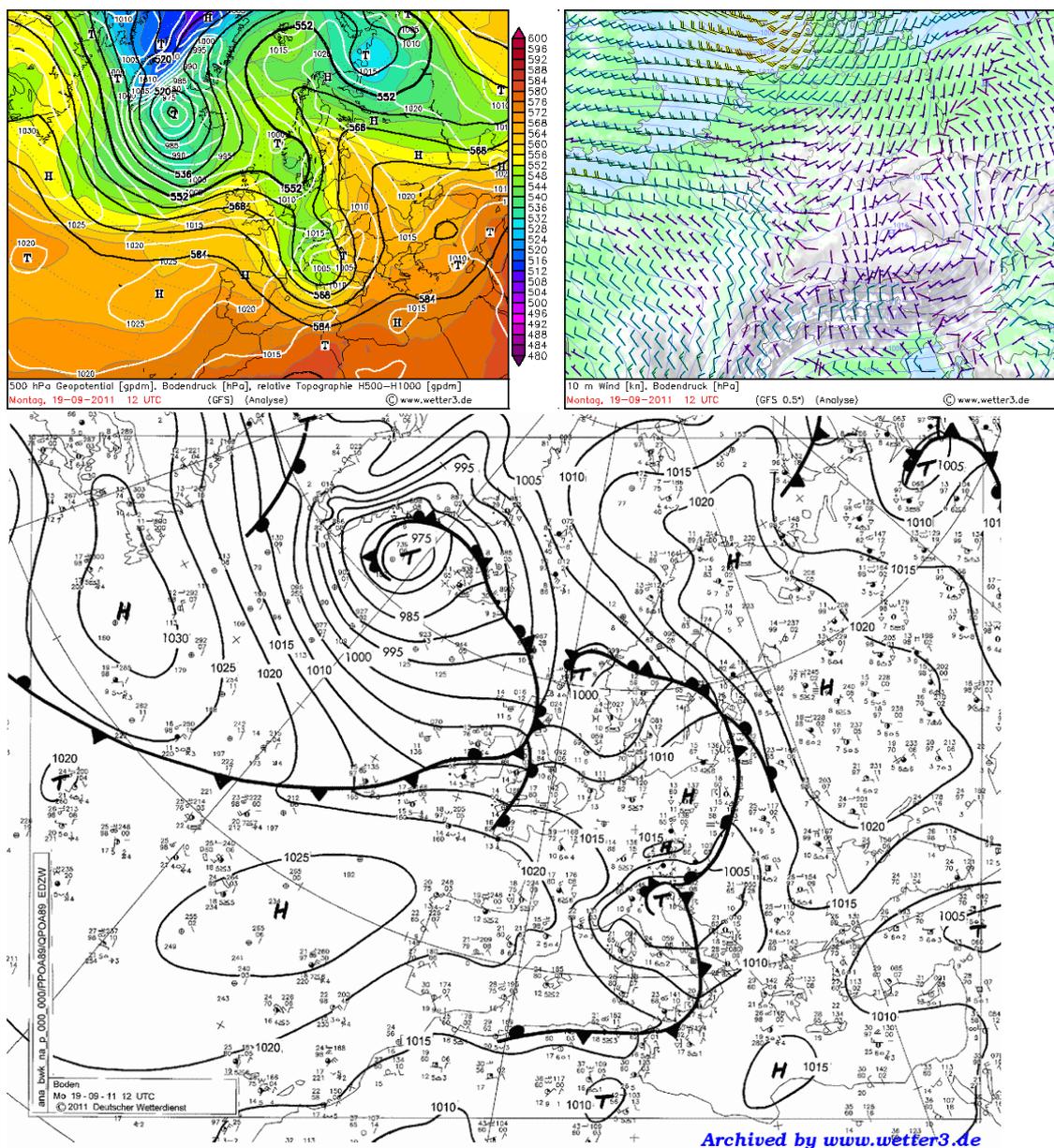
**Tabelle A.3:** Systematischer Fehler der Windgeschwindigkeit in  $\text{m s}^{-1}$ . Sonst wie Tabelle A.1.

	M1 $h_1$	M1 $h_2$	M4 $h_1$	M4 $h_2$	M6 $h_1$	M6 $h_2$	M7 $h_1$	M7 $h_2$
N2.5	0,08	0,27	0,48	0,94	0,27	0,44	0,62	0,95
NW2.5	0,24	0,14	0,07	0,10	0,42	0,04	0,04	0,09
W2.5	0,04	0,01	0,01	0,31	0,53	0,21	0,30	0,37
SW2.5	0,25	0,36	0,42	1,10	0,55	0,63	0,84	1,16
S2.5	0,08	0,27	0,48	0,94	0,27	0,44	0,62	0,95
N5.0	0,16	0,55	0,96	1,88	0,53	0,87	1,25	1,90
NW5.0	0,48	0,28	0,14	0,20	0,84	0,08	0,07	0,18
W5.0	0,07	0,02	0,02	0,62	1,05	0,42	0,60	0,73
SW5.0	0,51	0,73	0,85	2,20	1,11	1,26	1,68	2,32
S5.0	0,16	0,55	0,96	1,88	0,53	0,87	1,25	1,90

**Tabelle A.4:** Systematischer Fehler der Windrichtung in  $^\circ$ . Sonst wie Tabelle A.1.

	M1 $h_1$	M1 $h_2$	M4 $h_1$	M4 $h_2$	M6 $h_1$	M6 $h_2$	M7 $h_1$	M7 $h_2$
N2.5	10,92	11,79	10,28	19,56	17,07	13,23	11,60	19,61
NW2.5	6,75	8,27	9,29	8,76	14,83	6,08	3,57	7,47
W2.5	0,23	0,10	0,27	11,46	3,96	4,10	10,51	13,25
SW2.5	5,38	3,28	1,19	10,07	8,70	2,17	6,05	10,99
S2.5	10,92	11,79	10,28	19,56	17,07	13,23	11,60	19,61
N5.0	10,92	11,79	10,28	19,56	17,07	13,23	11,60	19,61
NW5.0	6,75	8,27	9,29	8,76	14,83	6,08	3,57	7,47
W5.0	0,23	0,10	0,27	11,46	3,96	4,10	10,51	13,25
SW5.0	5,38	3,28	1,19	10,07	8,70	2,17	6,05	10,99
S5.0	10,92	11,79	10,28	19,56	17,07	13,23	11,60	19,61

## Wetterkarten



**Abbildung A.1:** Wettersituation am 19.09.2011 um 12:00 UTC. Oben links 500hPa Geopotential (gpm, schwarze Isolinien), Bodendruck (hpa, weiße Isolinien) und relative Topographie H500-H1000 (gpm, Farbflächen), oben rechts 10m Wind (km/h, Pfeile) und Bodendruck (hPa, Isolinien), unten DWD Bodenwetterkarte. Quelle: [www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)

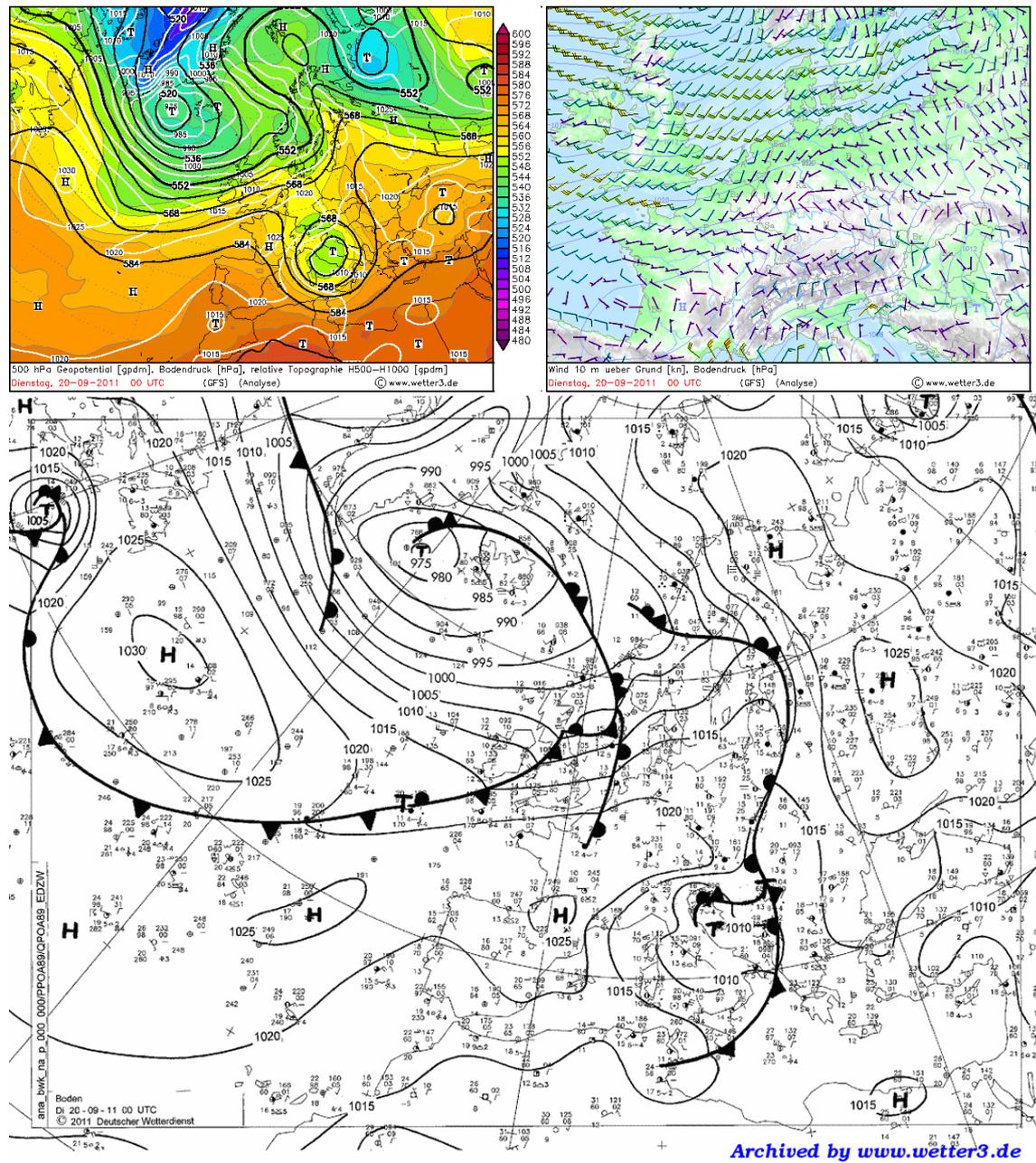


Abbildung A.2: Wettersituation am 20.09.2011 um 00:00 UTC. Sonst wie Abbildung A.1.

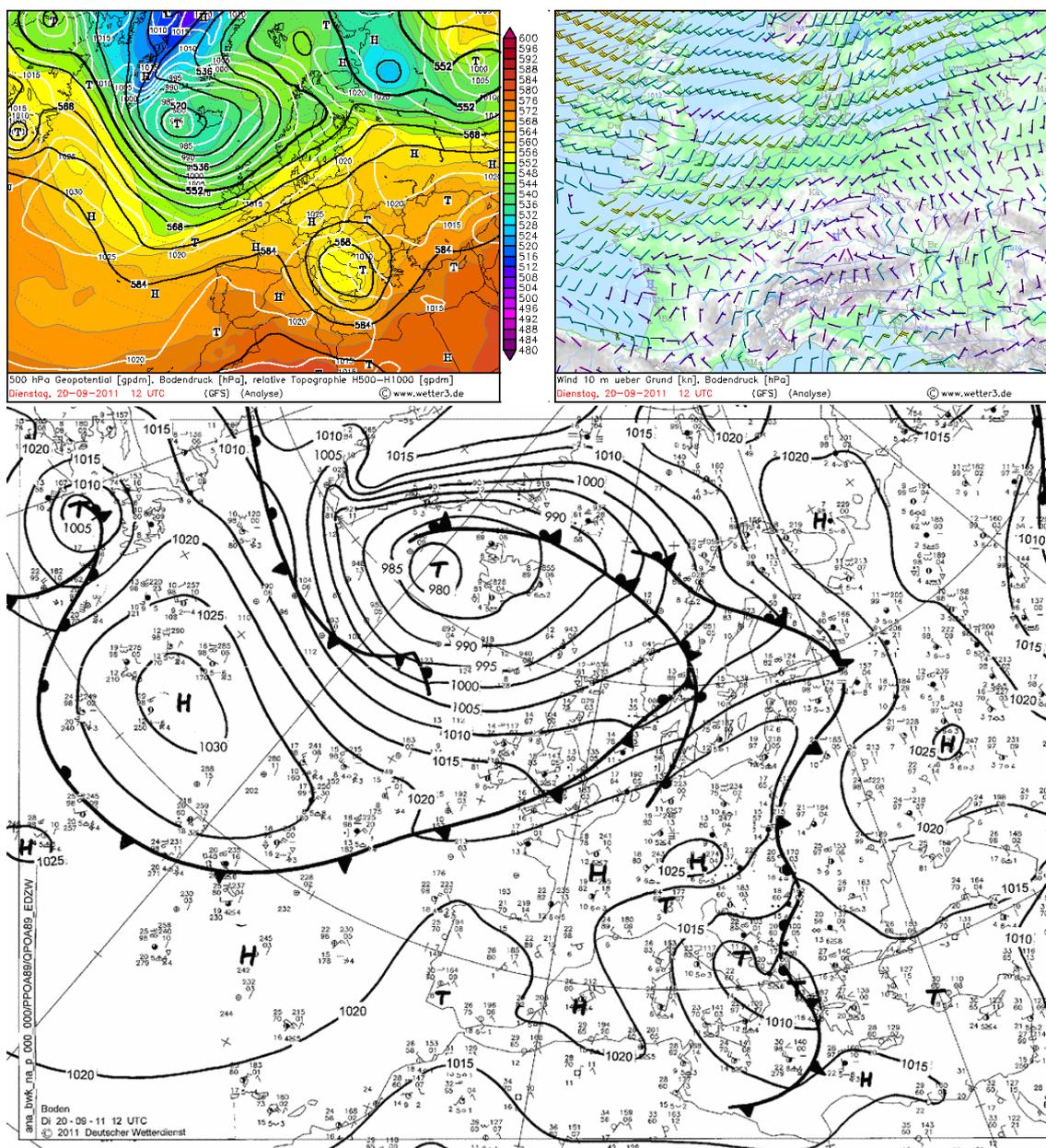


Abbildung A.3: Wettersituation am 20.09.2011 um 12:00 UTC. Sonst wie Abbildung A.1.

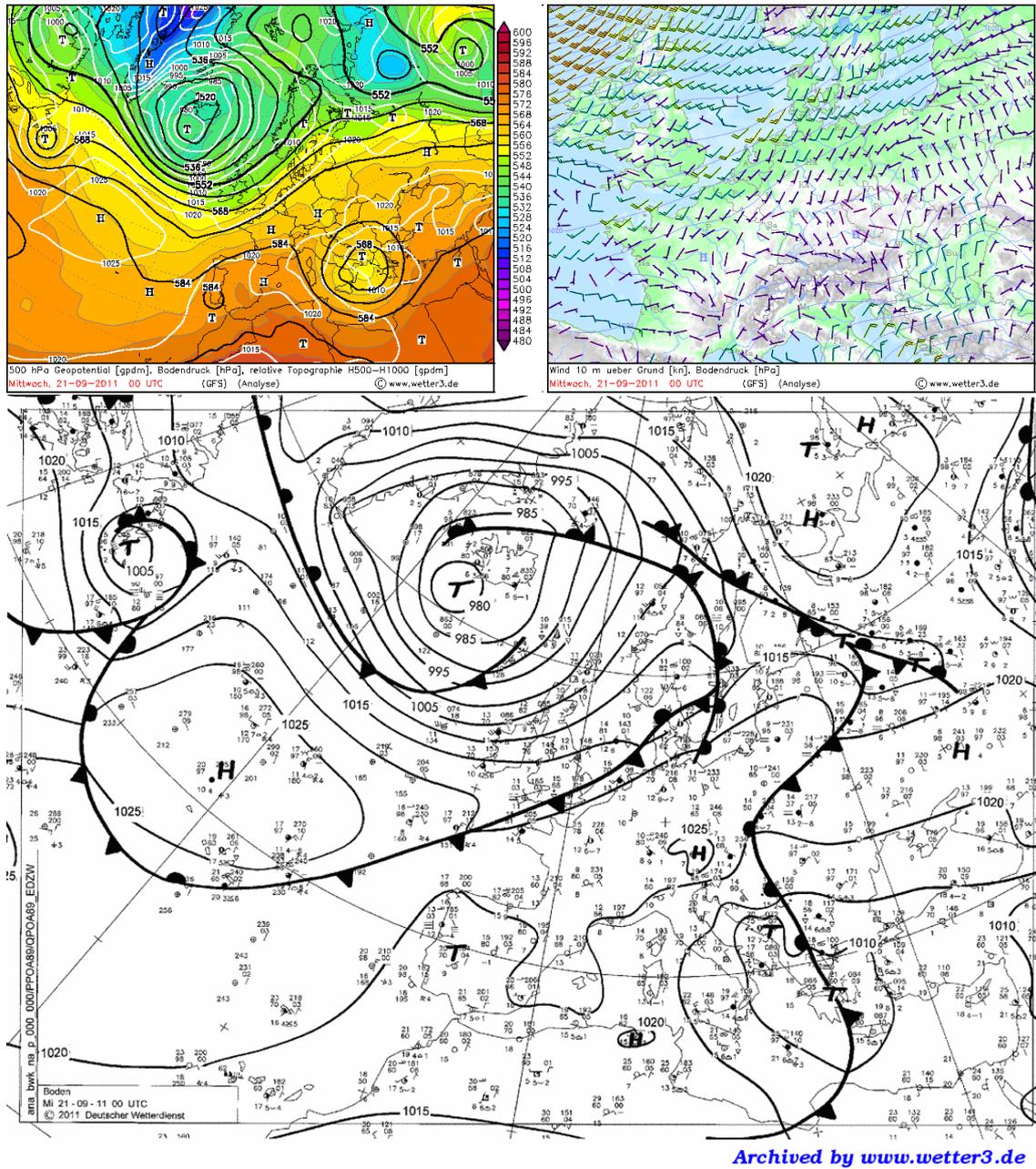


Abbildung A.4: Wettersituation am 21.09.2011 um 00:00 UTC. Sonst wie Abbildung A.1.

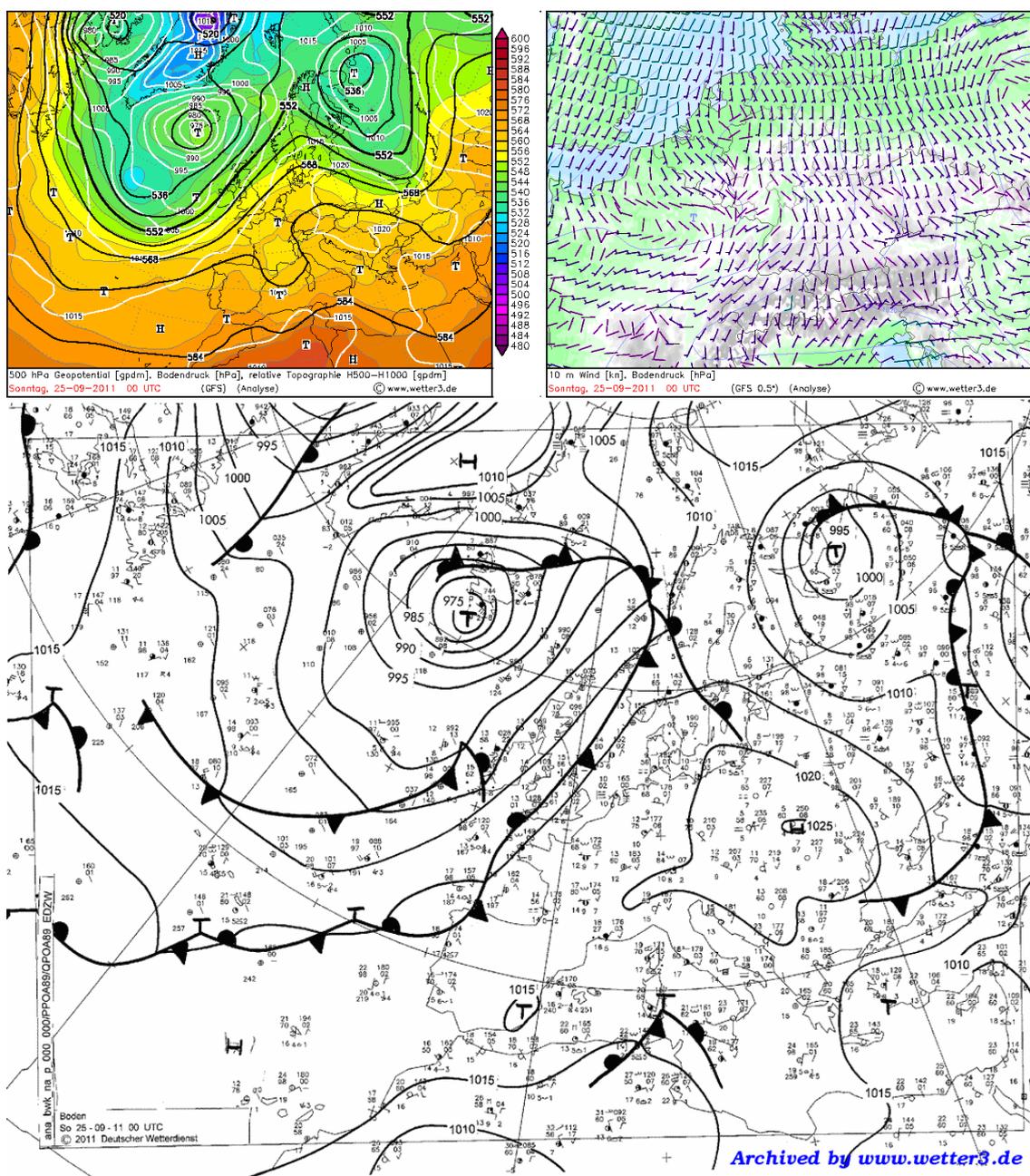
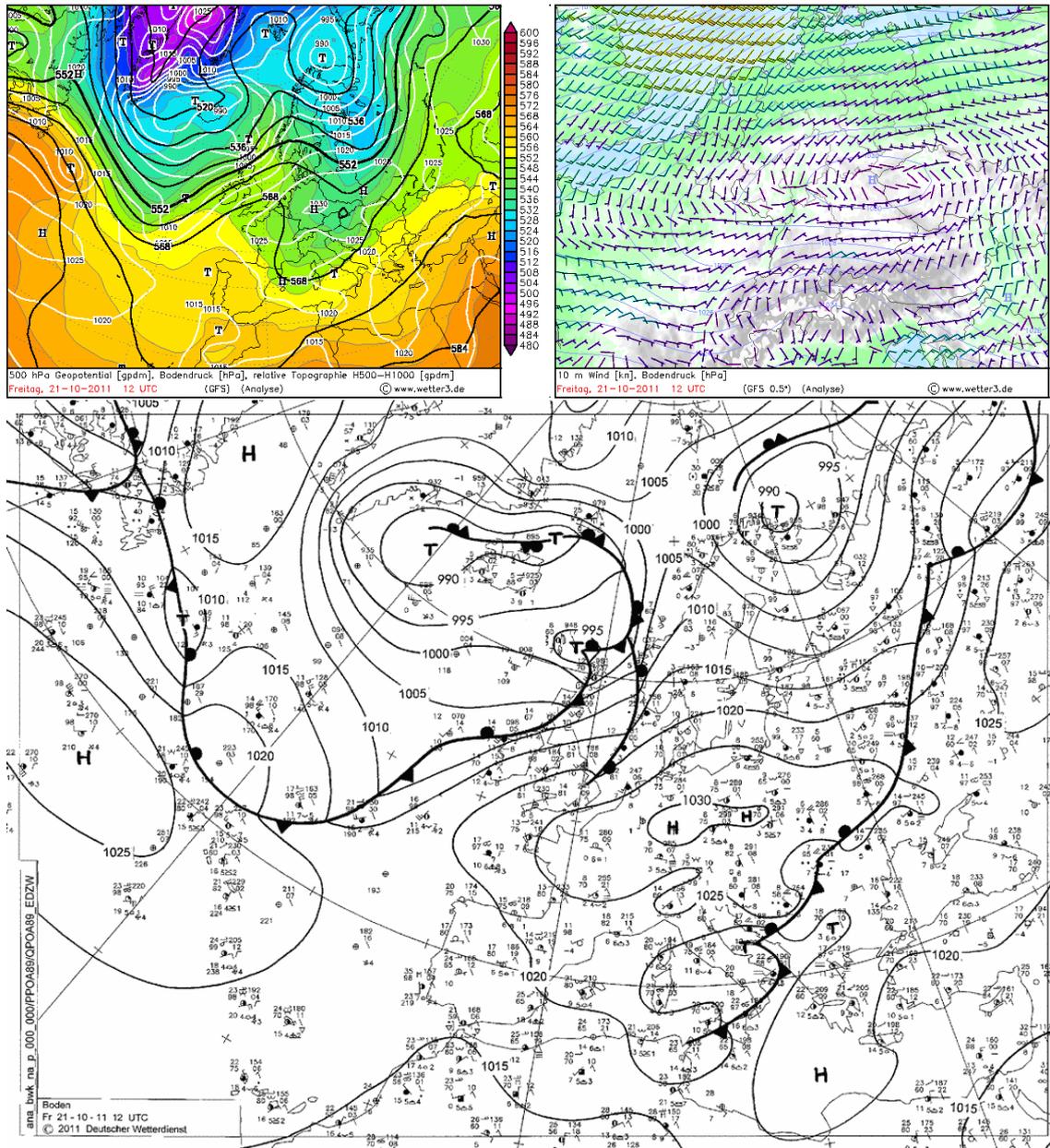


Abbildung A.5: Wettersituation am 25.09.2011 um 00:00 UTC. Sonst wie Abbildung A.1.



Archived by [www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)

Abbildung A.6: Wettersituation am 21.10.2011 um 12:00 UTC. Sonst wie Abbildung A.1.

# Danksagung

An erster Stelle möchte ich meinem Betreuer Dr. Andreas Wieser danken, der mich im Laufe meiner Diplomarbeit sehr kompetent betreut und unterstützt hat. Ihn zahlreichen Gesprächen konntest du mir mit deinen Ideen und Tipps stets Anregungen geben, die für diese Arbeit eine große Bereicherung darstellen. Außerdem hast du mir mit deinen Korrekturvorschlägen weitergeholfen, die Qualität der Arbeit abschließend zu verbessern. Vielen Dank! Prof. Dr. Christoph Kottmeier will ich an dieser Stelle dank sagen, da er mir im Einzelgespräch viele Anregungen geben konnte, welche sehr zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Ein herzliches Dankeschön gilt auch Priv.-Doz. Dr. Michael Höpfner, der das Korreferat für diese Arbeit zu übernommen hat.

Auf die Unterstützung von Dr. Ulrich Corsmeier konnte ich in allen Belangen immer bauen. Auch dir ein herzliches Dankeschön für die hilfreichen Korrekturvorschläge. Dr. Katja Träumner konnte mir, besonders bei nachlassender Datenqualität immer helfen, diese zu verbessern selbst wenn das Problem nicht bei den Daten lag. Christina Stawiarski hat mir bei zahlreichen Problemen weiterhelfen können und mich beim Programmieren der Steuerungssoftware unterstützt. Mit Luisa Röhner habe ich immer einen Diskussionspartner für meine Diplomarbeit gehabt, sodass ich auch bei kleineren Problemen nicht hängengeblieben bin. Die Bürozeit mit dir war sehr angenehm. Vielen Dank!

Außerdem möchte ich Stephan Kraut und Bernhard Deny danken, die mich bei der Durchführung der Fesselsonden-Messung bestens unterstützt haben. Vielen Dank auch an Martin Kohler, für das Bereitstellen der Messmast-Daten. Genauso ein Dank an Doris Stenschke, die mich sehr freundlich und kompetent in allen Belangen unterstützt hat. Danke auch an Gabi Klinck die mir bei technischen Problemen immer gerne geholfen hat.

Ein großer Dank auch an Vanessa, Christoph und Rike meine Freunde und Mitbewohner, die mir eine sehr schöne Studienzeit beschert haben und mit denen ich gerne zusammengewohnt habe.

Markus, du bist für mich ein wichtiger und guter Freund und ich kann immer auf dich bauen. Danke für diese Freundschaft und die schöne Studienzeit!

Außerdem an alle meine Freunde. Ihr wart für mich da, wenn ich euch brauchte, ihr habt meine Launen ertragen und ihr seid mir sehr wichtig.

Meinen Eltern und meiner Familie möchte ich für die seelische und finanzielle Unterstützung danken. Euch gebührt ein großer Anteil des Erfolgs meines Studiums. Danke!

Der abschließenden Dank gilt meiner Freundin Rike. Du hast mir immer den Rücken freigehalten, mich aufgebaut, wenn dies nötig war und du hast mir dabei geholfen dieses Studium tatsächlich zum Abschluss zu bringen.

# Erklärung

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

Ich bin damit einverstanden, dass die Diplomarbeit in der Bibliothek archiviert wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 1. April 2012

Thomas Damian