

# Untersuchung der turbulenten Grenzschicht mit Laserfernerkundung

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften im Fachbereich  
Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

vorgelegt von  
**Andrea Lammert**  
aus  
**Sondershausen**

Hamburg  
April 2004

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Hamburg  
auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Hartmut Graßl  
und Dr. habil. Jens Bösenberg

Hamburg, den 4. Februar 2004

Prof. Dr. H. Schleicher  
Dekan  
des Fachbereichs Geowissenschaften

Für Charlotte

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung - Motivation und Zielsetzung der Arbeit</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>DIAL-Technik</b>	<b>5</b>
2.1	Lidar . . . . .	5
2.2	DIAL (Differential Absorption Lidar) . . . . .	6
2.2.1	Aufbau . . . . .	7
2.2.2	Auflösung der Daten . . . . .	7
<b>3</b>	<b>Die atmosphärische Grenzschicht (ABL)</b>	<b>9</b>
3.1	Definition und Bestimmung . . . . .	9
3.2	Methoden zur Bestimmung der ABL-Höhe mittels DIAL . . . . .	14
3.2.1	ABL-Kriterien . . . . .	14
3.2.2	Varianzmethode . . . . .	15
3.2.3	Gradientenmethode . . . . .	16
3.3	Anwendungsbeispiel: die marine ABL . . . . .	17
3.3.1	Vergleich von Varianz- und Gradientenmethode für je eine Größe . . . . .	19
3.3.2	Vergleich der gemessenen Größen für je eine Methode . . . . .	21
3.4	Verteilungsfunktionen . . . . .	26
3.5	Bestimmung der Entrainmentzone . . . . .	28
<b>4</b>	<b>Die ABL für unterschiedliche Messsituationen</b>	<b>34</b>
4.1	Einleitung . . . . .	34
4.2	Experimentbeschreibung . . . . .	34
4.2.1	Gotland 1996 . . . . .	35
4.2.2	Oklahoma 2000 . . . . .	35
4.2.3	Lindenberg 2002/03 . . . . .	36
4.3	Vergleiche . . . . .	36
4.3.1	Mittelwerte der ABL-Höhe . . . . .	36
4.3.2	Vergleich mit Radiosondenprofilen . . . . .	38
4.4	Tagesgang der ABL . . . . .	40

4.5	Die ABL über Hamburg . . . . .	46
<b>5</b>	<b>Verteilungsfunktionen und Entrainmentzone</b>	<b>49</b>
5.1	Einleitung . . . . .	49
5.2	Gotland 1996 - Die marine ABL . . . . .	50
5.3	Oklahoma 2000 . . . . .	51
5.4	Lindenberg 2002/03 . . . . .	52
5.5	Entrainmentzone . . . . .	56
<b>6</b>	<b>Automatisierte Auswerteverfahren</b>	<b>60</b>
6.1	Automatische Auswertung . . . . .	60
6.2	Bildanalyseverfahren . . . . .	62
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>67</b>
<b>A</b>	<b>Karten</b>	<b>71</b>
A.1	Gotland . . . . .	71
A.2	Oklahoma . . . . .	72
A.3	Lindenberg . . . . .	73
<b>B</b>	<b>Spektren der ABL</b>	<b>74</b>

# Abbildungsverzeichnis

3.1	Zeitliche Entwicklung der konvektiven ABL . . . . .	11
3.2	ABL-Kriterien für die spezifische Feuchte . . . . .	13
3.3	Messung vom 16.09.1996 . . . . .	18
3.4	Varianzspektren von $A$ und $S$ . . . . .	20
3.5	Varianz- und Gradientenprofil von $A$ und $S$ . . . . .	22
3.6	Zeit-Höhen-Schnitt der Varianz . . . . .	23
3.7	Vergleich der ABL-Höhen für $A$ und $S$ . . . . .	24
3.8	Korrelation der ABL-Höhen . . . . .	25
3.9	Darstellung der berechneten ABL-Höhen . . . . .	26
3.10	Verteilungsfunktion von $A$ und $S$ . . . . .	27
3.11	Verteilung der dimensionslosen Höhe $h$ . . . . .	29
3.12	Dicke der Entrainmentzone in Abhängigkeit von der Grenzperiode .	30
3.13	Zeitliche Entwicklung der Entrainmentzone . . . . .	32
3.14	Verteilungsfunktionen mit der skalierten Höhe $z/\bar{z}_i$ . . . . .	33
4.1	Vergleiche der mittels beider Methoden für $A$ und $S$ berechneten ABL-Höhen . . . . .	37
4.2	Vergleich von Radiosonden- und DIAL-Daten . . . . .	39
4.3	Messung vom 13.09.1996 . . . . .	41
4.4	Messung vom 29.09.2000 . . . . .	42
4.5	Radiosondenaufstiege über Texas vom 27.-29.09.2000 . . . . .	43
4.6	Messung vom 30.05.2003 . . . . .	45
4.7	Jahresgang der ABL in Hamburg . . . . .	47
5.1	Varianzprofile und Verteilungsfunktionen von $A$ für den 16.09.1996	51
5.2	Varianzprofile und Verteilungsfunktionen von $A$ für den 02.10.2000	52
5.3	Varianzprofile und Verteilungsfunktionen von $A$ für den 12.09.2002	53
5.4	Varianzprofile und Verteilungsfunktionen von $A$ für den 30.05.2003	54
5.5	Varianzprofile und Verteilungsfunktionen von $S$ für den 30.05.2003	55
5.6	Verteilung der Grenzfrequenzen für Gotland, Oklahoma und Lindenberg . . . . .	58

6.1	Analyseschritte bei der automatischen Auswertung der ABL-Höhe . . . . .	61
6.2	Eingangsfeld für die Bildanalyse . . . . .	63
6.3	Bildanalyse für den 16.09.1996 . . . . .	64
6.4	Bildanalyse für den 30.05.2003 . . . . .	65
A.1	Karte Ostsee und Gotland . . . . .	71
A.2	Karte Oklahoma . . . . .	72
A.3	Karte Lindenberg . . . . .	73
B.1	Kolmogorow-Spektrum . . . . .	74
B.2	Spektren der ABL-Oberkante für Gotland . . . . .	75
B.3	Spektren der ABL-Oberkante für Lindenberg . . . . .	75

# Tabellenverzeichnis

3.1	Mittelwert der Ober- und Untergrenze und der Mächtigkeit der En- trainmentzone . . . . .	31
5.1	Mittlere ABL-Höhen für den 30.05.2003 . . . . .	56
5.2	Mittelwerte der ABL-Höhen für alle drei Kampagnen . . . . .	59

# Kapitel 1

## Einleitung - Motivation und Zielsetzung der Arbeit

Die Erforschung der atmosphärischen Grenzschicht (Atmospheric Boundary Layer - ABL) hat sich in den letzten Jahrzehnten zu einem umfangreichen Gebiet der meteorologischen Forschung entwickelt. Mit Hilfe von direkten und indirekten Messungen, von Simulationen und Modellen versucht man das Verhalten der ABL und damit die in ihr stattfindenden Prozesse besser zu verstehen. Der Grund für dieses große Interesse liegt in der Funktion der ABL, die freie Atmosphäre und die Erdoberfläche miteinander zu verbinden. Somit spielt sie eine wichtige Rolle in einer Vielzahl von Bereichen, z.B.:

- Produktion, Ausbreitung, Transport und Ablagerung von Luftschadstoffen
- Beeinflussung synoptischer Prozesse, z.B. Störung großräumiger Strömungen
- Wettererscheinungen wie Nebel, Taubildung und Wolkenbildung

Um diesen wichtigen Bereich der Atmosphäre näher untersuchen zu können, benötigt man eine Vorstellung der grundlegenden Eigenschaften, wie z.B. der vertikalen Ausdehnung und der zeitlichen und räumlichen Variabilität. Daraus ergibt sich die Frage, wie die Grenzschicht definiert ist. Eine häufig zitierte und genutzte Definition stammt von Stull (1988): *“We can define the boundary layer as that part of the troposphere, that is directly influenced by the presence of the earth’s surface, and responds to surface forcings with a timescale of about an hour or less”*. Andere Definitionen, z.B. von Garratt (1992), unterscheiden sich vor allem in dem Zeitmaßstab, mit welchem die Grenzschicht auf externe Antriebskräfte reagiert. Eine allgemein anerkannte Definition der Grenzschicht existiert bis heute nicht. Dies gibt einen Hinweis auf die Komplexität des Themas “Grenzschichtuntersuchung”.

Für das Verständnis der Prozesse innerhalb der Grenzschicht ist die Abschätzung der Höhe der ABL von entscheidender Bedeutung. So kann diese an schönen Tagen mit hoher solarer Einstrahlung um mehrere Hundert Meter anwachsen und z.B. Luftschadstoffe bis in Höhen von 2000m und mehr transportieren, während sie an anderen Tagen eine Höhe von 100m nicht überschreitet. Sie unterliegt einem starken Wandel, der durch Tagesgang, Wetterlage und Jahreszeit beeinflusst ist. Der Übergangsbereich zwischen der turbulenten Grenzschicht und der freien Troposphäre ist gekennzeichnet durch kleinskalige Mischungsprozesse und die Variabilität der Grenzschicht an sich. Dieser Bereich wird als Entrainmentzone bezeichnet. Ebenso wie die ABL ist dieser Bereich stark zeit- und ortsabhängig und spielt eine wichtige Rolle beim Austausch zwischen der ABL und der freien Troposphäre.

Für die Definition der ABL werden meist hohe Anforderungen, wie Stationarität und Homogenität, gestellt. Probleme ergeben sich aus der Tatsache, dass diese in der Atmosphäre nur selten erfüllt sind. Daraus folgt, dass auch die aus der Definition abgeleiteten Eigenschaften der in der Atmosphäre transportierten Größen nur für einige Spezialfälle zutreffend sind und die Bestimmung der ABL-Höhe teils mit großen Schwierigkeiten verbunden ist. Aufgrund dessen existieren bisher nur sehr wenige Langzeitbeobachtungen der ABL-Oberkante, die dazu auch zeitlich hoch aufgelöst sind. Für viele statistische und klimatologische Untersuchungen zu diesem Thema sind aber gerade lange Zeitreihen notwendig. Joffre et al. (2001) beschrieben dies wie folgt: *"It is noteworthy that the ABL height is probably the only meteorological parameter about which there is no comprehensive climatology in spite of its importance."*

Der Bedarf an Beobachtungsmethoden, die Langzeitmessungen einer ABL-relevanten Größe durchführen können, und an Auswerteverfahren zur korrekten Bestimmung der ABL-Höhe ist dementsprechend groß. Um diese Höhe zuverlässig abschätzen zu können benötigt man ein Messgerät, welches einen Höhenbereich von 50 bis mindestens 3000m erfassen und dabei eine hohe zeitliche und räumliche Auflösung liefern kann. Bisher existiert kein Messgerät, das all diese Bedingungen zuverlässig erfüllt. Standardmäßig werden zur Erfassung von Vertikalprofilen von Temperatur, Feuchte, Wind und Druck Radiosonden verwendet. Dieses Messverfahren hat den Vorteil, dass es weltweit regelmäßig und zu festen Zeitpunkten zum Einsatz kommt. Aufgrund der langen Nutzungserfahrungen existieren sehr gute Algorithmen zur Datenkontrolle und -korrektur. Radiosondenprofile können jedoch immer nur eine Momentanaufnahme der Atmosphäre liefern. Operationell werden sie meist nur alle zwölf, seltener alle sechs oder gar drei Stunden eingesetzt. Ein weiterer Nachteil liegt somit in der geringen zeitlichen Auflösungen. Allgemein eignen sich Fernerkundungsverfahren gut für die Beobachtung der ABL. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, die Atmosphäre aus der „Ferne“ zu sondieren, ohne das Messgerät direkt in die zu untersuchende Luftmasse einbringen zu müssen. Für verschiedene Grenzschicht relevante Größen und verschiedene Höhenbereiche werden

unterschiedliche Systeme genutzt. Zu nennen sind hier u.a. Sodar- (*Sound Detection and Ranging*) und Radar- (*Radio Detection and Ranging*) Systeme zu Messung der Vertikal- und Horizontalwindgeschwindigkeit und der Temperatur (z.B. Beyrich (1994), Kaimal et al. (1982), Kropfli (1986)). Vorteil dieser Messmethoden, die auf der Ausbreitung und Reflektion von Schall- und elektromagnetischen Wellen beruhen, ist die gute Auflösung der bodennahen Schichtung. Allerdings verfügen sie meist nicht über die Möglichkeit Messdaten aus Höhenbereichen oberhalb einer Grenze von 700 bis 1000m zu liefern. Für die Beobachtung der turbulenten, sommerlichen ABL sind sie somit nur bedingt geeignet.

Geht man von akustischen zu optischen Systemen über, rückt die Lidar-Technik (*Light Detection and Ranging*) in den Vordergrund. Hierbei werden Aerosolpartikel als Tracer genutzt, um die Schichtung der Atmosphäre zu bestimmen. Der Vorteil dieser Methode liegt klar in der hohen räumlichen Auflösung der Vertikalprofile und dem großen Höhenbereich (z.B. Schwiesow (1986), Piironen (1994), Kiemle et al. (1995), Davis et al. (1999) und Menut et al. (1999)). Ein Nachteil ist die relativ große Mindesthöhe, die selten unter 300m über Grund liegt. Durch die Nutzung der DIAL-Technik (Differential Absorption Lidar) erschließt sich eine weitere wichtige Komponente der Atmosphäre, die Dichte des Wasserdampfes. Die Rolle dieses Gases für den gesamten Wasserkreislauf, die Wolkenbildung und den Strahlungshaushalt ist durchaus bekannt und diskutiert. Gerade bei der Beobachtung der ABL und der Bestimmung der vertikalen Mächtigkeit dieser Schicht sind Profile des Wasserdampfes besonders nützlich, da viele theoretische Abhandlungen sich bereits mit der möglichen Verteilung dieser Größe mit der Höhe und der Zeit beschäftigt haben (z.B. Stull (1988)).

Ein Wasserdampf-DIAL liefert nun zwei unabhängige Messgrößen, das entfernungskorrigierte Rückstreusignal und die absolute Feuchte. Ziel dieser Arbeit ist es, die Möglichkeiten eines Wasserdampf-DIAL-Systems (Beschreibung im zweiten Abschnitt dieser Arbeit) für die Charakterisierung der atmosphärischen Grenzschicht aufzuzeigen. Dabei liegt das Hauptaugenmerk auf der turbulenten, konvektiven Grenzschicht. Es soll zum einen untersucht werden, ob die Bestimmung der Höhe der ABL aus den beiden Größen, der absoluten Feuchte und dem entfernungskorrigierten Rückstreusignal, möglich ist. Hierfür werden im dritten Kapitel zwei verschiedene Verfahren, Varianzanalyse und Gradientenmethode, vorgestellt, angewandt und verglichen. Des Weiteren sollen die mittels Gradientenmethode erzeugten Zeitreihen der ABL-Höhe aus beiden Größen hinsichtlich ihrer Verwendbarkeit für die Abschätzung der Entrainmentzone getestet werden. Mittlere Werte der ABL-Höhe, sowie der Entrainmentzongrenzen können zur Skalierung der Verteilungsfunktionen der absoluten Feuchte und des Rückstreusignals genutzt werden. Diese Analysen sollen für einen möglichst großen Datensatz aus verschiedenen Feldexperimenten angewandt und verglichen werden. Diese wichtigen Vergleiche finden sich im vierten Kapitel. Mit der Untersuchung der Verteilungsfunktionen von absoluter

Feuchte und entfernungskorrigiertem Rückstreusignal und mit der Entrainmentzone beschäftigt sich Kapitel 5. Die im Laufe der Arbeit gewonnenen Erkenntnisse sollen zur Einführung eines automatischen Verfahrens der ABL-Bestimmung genutzt werden. Des Weiteren wird ein Bildanalyseverfahren getestet, welches die Höhe der ABL und die Schichtung im allgemeinen aufgrund der Darstellung des Gradienten des entfernungskorrigierten Rückstreusignals abschätzen soll. Kapitel 6 gibt erste Einblicke in diese beiden Verfahren. Neben der Zusammenfassung der wesentlichen Ergebnisse werden im abschließenden Kapitel Anwendungsmöglichkeiten und sich aus dieser Arbeit ergebende Perspektiven diskutiert.

# Kapitel 2

## DIAL-Technik

Für die Untersuchung der Atmosphäre sind zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Messungen wünschenswert. Diesen Anspruch erfüllt die Lidar-Technik (*Light Detection And Ranging*). Hierbei wird die Eigenschaft der Atmosphäre Stoffe, Flüssigkeiten und Gase zu transportieren ebenso genutzt, wie die Eigenschaft dieser transportierten Größen Licht zu absorbieren und zu streuen (Bösenberg, 1998).

### 2.1 Lidar

Bei einem Lidar-System wird ein gepulster Laserstrahl genutzt, der in die zu untersuchende Richtung gelenkt wird. Auf dem Weg durch die Atmosphäre wird das Licht dabei von Molekülen und kleinen Partikeln (Aerosole, Tröpfchen) gestreut und absorbiert. Aus der Leistung des zurückgestreuten Lichts lassen sich Aussagen über die Verteilung der Streupartikel treffen. Die Entfernungsauflösung ergibt sich dabei aus der zeitlichen Differenz zwischen dem Aussenden des Laserpulses und dem Empfangen des rückgestreuten Lichts, welche proportional zur Entfernung der Rückstreuer ist.

Aus der empfangenen Leistung  $P(\lambda, R)$  zum Zeitpunkt  $(t - t_0)$  aus dem Streuvolumen in der Entfernung  $R = c(t - t_0)/2$  lässt sich das entfernungskorrigierte Signal  $S = PR^2$  ermitteln. Die hierfür verwendete Gleichung bezeichnet man als Lidargleichung:

$$S = P(\lambda, R) R^2 = C \beta(\lambda, R) T^2(\lambda, R), \quad (2.1)$$

wobei  $C$  die Systemkonstante ist, in welche die Pulsenergie, die auf dem Detektor abgebildete Empfangsfläche, die Lichtgeschwindigkeit und ein Systemeffizienzparameter eingehen. Die Volumenrückstreuung wird durch den Koeffizienten  $\beta$  wiedergegeben und  $T^2$  steht für die Transmission, in welche der atmosphärische

Extinktionskoeffizient eingeht. Damit diese Gleichung zur Anwendung kommen kann, müssen folgende Bedingungen erfüllt sein:

- die Streuung der Partikel ist inkohärent,
- Mehrfachstreuung trägt nicht signifikant zum Signal bei,
- die Bandbreite des emittierten Lichts ist ausreichend schmal (quasi monochromatisch),
- die Wellenlänge ändert sich durch den Streuprozess nicht.

Für übliche Anwendungen sind diese Voraussetzungen erfüllt. Die in Gl. (2.1) aufgeführten Größen können nicht alle mittels eines einfachen Rückstreulidars bestimmt werden. Probleme ergeben sich vor allem in Bereichen mit hoher relativer Luftfeuchte (Werte  $> 75\%$ ). Da viele Aerosole die Eigenschaft zum Quellen besitzen, verändern sich über die Volumenzunahme auch die optischen Eigenschaften der einzelnen Partikel, so dass in diesen Bereichen Fehler durch erhöhte Werte von  $S$  auftreten können. In vielen Fällen gilt jedoch, dass  $S \sim \beta$ , also  $S$  proportional zum Rückstreukoeffizienten  $\beta$  ist.

## 2.2 DIAL (Differential Absorption Lidar)

Um die Konzentration eines bestimmten Gases  $j$  in der Atmosphäre ermitteln zu können, sind Informationen über die Aerosolrückstreuung und die Extinktion notwendig, welche mit einem einfachen Rückstreu-Lidar nicht zugänglich sind. Bei der DIAL-Technik nutzt man deswegen Signale bei zwei Wellenlängen, um diese Größen zu umgehen. Dabei ergeben sich die verwendete on-line-Wellenlänge  $\lambda_{on}$  und die off-line-Wellenlänge  $\lambda_{off}$  in Abhängigkeit von dem zu untersuchenden Gas, aus einem Bereich starker (on) bzw. sehr geringer Absorption (off). Mit Hilfe der DIAL-Gleichung und unter der Voraussetzung, dass  $\Delta\lambda = |\lambda_{on} - \lambda_{off}|$  hinreichend klein gewählt ist, und die beiden Signale innerhalb einer sehr kurzen Zeitspanne  $\Delta t_{on/off}$  aufgezeichnet werden, kann dann die mittlere Dichte  $\bar{\rho}_j(R)$  des Gases  $j$  über einen Höhenbereich  $\Delta R = |R_1 - R_2|$  berechnet werden:

$$\bar{\rho}_j(R) = \frac{m_j}{2 \Delta\sigma_{a,j} \Delta R} \ln \left( \frac{P_1(\lambda_{on}) P_2(\lambda_{off})}{P_2(\lambda_{on}) P_1(\lambda_{off})} \right), \quad (2.2)$$

wobei  $m_j$  die Molekülmasse und  $\sigma_{a,j}$  der Absorptionsquerschnitt des untersuchten Gases  $j$ ,  $P_i(\lambda) = P(\lambda, R_i)$  und  $\Delta\sigma_{a,j} = |\sigma_{a,j}(\lambda_{on}) - \sigma_{a,j}(\lambda_{off})|$  ist. Nähere Informationen zu diesem Thema finden sich unter anderem bei Bösenberg (1998) und Ertel (2004).

### 2.2.1 Aufbau

Das für diese Arbeit verwendete Wasserdampf-DIAL wurde von Mitarbeitern des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg entwickelt (siehe Bösenberg (1991) oder Wulfmeyer et al. (1995)) und ist in der Lage, den Wasserdampf der Atmosphäre als absolute Feuchte  $A$  zu messen. In den letzten Jahren kam das System in einer Vielzahl von Experimenten und Feldkampagnen zum Einsatz, z.B. Gotland 1996 und 1998, Nauru 1999, Oklahoma 1999 und 2000, Lindenberg 2002 und 2003. Veröffentlichungen hierzu finden sich unter anderem bei Wulfmeyer (1999a,b), Ertel et al. (2001) und Lammert and Bösenberg (2003). Die für diese Arbeit ausgewählten Experimente werden in Abschnitt 4.2 beschrieben.

Vereinfacht ausgedrückt setzt sich das MPI-DIAL aus einer Anordnung zur Erzeugung von einem Laserstrahl, dessen Pulse abwechselnd mit zwei verschiedenen Frequenzen ausgesandt werden, der Sende-, der Empfangsoptik und einer Datenerfassung zusammen. Für den Empfang des rückgestreuten Signals stehen zwei Teleskope unterschiedlicher Brennweite zur Verfügung. Die Reichweite des Systems bei gleichzeitig möglichst niedriger Mindesthöhe konnte durch den Einsatz des zweiten Teleskops für den Fernbereich (circa 1500m bis, je nach Schichtung der Atmosphäre, 6000m über Grund) deutlich verbessert werden. Auf die detaillierte Beschreibung des Aufbaus des Systems soll an dieser Stelle verzichtet werden, da dies bereits in einer Vielzahl von Arbeiten getan wurde, unter anderem bei Wulfmeyer and Bösenberg (1998), Bösenberg (1998) und Ertel (2004).

### 2.2.2 Auflösung der Daten

Die Datenerfassung gibt in ihrer Grundeinstellung die Daten von on- und off-line Wellenlängen mit einer zeitlichen Auflösung von 10s und einer räumlichen Auflösung von 15m aus. Zur Bestimmung der Profile von  $S$  aus dem off-line-Signal können die Daten mit dieser hohen Auflösung verwendet werden. Bei der Bildung des Gradienten dieser Größe,  $dS/dR$ , sind sehr rauscharme Ausgangssignale nötig, um die Fehler möglichst gering zu halten. Für die meisten Anwendungen hat sich eine Mittelung über 30m bewährt, um diesen Fehler zu minimieren. Gleiches gilt für die Berechnung des Wasserdampfes. Hinzu kommt, dass durch die Absorption die Stärke des on-line-Signals im Vergleich zum off-line-Signal geringer ist. Um möglichst immer Daten der gleichen Qualität zu produzieren, wurde die Standardabweichung der 10min-Mittelwerte als Kriterium für die Festlegung der Höhenauflösung der Daten der absoluten Feuchte eingesetzt. Dieser Wert sollte nach Möglichkeit, je nach Höhe, einen Wert von 5 bis 10 Prozent nicht übersteigen, um eine gute Datenqualität zu garantieren. Gerade im Nahbereich wird eine hohe Qualität bei gleichzeitig hoher räumlicher Auflösung angestrebt. Daraus ergibt sich zum einen eine variable Höhenauflösung und zum anderen die Tatsache, dass häufig eine manuelle Anpas-

sung der Höhenauflösung nötig ist. Standardauflösungen in Abhängigkeit von den äußeren Bedingungen, wie ABL-Höhe und Wetter, kommen zwar zur Anwendung, bedürfen aber der Kontrolle. Ertel et al. (2002) und Ertel (2004) haben sich in ihren Arbeiten ausführlicher mit dem Thema Datenaufbereitung und -überwachung befasst.

In dieser Arbeit werden Daten von drei verschiedenen Feldexperimenten ausgewertet. Die jeweils verwandten Standardhöhenauflösungen finden sich bei der Beschreibung der Experimente in Abschnitt 4.2. Eine andere Möglichkeit zur Minimierung des Rauschpegels liegt in der Verringerung der zeitlichen Auflösung. Da der Schwerpunkt dieser Arbeit aber auf der Untersuchung turbulenter, also durchaus auch kleinskaliger Strukturen liegt, wurde von dieser Möglichkeit Abstand genommen. In der Tat treten Probleme mit der Datenqualität vor allem oberhalb der ABL auf. In diesem Bereich summieren sich zwei Probleme. Zum einen kommt das Nachlassen der Signalstärke mit zunehmendem Abstand vom Empfänger zum Tragen. Je weiter ein Streupartikel vom Sender entfernt ist, desto weniger Licht erreicht ihn, desto kleiner ist die Rückstreuleistung. Zum anderen treten an Schichtgrenzen in der Atmosphäre meist starke Gradienten im Aerosolgehalt und der Wasserdampfdichte auf (siehe dazu Kapitel 3). Auch diese Abnahme führt zu einer deutlichen Abnahme der Signalstärke und aufgrund dessen zu einer Zunahme der relativen Fehler. Durch eine Anpassung der Höhenauflösung kann dies ausgeglichen werden. Da turbulente Prozesse oberhalb der ABL nur eine untergeordnete Rolle spielen, wird diese Verschlechterung der Höhenauflösung in Kauf genommen. Die statistischen Fehler sowohl der absoluten Feuchte  $A$ , als auch von  $S$  lassen sich über die Standardabweichung des Mittelwertes angeben. Systematische Fehler lassen sich meist trotz sehr genauer Arbeit nicht verhindern. Um sie abzuschätzen, wird auf eine spektrale Betrachtung zurückgegriffen, siehe hierzu Abschnitt 3.3.1.

# Kapitel 3

## Die atmosphärische Grenzschicht (ABL)

### 3.1 Definition und Bestimmung

Wie in der Einleitung erwähnt, existiert bisher keine allgemein anerkannte Definition der ABL. Allerdings gibt es einige vielversprechende Ansätze. Die beiden verbreitetsten stammen von R.B. Stull und J.R. Garrett:

Stull (1988): *“We can define the atmospheric boundary layer as that part of the troposphere, that is directly influenced by the presence of the earth’s surface, and responds to surface forcings with a time scale of about an hour or less.”*

Garratt (1992): *“...the layer of air directly above the Earth’s surface in which the effects of the surface are felt directly on time scales less than a day, and in which significant fluxes of momentum, heat or matter are carried by turbulent motions on a scale of the order of the depth of the boundary layer or less”.*

Beide stimmen darin überein, dass die ABL durch Antriebe von der Oberfläche beeinflusst wird und auf diese reagiert. Unterschiedlich beurteilen sie den zeitlichen Rahmen, in dem diese Reaktion erfolgen sollte. In dieser Arbeit wird auf die Definition von Stull zurückgegriffen. Die ABL wird also als der Teil der Atmosphäre definiert, der auf Antriebe durch die Oberfläche innerhalb von einer Stunde oder weniger reagiert.

Operationell werden für die Bestimmung der ABL hauptsächlich Radiosonden genutzt, die verschiedene meteorologischen Größen messen können. Unter konvektiven Bedingungen ergibt sich die ABL-Höhe meist aus der Höhe, in der eine signifikante Abnahme der Luftfeuchte festzustellen ist, oft verbunden mit einem Windsprung. Unter stabilen Bedingungen sucht man nach einer Temperaturinversion, bzw. man nutzt die virtuell-potenzielle Temperatur, ein Maß für die Stabilität der Atmosphäre, die an der Oberkante der ABL eine Zunahme erfährt (siehe Ab-

schnitt 4.3.2, Stull (1988), Seibert et al. (2000)). Nachteil dieser Methode sind die hohen Kosten für die Sonden und die daraus resultierende schlechte zeitliche Auflösung der ABL-Höhe von 6 bis 12 Stunden. Des Weiteren wird bei der Sondierung der Atmosphäre mittels Radiosonden lediglich eine Momentaufnahme der Eigenschaften ermittelt, die keinerlei Aussage über die zeitliche Variabilität und damit über turbulente Prozesse liefert. Es wird lediglich eine Aussage über die Stabilität der Atmosphäre zum entsprechenden Zeitpunkt gemacht.

Mit Hilfe von Fernerkundungsverfahren kann die ABL zeitlich höher aufgelöst werden. Zu nennen sind hier unter anderem die Sondierungen mittels

- Radar, RASS (*Radio Acoustic Sounding System*) und Sodar, zur Messung von Temperatur, Horizontal- und Vertikalwind,
- Lidar-Systeme zur Bestimmung der Aerosolverteilung,
- DIAL-Systeme zur Bestimmung von Wasserdampf oder Ozon.

Eine Übersicht über mögliche Verfahren zur Bestimmung der ABL findet sich unter anderem bei Lenschow (1986), Beyrich (1994) und Seibert et al. (2000). Die Vor- und Nachteile der verschiedenen aktiven Fernerkundungsverfahren liegen vor allem in den messbaren Höhenbereichen. Akustische (Sodar) und elektromagnetische (Radar) Verfahren ermöglichen eine sehr gute Auflösung der bodennahen Schichtung, haben dafür aber meist Probleme, die ABL oberhalb von 700 bis 1000m zu untersuchen. Im Gegensatz dazu sind mit der Lidar-Technik Untersuchungen der mittleren und selbst oberen Troposphäre möglich, zuverlässige Daten sind jedoch erst ab 300m Höhe zu erhalten. Die Auswahl des Messgeräts orientiert sich somit an der ABL selbst. Für die Beobachtung der stabilen Grenzschicht sind Systeme wie Radar oder Sodar sehr gut geeignet. Liegt jedoch der Schwerpunkt auf der Beobachtung und Bestimmung der konvektiven Grenzschicht, sollte die Wahl auf ein optisches System, das Lidar fallen. Um die Entwicklung der ABL von den frühen Morgenstunden bis zum Abend zuverlässig abschätzen zu können, ist eine Kombination der genannten Messsysteme empfehlenswert.

Die ABL unterliegt einem starken zeitlichen Wandel, der von Tageszeit, Wetterlage und Jahreszeit beeinflusst ist. Für den Fall eines wolkenarmen Tages mit hoher solarer Einstrahlung und damit verbundener Turbulenz über Land entsteht die konvektive ABL, deren Entwicklung sich wie folgt beschreiben lässt (Abb. 3.1). Die tagsüber ausgeprägte durchmischte Schicht wird hauptsächlich durch konvektive Prozesse dominiert. Der Übergangsbereich zwischen der ABL und der darüber liegenden freien Troposphäre ist durch Mischungsprozesse zwischen diesen beiden Schichten gekennzeichnet. Daraus leitet sich auch der Name Entrainmentzone (entrainment = mitreißen, Mitnahme) für diesen Bereich ab. Nach Sonnenuntergang und damit dem Wegfall der solaren Einstrahlung entsteht aus der ABL die

sogenannte Restschicht, in der einige Eigenschaften der mitgeführten Größen, wie z.B. der Gradient an der Oberkante der Restschicht, erhalten bleiben. Andere turbulenzverursachte Eigenschaften, wie die hohe Variabilität im Übergangsbereich zur freien Troposphäre, der Entrainmentzone dagegen, kommen zum Erliegen, weil ihr Antrieb, die Konvektion, fehlt. Die Entrainmentzone geht dabei in einen Inversionsbereich über. In Bodennähe bildet sich eine stabile nächtliche Schicht aus, die hauptsächlich durch eine Temperaturinversion gekennzeichnet ist. Steigt am darauffolgenden Morgen die Temperatur nach Sonnenaufgang wieder an, erfolgt von unten her eine erneute Durchmischung, wobei die durchmischte Schicht im Verlauf des Tages an Mächtigkeit gewinnt und gegebenenfalls die Restschicht des Vortages auflösen kann.

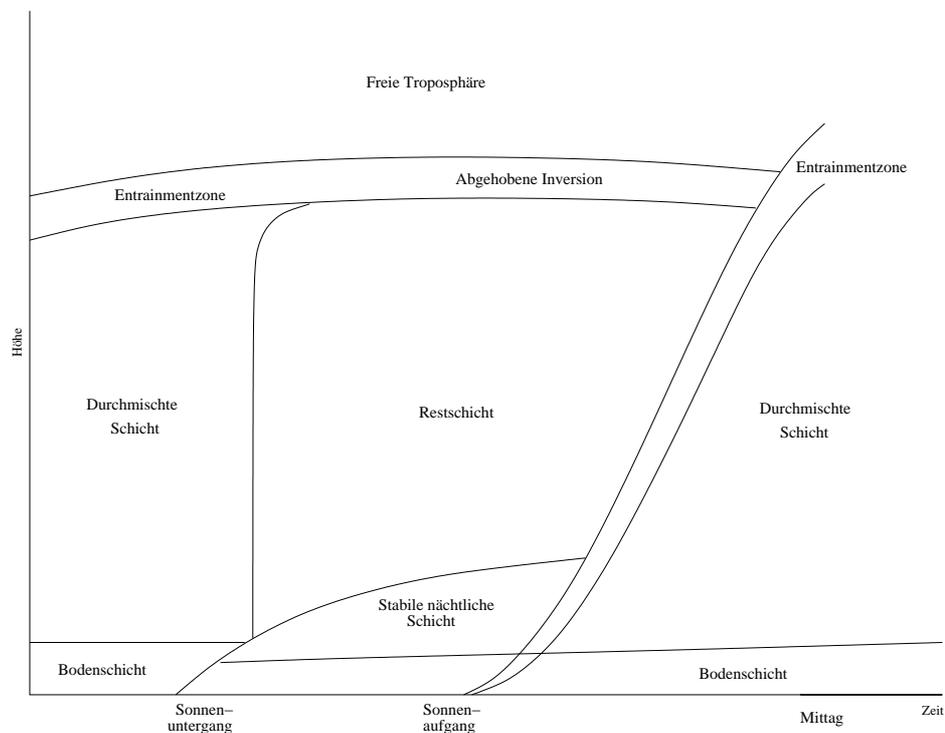


Abbildung 3.1: Zeitliche Entwicklung einer konvektiven ABL (nach Stull)

Dies ist ein Beispiel für die mögliche zeitliche Entwicklung der konvektiven ABL. Für andere Unterlagen oder andere meteorologischen Bedingungen können Teile dieser Entwicklung durchaus anders verlaufen. Da im Rahmen dieser Arbeit auch Beobachtungen der marinen ABL ausgewertet werden, soll diese hier noch kurz beschrieben werden.

Im Fall der marinen Grenzschicht ist die Bildung einer turbulenten Mischungsschicht hauptsächlich von der Temperaturdifferenz zwischen der Wasseroberfläche und der Luft abhängig und weniger von der solaren Einstrahlung. Nimmt die Temperatur der Luftmasse über der Wasseroberfläche einen höheren Wert an als diese, kann dies eine sehr stabile Schichtung ohne Turbulenz zur Folge haben. Eine Durchmischung ist dann nur durch mechanische Turbulenz möglich. Dagegen kann es unabhängig von Bedeckungsgrad und Tageszeit zu ausgeprägter Konvektion kommen, wenn die Temperatur der Luft die des Wassers unterschreitet. Ein Beispiel hierfür sind Kaltluftinbrüche über der Ostsee vor allem im September und Oktober. Auch in diesem Fall entsteht eine durch Konvektion hervorgerufene Mischungsschicht, die sich allerdings nicht in Abhängigkeit vom Sonnenstand verändern muss. Aus diesem Grund ist bei dieser Art der ABL auch nur ein sehr schwacher oder gar kein Tagesgang beobachtbar.

Konvektion ist ein wichtiger Antrieb für die Entwicklung der ABL. Fehlt diese aufgrund z.B. geschlossener Grenzschichtbewölkung, dann bildet sich eine stabile ABL aus, welche im allgemeinen nur eine geringe vertikale Mächtigkeit erreicht. In diesen Fällen ist die Höhe der ABL durch die Oberkante der Wolken definiert. Zur Beobachtung von turbulenten Mischungsprozessen und der Variabilität der ABL-Oberkante ist diese Art ABL nicht geeignet, da Wolken ganz allgemein ein Problem bei der Auswertung von Lidar-Signalen darstellen. Aus diesen Gründen liegt das Hauptaugenmerk dieser Arbeit auf der konvektiven, wolkenfreien ABL.

Für den Fall der turbulenten ABL ergeben sich für verschiedene meteorologische Größen charakteristische Eigenschaften. Diese leiten sich aus der Tatsache ab, dass die ABL und die darüber liegende freie Troposphäre miteinander agieren. Zwischen beiden finden Austauschprozesse statt, die je nach Art der ABL unterschiedlich stark ausgeprägt sind. An der Oberkante der ABL bildet sich ein Bereich, der von beiden Schichten gleichermaßen beeinflusst ist und Entrainmentzone genannt wird. Durch Konvektion und Turbulenz findet innerhalb der ABL eine Durchmischung statt, die sich in nahezu konstanten mittleren Höhenprofilen für transportierte Größen, wie Wasserdampf und Aerosolpartikel in diesem Bereich äußert. In der freien Troposphäre haben diese Größen meist eine sehr viel geringere Konzentration, da die Oberfläche die Hauptquelle für Größen wie Wasserdampf und Aerosol ist. Sowohl inner- als auch oberhalb der ABL ist die Variabilität dieser Größen mit der Zeit relativ gering, wenn man von Advektionsprozessen absieht. In Vergleich dazu ist sie in der Entrainmentzone, wo zwei verschiedene Luftmassen auftreten können, relativ hoch. Man kann folglich die Varianzmethode nutzen, um die Entrainmentzone und damit die Oberkante der ABL zu lokalisieren. Hierfür wird aus den Zeitreihen in den verschiedenen Höhen die Varianz berechnet und verglichen. Aus dem Varianzprofil kann dann das Maximum ablesen werden, welches der Höhe der ABL entspricht (Abb. 3.2, rechts).

Die Durchmischung der ABL und die Austauschprozesse zwischen ABL und

freier Troposphäre liefern noch eine andere wichtige Eigenschaft für Größen, wie Wasserdampf und Aerosolpartikel. Zwischen den beiden Schichten entsteht ein stark negativer Gradient (Abb. 3.2 links). Diese Abnahme findet innerhalb der Entrainmentzone statt. Somit kann man die im Höhenprofil von z.B. der spezifischen Feuchte (Stull, 1988; Wyngaard, 1986) auftretende starke Abnahme nutzen, um die Oberkante der ABL zu bestimmen.

Diese beiden Methoden wurden für die Größen spezifische Feuchte und Aerosoldichte entwickelt (Stull, 1988). Die Anwendung auf die Daten der absoluten Feuchte  $A$  und des entfernungskorrigierten Rückstreusignals  $S$  soll im folgenden Abschnitt erläutert werden.

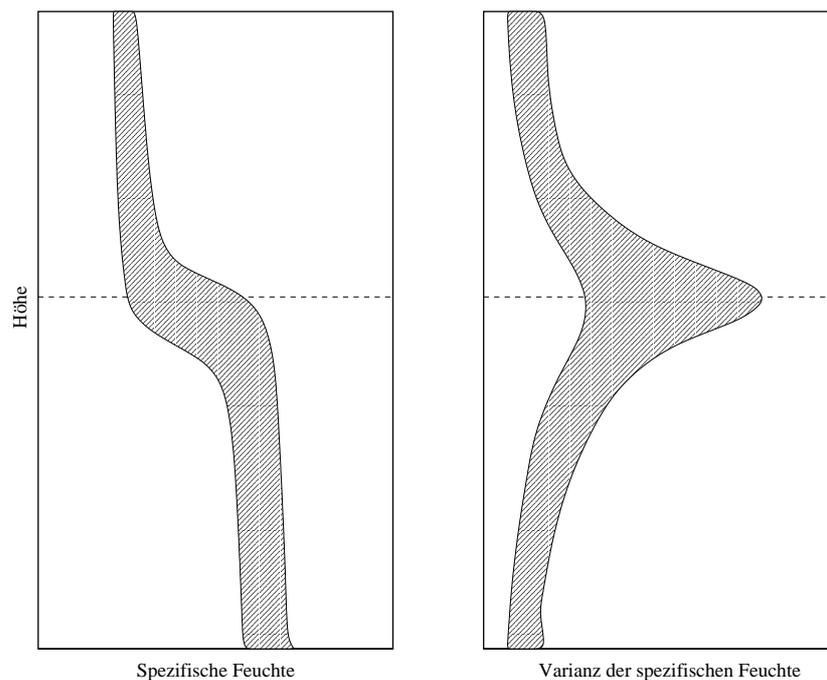


Abbildung 3.2: ABL-Kriterien für die spezifische Feuchte (nach Stull). Links: Variabilität der Höhenprofile mit starkem Gradienten. Rechts: Varianz der spezifischen Feuchte. Die gestrichelte Linie kennzeichnet die mittlere ABL-Höhe  $\bar{z}_i$ .

## 3.2 Methoden zur Bestimmung der ABL-Höhe mittels DIAL

### 3.2.1 ABL-Kriterien

In Abschnitt 3.1 wurden die charakteristischen Merkmale der turbulenten ABL für die Größe spezifische Feuchte vorgestellt. Mit dem DIAL-System wird nun die absolute Feuchte, also die Wasserdampfdichte in  $\text{g/m}^3$  bestimmt. Zur Ableitung der absoluten ( $A$ ) aus der spezifischen Feuchte ( $s$ ) in einer Höhe  $h$  benötigt man:

$$A(h) = \frac{s(h) p(h) m_L}{R_w T(h) m_w}, \quad (3.1)$$

wobei  $p(h)$  und  $T(h)$  für die jeweils höhenabhängigen Größen Luftdruck und absolute Temperatur,  $R_w$  für die Gaskonstante von Wasserdampf und  $m_L$  und  $m_w$  für das Molekulargewicht von feuchter Luft und Wasserdampf stehen.

Für den Luftdruck ist kein Zusammenhang mit der ABL-Höhe nachgewiesen, allerdings verringert er sich mit zunehmender Höhe, so dass bei einem höhenkonstanten Profil der spezifischen Feuchte innerhalb der ABL für die absolute Feuchte mit einer leichten Abnahme aufgrund der Druckabnahme zu rechnen ist. Anders verhält es sich mit der ABL-Relevanz der Temperatur, da sich z.B. die stabile ABL oft durch eine Temperaturinversion auszeichnet. Die Fehler, die durch falsche Abschätzung der Inversion entstehen können, liegen jedoch im Promille-Bereich, da für die Umrechnung die absolute Temperatur verwendet wird. Man kann demnach davon ausgehen, dass die für die höhen- und zeitaufgelöste spezifische Feuchte abgeleiteten Eigenschaften in Bezug auf die Varianz und das Vorhandensein eines ausgeprägten Gradienten an der ABL-Oberkante auf die absolute Feuchte übertragbar sind. Arbeiten zur Anwendung der Varianzanalyse auf DIAL-Daten finden sich unter anderem bei Wulfmeyer (1999a,b) und Kiemle et al. (1997).

Wie in Abschnitt 2 angesprochen lässt sich die mit dem DIAL bestimmte offline-Rückstreuung ohne weitere Zusatzdaten, wie dem Extinktionskoeffizienten, nicht in eine aerosolspezifische Größe (z.B. die Aerosoldichte) umwandeln. Das entfernungskorrigierte Rückstreusignal  $S$  ist jedoch proportional zum Rückstreukoeffizienten. Bestimmt man den Gradienten von  $S$  mit der Höhe  $dS/dR$ , so gibt dieser die relativen Änderungen des Rückstreukoeffizienten wieder. Auch die Eigenschaft einiger Aerosole, zu quellen oder abzutrocknen und die damit verbundenen Änderungen der optischen Eigenschaften wurde in Abschnitt 2 bereits angesprochen. Diese Tatsache fällt besonders an der ABL-Oberkante ins Gewicht, da diese im turbulenten Fall mit einem mehr oder minder starken Gradienten der absoluten Feuchte, also Wasserdampfdichte, verbunden ist. Aerosol, das aufgrund konvektiver Prozesse in den oberen Teil der Entrainmentzone transportiert wird, kann dort

wegen der geringeren vorhandenen Feuchte abtrocknen und somit zu einer Überschätzung der ABL-Höhe durch die Vortäuschung eines stärkeren Gradienten in diesem Bereich führen. Ebenso können Temperaturinversionen zu erhöhter Variabilität der relativen Feuchte führen, von welcher das Quellen der Aerosolteilchen abhängig ist. Auch dieser Effekt kann zu einer leichten Über- oder Unterschätzung der ABL-Höhe führen.

Um also eine Aussage darüber treffen zu können, ob auch die Größe  $S$  ausreichend für die Bestimmung der ABL ist, wurden die für die absolute Feuchte verwendeten Auswertverfahren auch auf  $S$  angewandt und die Ergebnisse mit denen der Feuchteanalyse verglichen.

### 3.2.2 Varianzmethode

Bei diesem Verfahren untersucht man die Zeitreihen von  $A$  und  $S$  in jeder Höhe. Dabei verwendet man möglichst lange Zeitreihen, um den statistischen Fehler zu minimieren (Lenschow and Stankov (1986) und Lenschow et al. (2000)).

Eine wichtige Frage hierbei ist die nach längerfristige Prozesse in der Atmosphäre, wie z.B. der Tagesgang oder die Advektion einer Luftmasse mit anderen Eigenschaften. Die Notwendigkeit einer Trendkorrektur bei langen Zeitreihen ist ein umstrittenes Thema. Es gibt für beide Seiten gute Argumente, ein nicht korrigierter Trend kann schließlich das Ergebnis der Varianzanalyse verfälschen. Da es aber nicht möglich ist, turbulente und advective Prozesse sauber zu trennen, um die Zeitreihe dementsprechend korrigieren zu können, wurde in dieser Arbeit darauf ganz verzichtet.

Die Varianz  $\sigma_g^2$  der Zeitreihe wird in diesem Fall hauptsächlich von zwei Anteilen beeinflusst. Zum einen vom atmosphärischen  $\sigma_a^2$ , der eine Aussage über die Variabilität einer Größe über ein bestimmtes Zeitintervall zulässt. Zusätzlich gibt es auch einen Anteil  $\sigma_r^2$ , der durch die Zunahme des Rauschens des Signals mit zunehmender Höhe und das System, also instrumentelles Rauschen, selbst verursacht ist. Unter turbulenten Bedingungen zeigt das Varianzspektrum eine charakteristische Form, einen  $f^{-\frac{5}{3}}$ -Abfall, der nach dem Physiker A. N. Kolmogorow benannt wurde (siehe Abb. B.1, Anhang B). Der hochfrequente Bereich des Spektrums, in dem sich kein Trend mehr zeigt, sondern nur noch weißes Rauschen vorliegt, ergibt gemittelt eine Abschätzung des Fehlers der Zeitreihe und wird vom Gesamtspektrum abgezogen. Auf diese Art werden die statistischen Messfehler berücksichtigt und nur der tatsächliche Beitrag der Atmosphäre zur Varianz in den verschiedenen Höhen miteinander verglichen (Wulfmeyer (1999a)).

Nun ist die Angabe der ABL-Höhe mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde oder mehr für die Bewertung der Entwicklung durchaus ausreichend. In Anbetracht von Tagesgang, Wolkenbildung oder meteorologischen Prozessen, wie einem Frontdurchgang und damit dem Wechsel der Luftmasseneigenschaften, ist

diese zeitliche Auflösung zum Teil unbefriedigend. Für Untersuchungen der Entrainmentzone, mit ihren kleinskaligen Variabilitäten, ist dagegen eine sehr hohe zeitliche Auflösung erforderlich (siehe hierzu Abschnitt 3.5). Um den Einfluss der teils niederfrequenten Prozesse besser abschätzen zu können, wurde die Länge der Zeitreihen verkürzt. Der Grundgedanke hierfür war, dass diese Prozesse bei einer Dauer von 15 oder 20 min nur noch eine untergeordnete Rolle spielen. Natürlich wird die Qualität der berechneten Varianzprofile dadurch verringert. Da man aber an dieser Stelle hauptsächlich an der Bestimmung der Höhe des Varianzmaximums und nicht an Absolutwerten der Varianz interessiert ist, wird dieser Qualitätsverlust in Kauf genommen. Auf diese Art und Weise werden Prozesse, wie die Advektion einer anderen Luftmasse oder das Auftreten von Einzelereignissen (sei es durch Lagerschwankungen oder optisch durchlässige, sehr kleine Wolken) deutlicher sichtbar gemacht.

### 3.2.3 Gradientenmethode

Für die Bestimmung der ABL mittels Gradientenmethode nutzt man die Höhenprofile von  $A$  und  $S$ . Die Abschätzung der ABL-Höhe aus Lidar-Messungen wird schon seit einiger Zeit praktiziert (siehe hierzu unter anderem Kiemle et al. (1995), Sullivan et al. (1998), Menut et al. (1999) oder Fochesatto et al. (2001)). Hierbei wird die ABL mit dem ersten signifikanten Minimum im Rückstreugradienten identifiziert. Die zumeist hohe räumliche Auflösung von  $S$ -Daten macht es jedoch notwendig, eine Schwelle festzulegen, die ein lokales Minimum im Gradientenprofil überschreiten muss, um als signifikant zu gelten. Die Festlegung eines Wertes für diese Schwelle erfolgte bisher meist willkürlich. Verschiedene Veröffentlichung zu diesem Thema geben dementsprechend auch verschiedene Schwellwerte an (siehe z.B. Fochesatto et al. (2001), Menut et al. (1999)).

In dieser Arbeit wird eine anderen Methode zur Abschätzung des in Frage kommenden Bereichs genutzt, die Ergebnisse der Varianzmethode. Diese liefern eine sichere Abschätzung der mittleren Höhe der ABL und können somit den Höhenbereich vorgeben, in dem die Gradientenmethode angewandt wird. Diese Vorgehensweise garantiert, dass die Abschätzung der ABL-Höhe nicht durch gelegentlich auftretende Sprünge in der Aerosoldichte unter- oder oberhalb der eigentlichen Schichtgrenze verfälscht wird. Ein Verfahren, das die Vorgaben der Varianzanalyse nutzt, ist in Abschnitt 6.1 beschrieben.

Für den Vergleich mit der Varianzmethode werden die Gradientenprofile zunächst über eine Stunde gemittelt. Um mehr Aussagen über die zeitliche Entwicklung der ABL treffen zu können, werden in dieser Arbeit die Profile mit einer Auflösung von 10s ausgewertet. Das Ergebnis dieser Analyse wird im folgenden als Zeitreihe der instantanen ABL-Höhe (inst. ABL) bezeichnet.

### 3.3 Anwendungsbeispiel: die marine ABL

Zur Veranschaulichung der beschriebenen Verfahren wurde ein Beispiel mit einer marinen ABL gewählt, da hierbei die Frage nach Tagesgang und damit verbundenen langsamen Korrekturen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die gezeigte Messung wurde am 16.09.1996 während der BALTEX-Kampagne auf der Ostseeinsel Gotland aufgenommen (ausführliche Beschreibung des Experiments siehe Abschnitt 4.2. Hierbei war das DIAL-System in der Nähe der Insel Östergarnholm an der Ostküste von Gotland aufgebaut worden. Eine Karte der Insel und des Messstandortes findet sich in Anhang A.

Bestimmend für das Wetter war ein ausgeprägtes Tief über Russland, an dessen Flanke kalte Polarluft aus Nordost über die Ostsee strömte. Von Westen her schob sich im Laufe des Tages eine Hochdruckbrücke über das Gebiet der Ostsee. Der Vormittag war gekennzeichnet durch wechselnde Bewölkung, die erst am Nachmittag endgültig aufriss. Die Temperaturen waren aufgrund des Ursprungs der Luftmassen entsprechend kühl bei einer Windgeschwindigkeit von fast 16m/s am Boden.

Abbildung 3.3 (oben) zeigt die Darstellung des Zeit-Höhen-Schnitts von  $dS/dR$  für diesen Fall. Mit dunklen Farben sind hierbei Bereiche mit stark negativem Gradienten im Profil gekennzeichnet, rot bis weiß charakterisiert Bereiche mit starker Zunahme. Beide Extreme kennzeichnen Schichtgrenzen, wobei vor allem die Bereiche mit negativen Gradienten von Interesse sind. Positive Werte deuten auf eine Zunahme der Aerosolrückstreuung hin, z.B. an der Unterkante von Wolken. Auch in Bereichen mit Vorkondensation steigen die Werte von  $S$ . Dieser Prozess, bei dem Aerosole aufgrund hoher Werte der relativen Feuchte aufquellen, spielt eine wichtige Rolle bei der Entstehung von Wolken. Zur Unterscheidung der Schichtung und zur Abschätzung der ABL-Höhe sind allerdings die negativen Gradienten von  $S$  von Bedeutung. In Abbildung 3.3 sind zwei unterschiedliche Schichten mit deutlich unterschiedlicher Natur erkennbar. Die Schichtgrenze ist als schwarzes Band zwischen 750 und 1000m sichtbar. Darunter herrschen hauptsächlich vertikale Strukturen vor, die einen Hinweis auf turbulente Mischungsprozesse geben, was sich auch in der starken Variabilität dieses Bandes zeigt. In dem Bereich innerhalb der turbulenten ABL zeigt der Plot der absoluten Feuchte  $A$  (Abb. 3.3 unten) relativ hohe Werte und eine gute Durchmischung. Oberhalb dieser Schichtgrenze nimmt die Feuchte einen deutlich geringeren Wert an. Auch hier erkennt man die Grenze zwischen ABL und freier Troposphäre an den stark negativen Gradienten zwischen 750 und 1000m. Die Daten der Feuchte wurden mit einer Höhenauflösung von 60m unterhalb 720m, 120m bis 960m und 240m oberhalb 960m berechnet und für die Darstellung auf 15m interpoliert.

Durch die Anwendung von Varianz- und Gradientenmethode auf die Daten von  $A$  und  $S$  erhält man 4 unabhängige Abschätzungen für den Wert der ABL-Höhe, welche miteinander verglichen werden sollen.

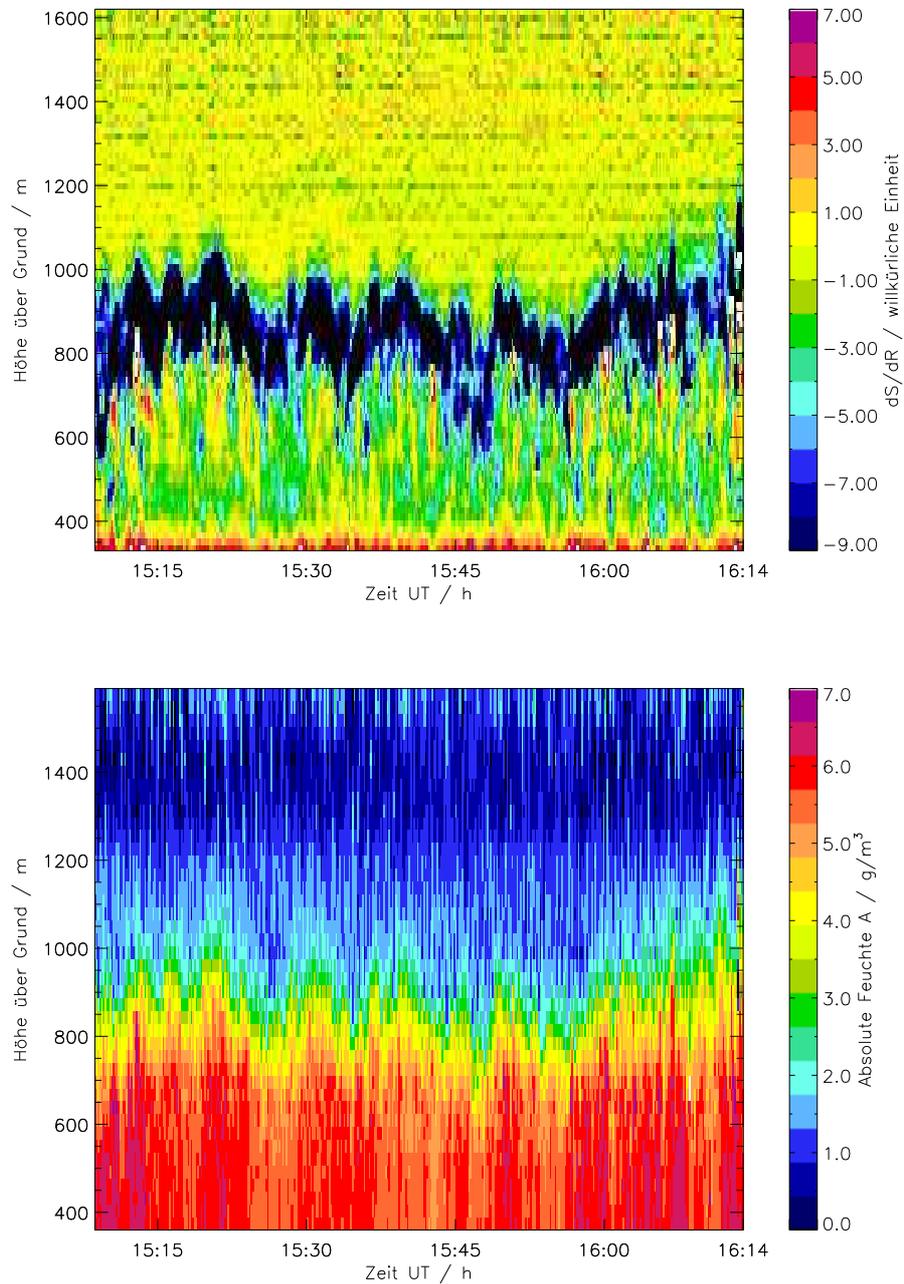


Abbildung 3.3: Zeit-Höhen-Schnitt von  $dS/dR$  (oben) und  $A$  (unten) für den 16.09.1996, Messstandort: Gotland. Die zeitliche Auflösung beträgt 10s, die räumliche 30m für  $dS/dR$  und 60m bis 240m für  $A$  (auf 15m interpoliert).

### 3.3.1 Vergleich von Varianz- und Gradientenmethode für je eine Größe

Zunächst wurde die Varianzmethode auf die Messung über eine Länge von einer Stunde angewandt, um die mittlere Höhe der ABL zu bestimmen. Hierfür wurde das in Abschnitt 3.2.2 beschriebene Verfahren der Abschätzung aus dem Spektrum der Zeitreihe in jeder Höhe angewandt. Abb. 3.4 zeigt die Spektren in ausgewählten Höhen, berechnet aus den Daten vom 16.09.1996, 15:08-16:08 UT. Der obere Teil zeigt dabei die Spektren von  $A$  und der untere die von  $S$ . Dargestellt wurden jeweils die Spektren aus drei Höhen innerhalb der ABL, 480m, 600m und 735m, sowie aus einer Höhe, 1200m, die deutlich oberhalb der ABL liegt. Diese beiden Bereiche sind für beide Größen deutlich zu unterscheiden. Innerhalb der ABL findet man Turbulenzspektren mit dem typischen  $f^{-5/3}$ -Abfall, zum Vergleich ist jeweils die Vergleichsgerade in rot aufgetragen. Betrachtet man dagegen die beiden Spektren aus 1200m Höhe, lässt sich dieser Abfall nicht mehr finden. Der fehlende Trend in diesen Spektren ist zum einen auf das Fehlen turbulenter Prozesse in dieser Höhe zurückzuführen, zum anderen ist die Qualität der Daten nicht mehr ausreichend, die Spektren dementsprechend verrauscht. Um die Qualität der Varianzprofile bewerten zu können, wird für jeden Wert des Profils der Fehler  $F_R$  abgeschätzt, der aus dem Systemrauschen resultiert (Wulfmeyer, 1999b):

$$F_R \approx \sqrt{\frac{4 \sigma_g^2 \sigma_r^2}{N} + (0,6 \sigma_r^2)^2}, \quad (3.2)$$

wobei  $\sigma_g^2$  für die Gesamtvarianz der Zeitreihe,  $\sigma_r^2$  für den Rauschanteil der Varianz und  $N$  für die Anzahl der Datenpunkte innerhalb des untersuchten Zeitintervalls, in diesem Fall 360, steht. Der Rauschanteil  $\sigma_r^2$  wird aus dem langwelligen Teil des Spektrums abgeschätzt, in dem das Rauschen dominiert. Da eine Kontrolle jedes einzelnen Spektrums nicht möglich ist, wurde eine Grenzfrequenz von 0,00375 Hz festgelegt. Damit errechnet sich  $\sigma_r^2$  aus dem Mittelwert aller Frequenzen, die größer als diese Grenzfrequenz sind. Zwar kann es durch diese Festlegung teilweise zu einer Überschätzung des Rauschanteils und damit zu einer leichten Unterschätzung des atmosphärischen Anteils der Varianz kommen, allerdings gefährden die dadurch verursachten Fehler nicht die Abschätzung der ABL-Höhe aus dem Varianzprofil (siehe hierzu auch Wulfmeyer (1999a,b)). Mittels der Gradientenmethode wurde die ABL aus einem über eine Stunde gemittelten Profil des Gradienten bestimmt. Sowohl dieses Gradientenprofil, als auch das Varianzprofil sind in Abbildung 3.5 für  $A$  und  $S$  dargestellt. Für  $A$  ergibt sich aus dem Varianzprofil eine ABL-Höhe von 840m und aus dem gemittelten Profil des Gradienten von 900m. Die Abweichung von minimaler und maximaler Abschätzung liegt somit bei 60m, die Höhenauflösung der Feuchtedaten in diesem Höhenbereich bei 120m. Eine noch bessere Übereinstimmung erhält man bei der Analyse der  $S$ -Daten (Abb. 3.5, unten). Hier

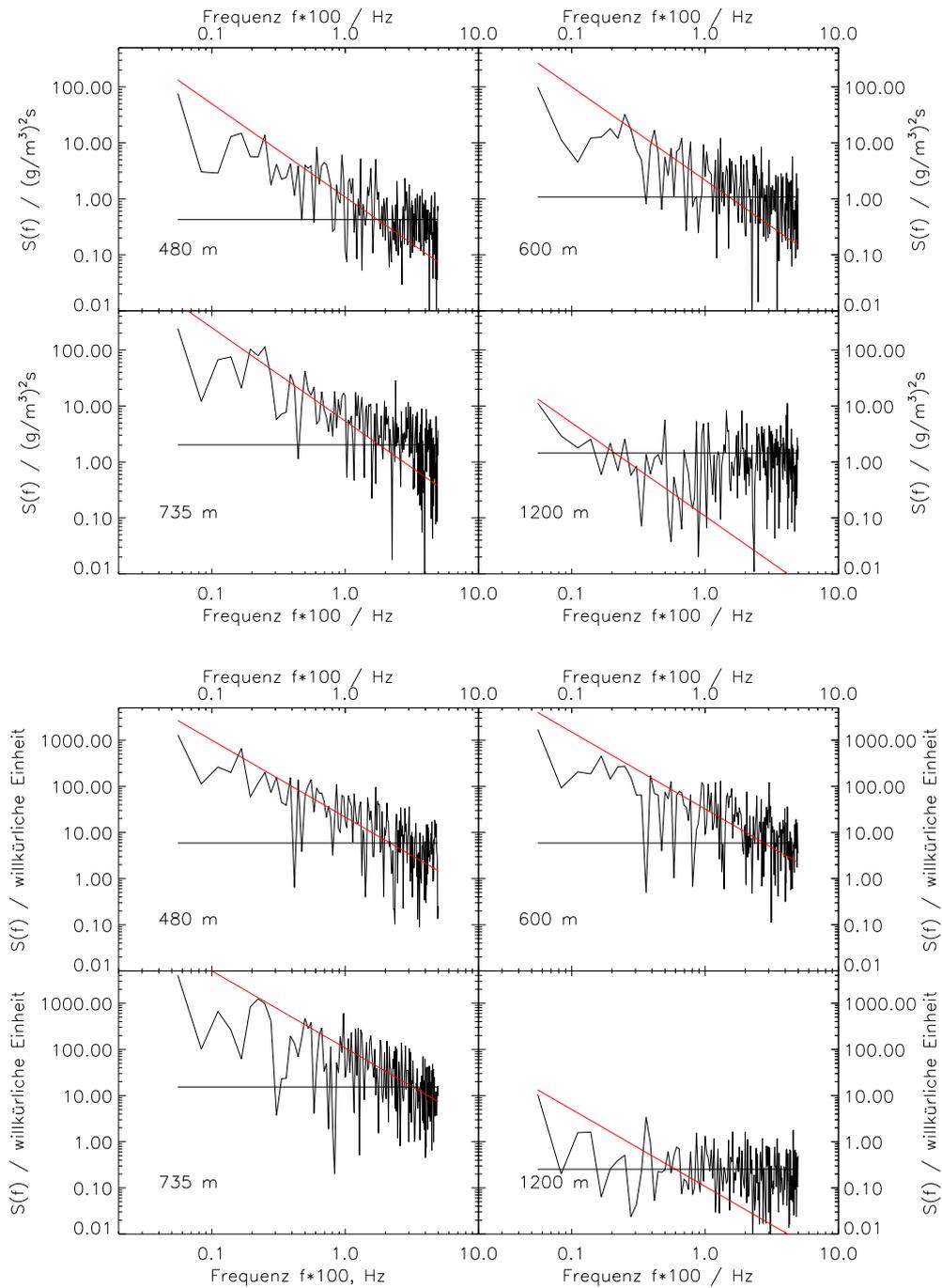


Abbildung 3.4: Varianzspektren von  $A$  (oben) und  $S$  (unten) in vier verschiedenen Höhen (480, 600, 735 und 1200m). In rot aufgetragen jeweils die Vergleichsgerade mit dem  $f^{-5/3}$ -Abfall.

liegt das Maximum des Varianzprofils in 855m und das des Gradientenprofils in 840m Höhe. Diese sehr gute Übereinstimmung der beiden verschiedenen Analyseverfahren für diese Größe ist unter anderem ein Ergebnis der sehr hohen räumliche Auflösung von  $S$  (15m) im Vergleich zu  $A$  (120m).

### 3.3.2 Vergleich der gemessenen Größen für je eine Methode

**Varianz** Die in Abbildung 3.5 dargestellten Varianzprofile über eine Stunde von  $A$  und  $S$  zeigen eine gute Übereinstimmung in ihrer Struktur und der Höhe des Maximums. Die Differenz zwischen den berechneten ABL-Höhen liegt bei 15m. Dies ist ein überraschend gutes Ergebnis, da die beiden verschiedenen Größen  $A$  und  $S$  mit unterschiedlichen Höhenauflösungen berechnet wurden.

Wie bereits in Abschnitt 3.2.2 erwähnt, ist eine Auflösung der ABL-Höhe von einer Stunde nicht immer zufriedenstellend. Um eine Aussage über die Struktur der ABL innerhalb des Beobachtungszeitraums treffen zu können, wurde die Länge der jeweils analysierten Zeitreihe verkürzt. Abbildung 3.6 vermittelt einen ersten Eindruck von der Variabilität der ABL. Dargestellt wurden die Varianzprofile, jeweils über 15min gleitend über die gemessene Stunde berechnet für  $A$  (oben) und  $S$  (unten). Ebenso wie bei der Varianzmethode über eine Stunde, wurde auch hier mittels spektraler Analyse der hochfrequente Teil als Rauschanteil von der Gesamtvarianz abgezogen. Man kann erkennen, dass die Varianz für beide Größen in Abhängigkeit von Zeit und Höhe variiert, so wie es auch zu erwarten ist, da die Forderungen nach Stationarität und Homogenität in der Atmosphäre nie vollständig erfüllt sind. Es zeigt sich, dass die zeitliche Entwicklung der ABL-Höhe in beiden Darstellungen große Ähnlichkeit aufweist.

**Gradient** Die über eine Stunde gemittelten Profile des Gradienten von  $A$  und  $S$  wurden mit der Gradientenmethode untersucht (siehe Abb. 3.5). Nun lässt sich die ABL mit der Gradientenmethode zeitlich mit 10s auflösen. Der Mittelwert dieser Bestimmung weicht nur geringfügig von dem durch Mittelung der Gradientenprofile entstandenen Wert ab. Diese Abweichungen zwischen der ABL-Höhe aus dem Profil des gemittelten Gradienten und des Mittelwertes der ABL-Höhen aus den Einzelprofilen ergibt sich aus der hohen räumlichen Auflösung der Daten und damit verbundenen Ungenauigkeiten bei der Anwendung der Gradientenmethode. Der Varianzmethode sind, was die zeitlich Auflösung betrifft, aufgrund der Statistik Grenzen gesetzt (siehe Lenschow and Stankov (1986) und Lenschow et al. (2000)). Für die Gradientenmethode sind diese Grenzen allein durch die zeitliche Auflösung der Messung vorgegeben, in diesem Fall 10 Sekunden. Die hohe räumliche Auflösung der Daten macht es notwendig, Kriterien für die Bestimmung des ersten signifikanten Minimums im Profil festzulegen. Eine Möglichkeit liegt in der Fest-

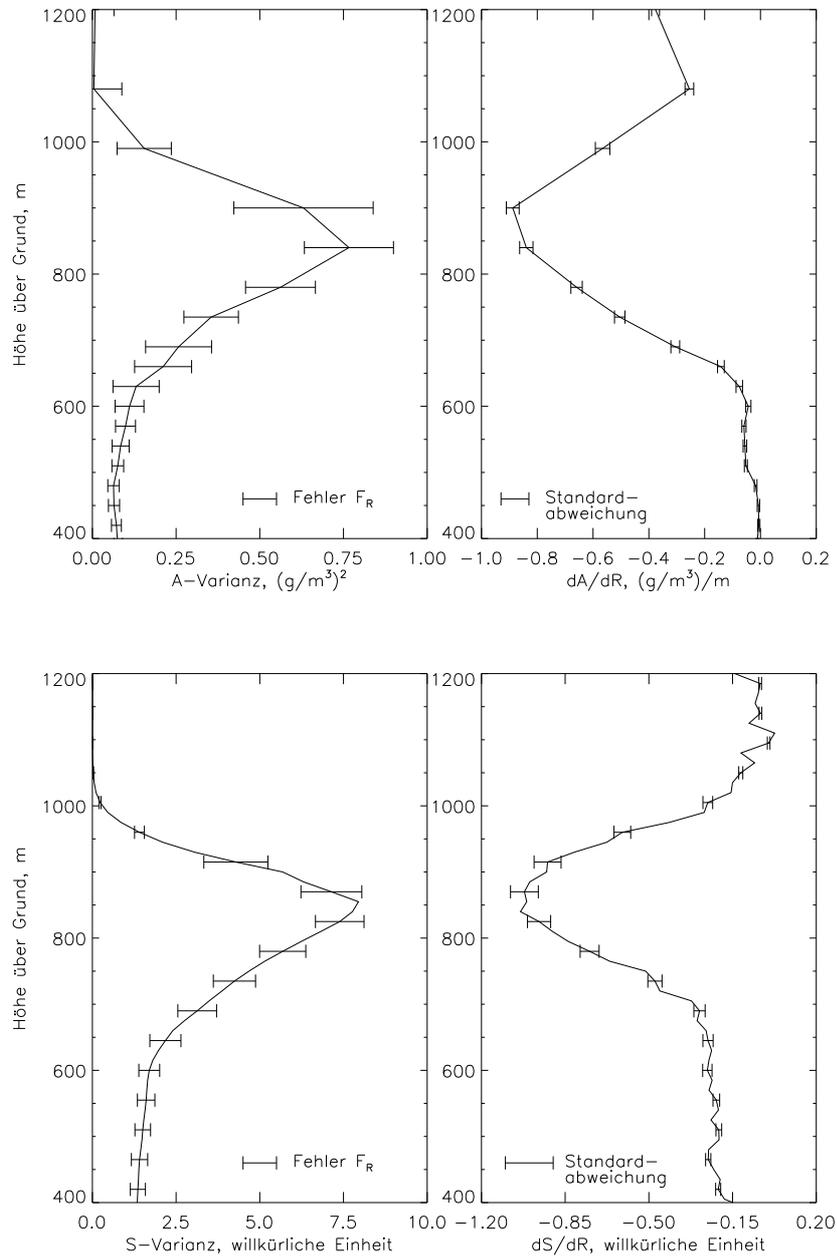


Abbildung 3.5: Links: Varianzprofil von  $A$  (oben) und  $S$  (unten) über eine Stunde inklusive des Fehler  $F_R$  bezüglich des Systemrauschens. Rechts: über eine Stunde gemittelt Profil von  $dA/dR$  (oben) und  $dS/dR$  (unten) inklusive der Standardabweichung des Mittelwertes über eine Stunde.

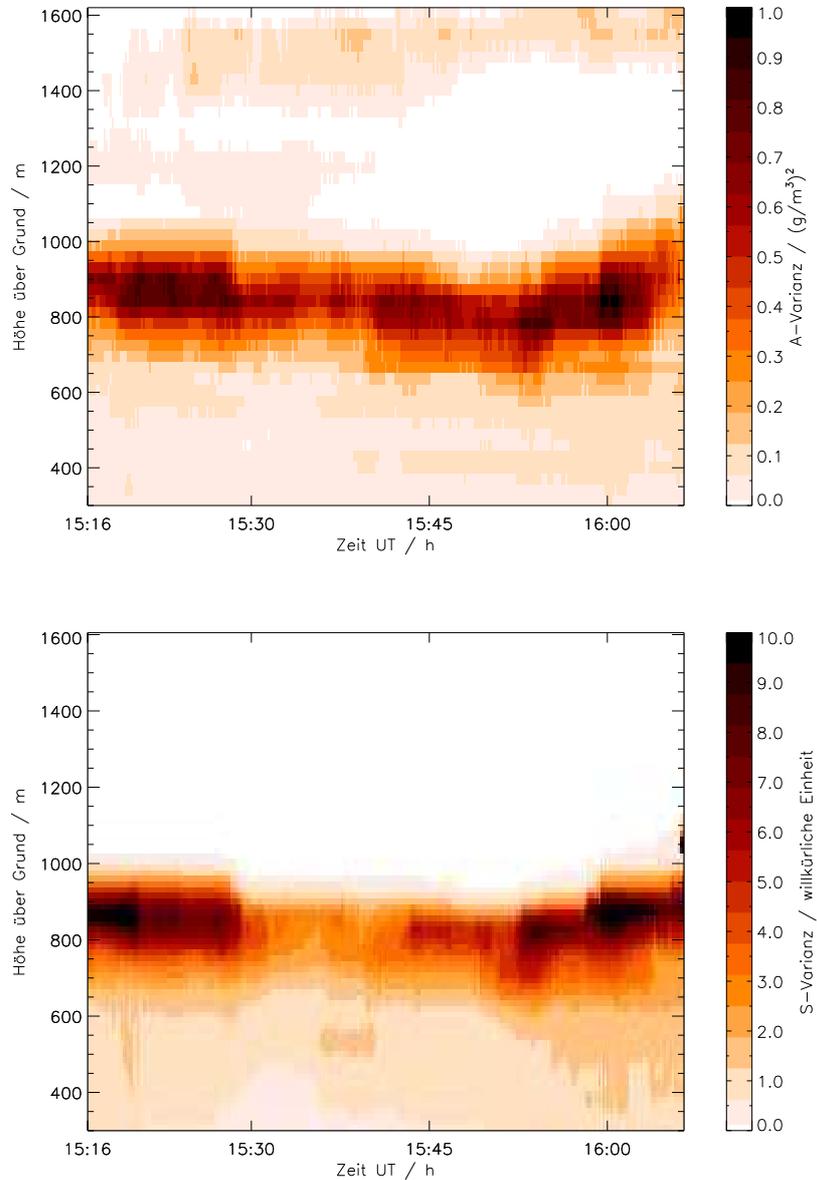


Abbildung 3.6: Zeit-Höhen-Schnitt der Varianz der absoluten Feuchte  $A$  (auf 30m interpoliert) (oben) und der  $S$ -Varianz (unten). Die Varianzprofile wurden jeweils über 15min gleitend berechnet.

legung einer Grenzwertes, den der Gradient unterschreiten muss, um als signifikant zu gelten. Dieses Thema wurde in der Vergangenheit durchaus diskutiert, von den unterschiedlichen, mit Lidar-Daten arbeitenden Gruppen allerdings unterschiedlich

gehandhabt (siehe Fochesatto et al. (2001), Menut et al. (1999)).

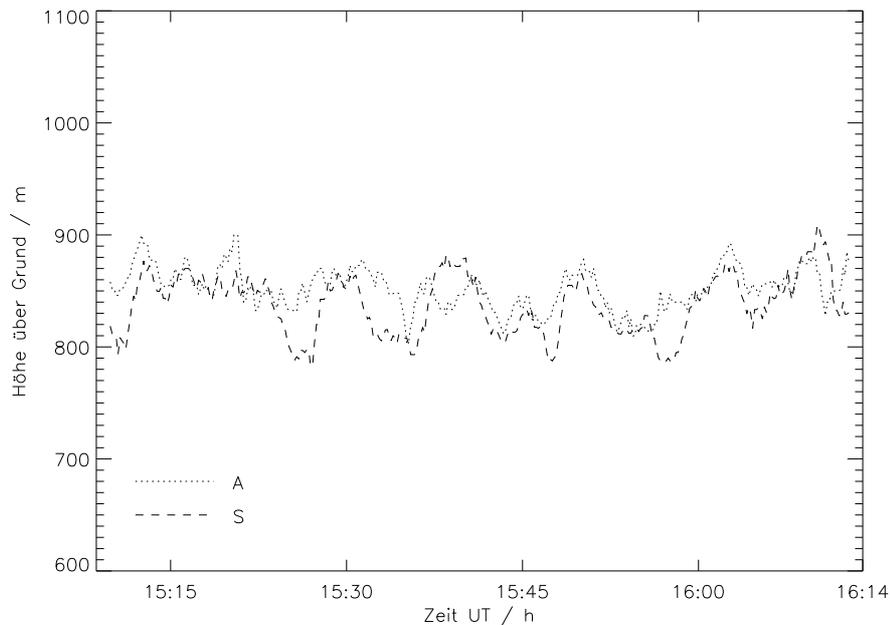


Abbildung 3.7: Vergleich der ABL-Höhen aus den Daten von *A* (gepunktete Linie) und *S* (gestrichelte Linie), berechnet nach der Gradientenmethode aus 10s-Profilen, über zwei Minuten geglättet.

Da in dieser Arbeit das Hauptaugenmerk auf der turbulenten Grenzschicht liegt, wird die Varianzmethode als objektives Kriterium diesen Grenzwert ersetzen. Mittels der Werte für die mittlere ABL-Höhe, die sich aus der Analyse der Zeitreihen über eine Stunde ergeben, kann ein Höhenbereich festgelegt werden, in welchem die Gradientenmethode zum Einsatz kommt. Auf diese Art und Weise wird die Problematik der Definition der Signifikanz umgangen. Die errechnete Zeitreihe der inst. ABL-Höhe kann für weitere Untersuchungen, wie die Abschätzung der Entrainmentzone, genutzt werden. In Abbildung 3.7 sind diese Zeitreihen der inst. ABL-Höhe von *A* und *S*, über zwei Minuten geglättet, dargestellt.

Es zeigt sich, dass die berechneten ABL-Abschätzungen sehr dicht beieinander liegen. Die beiden Zeitreihen zeigen die gleichen Ereignisse und geben die zeitlichen Entwicklung der ABL-Höhe gleichermaßen wieder. Die vorhandenen Abweichungen liegen in einem Bereich kleiner der Höhenauflösung von *A* in diesen Höhen.

In Abbildung 3.8 ist die Korrelation der ABL-Höhen aus Abbildung 3.7 zueinander dargestellt, auf der x-Achse sind hierbei die aus *A* (*A*-ABL-Höhen) und auf

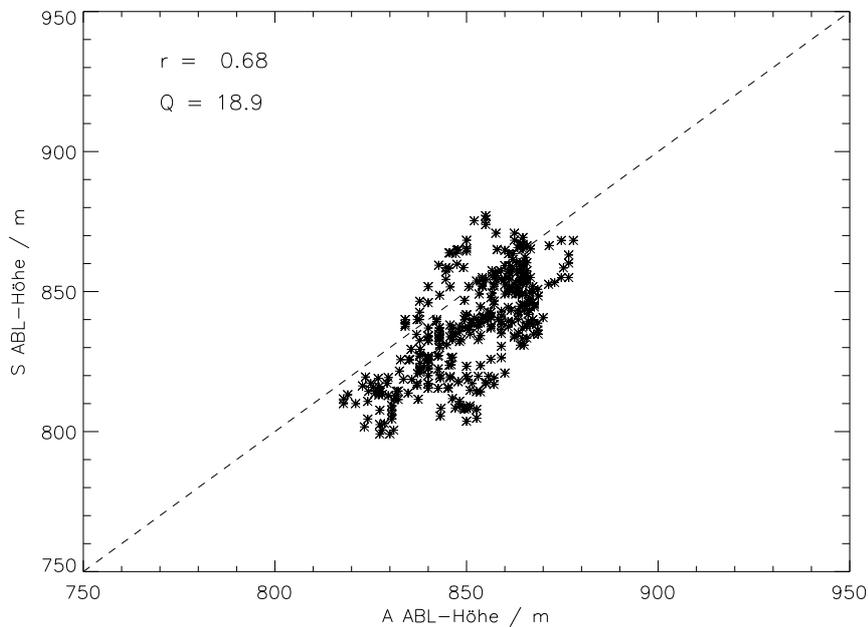


Abbildung 3.8: Korrelation der ABL-Höhen aus Daten von  $A$  und  $S$  für die Messung vom 16.09.1996, 15:08-16:08 UT. Zum Vergleich wurde die Winkelhalbierende (gestrichelt) eingezeichnet. Die Höhen wurden aus den jeweiligen 10s-Gradienten-Profilen ermittelt und über 5min geglättet. Der Regressionskoeffizient  $r$  beträgt 0,68, die mittlere quadratische Abweichung  $Q$  18,9m.

der y-Achse die aus  $S$  ermittelten Höhen ( $S$ -ABL-Höhen) aufgetragen. Bei einer zeitlichen Auflösung von 10s und einer Glättung über 5min ergibt sich dann ein Korrelationskoeffizient  $r$  von 0,68. Dieser Wert erscheint recht hoch. Allerdings variieren die Werte der ABL-Höhe lediglich in einem Bereich zwischen etwa 815m und 880m. Insofern ist die mittlere quadratische Abweichung  $Q$  der Zeitreihen voneinander eher geeignet, um den Vergleich zu beurteilen. Der Wert für  $Q$  liegt in diesem Fall bei 18,9m und spiegelt die gute Übereinstimmung der beiden Zeitreihen bezüglich der instantanen ABL-Höhe wieder.

**Zusammenfassung** Um noch einmal einen Vergleich aller ermittelter ABL-Höhen zu ermöglichen, wurden in Abbildung 3.9 die Ergebnisse der Gradientenmethode, mit einer Auflösung von 10s und einer Glättung über 2 min, und die der Varianzmethode, für 15min gleitend über eine Stunde, dargestellt.

Trotz der unterschiedlichen zeitlichen Auflösung beider Methoden, ist eine gute Übereinstimmung in der langsamen Entwicklung (Trend) und der Höhe der ABL

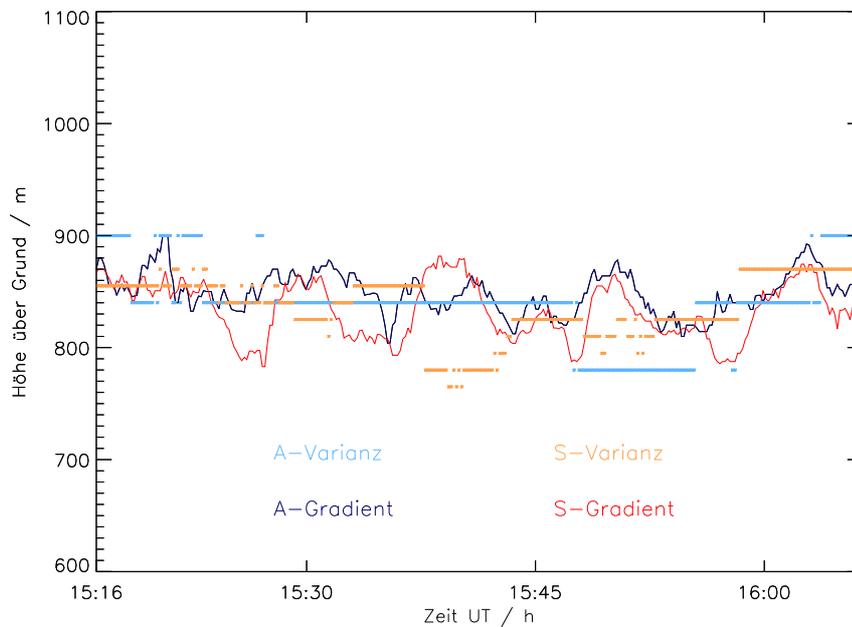


Abbildung 3.9: Darstellung der berechneten ABL-Höhen. Für die Gradientenmethode wurde die aus den 10s-Profilen ermittelte ABL-Höhe über 2min geglättet. Die Varianzmethode wurde für jeweils 15min gleitend über den gemessenen Zeitraum in jeder Höhe angewandt.

für alle vier Zeitreihen zu erkennen. Zur Analyse der in der ABL ablaufenden Prozesse sind beide Methoden notwendig. Während die Zeitreihen der Varianzmethode hauptsächlich eine Orientierung für eine mittlere ABL-Höhe liefern, lassen sich mit der Gradientenmethode auch kleinskalige Austauschprozesse zwischen der ABL und der freien Troposphäre beobachten, die durch die Varianzanalyse nicht aufgelöst werden können.

### 3.4 Verteilungsfunktionen

Eine weitere Möglichkeit der ABL-Charakterisierung bietet die Betrachtung von Verteilungsfunktionen von  $A$  und  $S$ . Wie auch bei der Varianzmethode lassen sich hiermit Aussagen über die zeitliche Variabilität der Messgrößen in jeder Höhe treffen. Dabei sind sowohl die Verschiebung des Maximums mit der Höhe, als auch die Veränderung der Breite der Verteilung von Interesse. So machen sich z.B. Luftmassenwechsel ausgelöst durch einen Frontdurchgang, durch Verteilungen mit zwei

(statt einem) deutlichen Maxima bemerkbar. Auch diese Methode soll am Beispiel der marinen ABL vom 16.09.1996 näher erläutert werden.

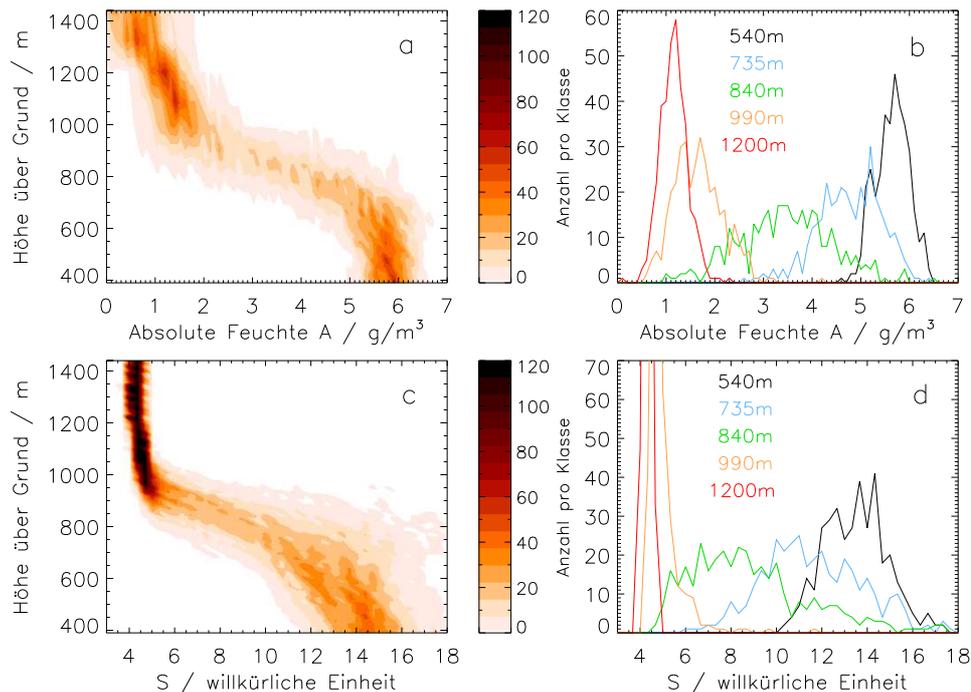


Abbildung 3.10: 16.09.1996, 15:08-16:08 UT. Verteilungsfunktion der Feuchte  $A$  (a) und von  $S$  (c) in Abhängigkeit von der Höhe. Die jeweils rechts daneben stehende Abbildung (b und d) zeigt die Verteilungsfunktionen in einigen ausgewählten Höhen.

Abbildung 3.10 zeigt zum einen die Verteilungsfunktionen von  $A$  und  $S$  in Abhängigkeit von der Höhe (links) für den Zeitraum 15:08-16:08 UT. Die Breite der Klassen beträgt für  $A$   $0,1\text{g/m}^3$  und für  $S$   $0,3$  der verwendeten willkürlichen Einheit. Diese Art der Darstellung ist sehr gut geeignet, um einen ersten Eindruck von der Messung zu bekommen. In der Darstellung der absoluten Feuchte kann man einen Bereich mit nahezu konstantem Höhenprofil bis etwa  $700\text{m}$ , eine rasche Abnahme bis etwa  $950\text{m}$  und einen Bereich mit schwacher Abnahme mit der Höhe oberhalb von  $950\text{m}$  unterscheiden. Die Zunahme der Breite der Verteilung der absoluten Feuchte im Vergleich zu den Verteilungen des Rückstreusignals oberhalb dieser Höhe ist auf die Verschlechterung der Datenqualität und die damit verbundene stärkere Mittelung mit der Höhe zurückzuführen.

Zum anderen wurden im rechten Teil von Abbildung 3.10 jeweils die Verteilun-

gen in ausgesuchten Höhen dargestellt. Hierbei wurden zwei Höhen innerhalb der ABL, in 540 und 735m, eine im Übergangsbereich (Entrainmentzone, siehe Abschnitt 3.5) in 840m und zwei in der freien Troposphäre in 990 und 1200m gewählt. Für beide Größen,  $A$  und  $S$ , wird dabei die Variabilität der Breite und des Maximums der Verteilung mit der Höhe sichtbar. Innerhalb der Entrainmentzone nimmt die Breite der Verteilungen deutlich zu, woraus das Maximum des Varianzprofils in dieser Höhe resultiert.

### 3.5 Bestimmung der Entrainmentzone

Bei der Untersuchung der turbulenten ABL ist auch die Entrainmentzone von Interesse. Sie ist das Bindeglied zwischen der ABL und der freien Troposphäre. Ebenso wie die ABL ist auch die Entrainmentzone in ihrer Entwicklung stark variabel und von den meteorologischen Bedingungen abhängig. In diesem Bereich können starke Gradienten der Feuchte und der Temperatur auftreten, weshalb sie eine wichtige Rolle, z.B. bei der Bildung von Wolken spielt. Die sogenannte „Grenzschichtbewölkung“ ist tagsüber häufig beobachtbar. Je nach Schichtungstyp der Atmosphäre oberhalb der ABL können durch Konvektion sowohl dünne Cumuluswolken (stabil), als auch hoch aufgetürmte Cumulonimbuswolken (labil) an der Obergrenze der ABL entstehen, wobei für die Entwicklung der unterschiedlichen Wolkentypen auch die vertikale Mächtigkeit der Entrainmentzone eine Rolle spielt.

Austauschprozesse zwischen der Luft der freien Troposphäre und der ABL finden im Falle der konvektiven ABL innerhalb der Entrainmentzone statt. Möchte man z.B. die Ausbreitung bestimmter Luftschadstoffe innerhalb der ABL untersuchen, wird eine Abschätzung dieses Austausches notwendig. Die Entrainmentzone ist aufgrund ihrer großen Variabilität in Höhe und vertikaler Mächtigkeit, direkten Messverfahren nur sehr begrenzt zugänglich. Die Anwendung der Gradientenmethode auf hoch aufgelöste Lidar-Daten liefert dagegen eine Zeitserie der instantanen Höhe der ABL. Beispiele für die Abschätzung der Entrainmentzone mittels Lidar-Daten finden sich unter anderem bei Cohn and Angevine (1999) und Sullivan et al. (1998), für die Verwendung von Modellen u.a. bei Batchvarova and Gryning (1994). Die Bestimmung der instantanen Höhe der ABL mit einer zeitlichen Auflösung von 10s macht es möglich, auch kleinskalige Veränderungen zu erfassen, welche zum großen Teil durch die Einmischung von ABL-Luft in die freie Troposphäre und umgekehrt bedingt sind. Eine Methode zur Untersuchung und Abschätzung der Entrainmentzone wurde von Flamant et al. (1997) für ein flugzeuggetragenes Lidarsystem entwickelt. Hierbei werden die ABL-Höhe mit Hilfe der Gradientenmethode abgeschätzt und die so entstehenden Zeitreihen untersucht. Durch die Zerlegung der Zeitreihen in langsamen und schnellen Anteil und die Berechnung von Verteilungsfunktionen des schnellen Anteils erhält man eine Abschätzung für die vertikale

le Mächtigkeit der Entrainmentzone. Die Anwendung dieser Methode, angepasst an die Daten des bodengebundenen MPI-DIAL soll hier anhand der schon gezeigten Messung vom 16.09.1996 verdeutlicht werden.

Die Zeitreihe der inst. ABL-Höhe  $z_i$  wurde bereits in Abbildung 3.7 dargestellt. Die zeitlich hoch aufgelösten Zeitreihen werden nun mittels Tiefpass (TP) gefiltert, um den langsamen Anteil  $z_{TP}$  zu bestimmen. Es wird die normierte Höhe  $h$  definiert, welche sich aus den hochfrequenten Schwingungen der ABL-Oberkante  $z_{HP}$  (HP=Hochpass), normiert mit der gemittelten ABL-Höhe  $\bar{z}_i$  ergibt:

$$h = z_{HP}/\bar{z}_i = (z_i - z_{TP})/\bar{z}_i. \quad (3.3)$$

Die dimensionslose Höhe  $h$  ist immer dann gleich Null, wenn Zeitreihe  $z_i$  gleich den langsamen Änderungen  $z_{TP}$  ist.

Abb. 3.11 zeigt die Verteilung dieser normierten Höhe  $h$  für die beide Größen  $A$  und  $S$ . Zusätzlich aufgetragen ist jeweils die kumulative Verteilung  $V$  von  $h$ . Man interpretiert diese Größe  $V$  als den wahrscheinlichen Anteil Luft aus der freien Troposphäre in der Höhe  $z$  und nutzt sie, um die Grenzen des Entrainmentbereichs abzuschätzen.

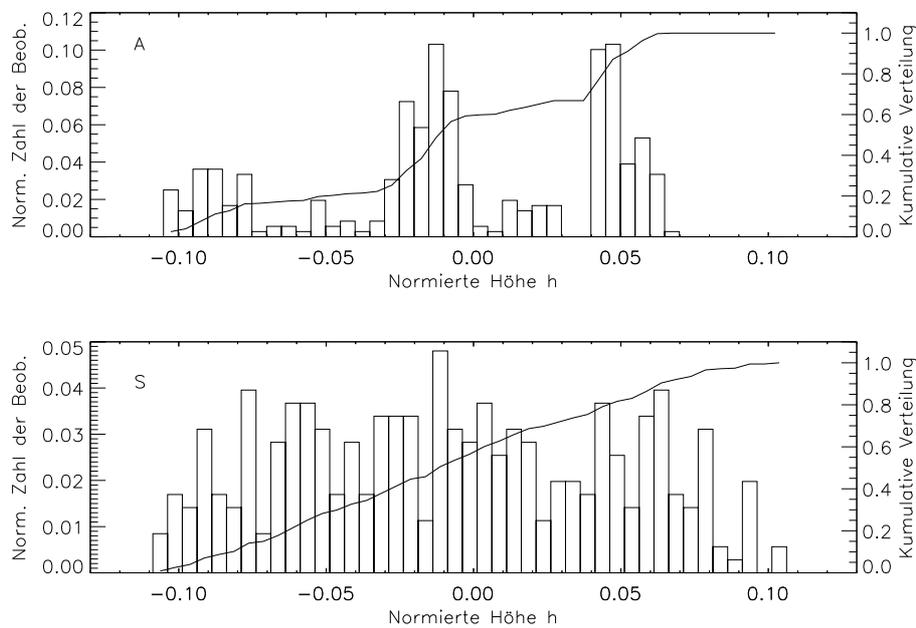


Abbildung 3.11: Verteilung und kumulative Verteilung  $V$  (durchgezogene Linie) der normierten Höhe  $h$  für  $A$  (oben) und  $S$  (unten). Die Zeitreihen wurden mit einem Tiefpass von 16 Minuten gefiltert.

Für den Fall, dass  $V = 0\%$  stammt alle vorhandene Luft aus der ABL, im Gegensatz dazu im Fall  $V = 100\%$  aus der freien Troposphäre. Die mittleren normierten unteren und oberen Grenzen der Entrainmentzone  $\overline{ez_u}$  und  $\overline{ez_o}$  lassen sich demnach wie folgt ableiten:

$$\begin{aligned}\overline{ez_u} &= (1 + h(V_u)) \\ \overline{ez_o} &= (1 + h(V_o)),\end{aligned}\quad (3.4)$$

wobei  $V_u = V(z_u)$  und  $V_o = V(z_o)$  die jeweiligen wahrscheinlichen Anteile an troposphärischer Luft an der Unter- und Oberkante der Entrainmentzone  $z_u$  und  $z_o$  wiedergeben (im Idealfall 0% und 100%). Unter der Annahme einer symmetrischen Verteilung von  $h$  lässt sich die normierte mittlere Dicke der Entrainmentzone  $\overline{ez}$  wie folgt berechnen:

$$\overline{ez} = -2h(V_u). \quad (3.5)$$

Diese Analyse ermöglicht somit die Bestimmung der Parameter zur Charakterisierung der Entrainmentzone aufgrund der schnellen Variabilität der ABL Höhe.

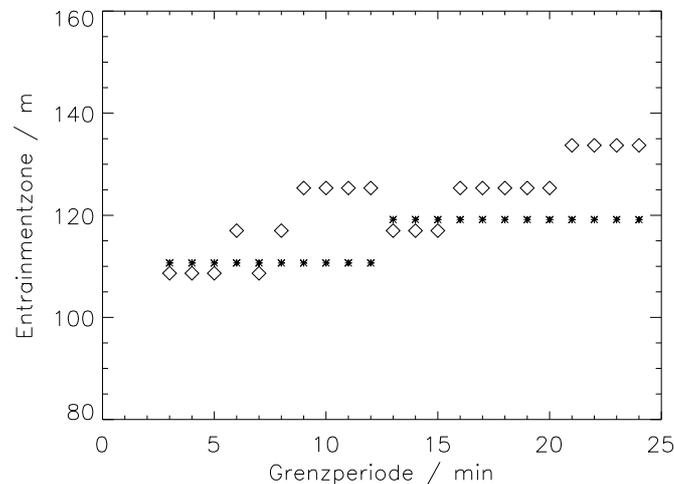


Abbildung 3.12: Dicke der Entrainmentzone in Abhängigkeit von der Grenzperiode des Tiefpassfilters für A (Sterne) und für S (Karos).

Für die Anwendung dieser Gleichungen ist die Festlegung verschiedener Parameter, wie  $V_{h_0}$  und  $V_{h_2}$ , notwendig. Diese sind unter anderem von der Qualität des verwendeten Messsystems abhängig, weshalb sie für jedes System individuell abgeschätzt werden. Dabei spielt auch die offensichtliche Asymmetrie der Verteilungs-

funktionen von  $h$  ein Rolle. Unter Berücksichtigung dieser Fakten wurde zur Berechnung der Dicke der Entrainmentzone  $V_{h_0}$  mit 10% und  $V_{h_2}$  dementsprechend mit 90% abgeschätzt. Die Entrainmentzone wird also dadurch definiert, dass an ihrer unteren Grenze 10% und am oberen Rand 90% der Luft aus der freien Troposphäre stammen. Somit ergibt sich  $\overline{ez}$  einfach aus der Differenz der oberen und unteren Grenze:

$$\overline{ez} = \overline{ez_o} - \overline{ez_u}. \quad (3.6)$$

Die für die Tiefpass-Filterung verwendete Grenzfrequenz ist für die Trennung der langsamen Advektions- und der turbulenten Mischungsprozesse verantwortlich. Spektrale Untersuchungen der Zeitreihen der ABL-Höhe zeigen keine Möglichkeit dieser Trennung unter atmosphärischen Bedingungen. Die theoretisch postulierte Lücke ist in den Daten leider nicht zu finden (siehe Beispiele Anhang B). Aus diesem Grund wurde der Einfluss der Grenzfrequenz des Filters auf die berechnete mittlere vertikale Mächtigkeit der Entrainmentzone  $\overline{EZ} = \overline{ez} \overline{z_i}$  untersucht, siehe Abb. 3.12. Hier wurde die mittlere Dicke der Entrainmentzone in Abhängigkeit von der Grenzfrequenz berechnet. Zur besseren Anschauung wurde statt der Frequenz die Periode verwendet. In diesem Fall bleibt die Dicke der Entrainmentzone ab einer Periode von 13min für  $A$  konstant bei knapp 120m, während sie für  $S$  noch geringfügig um diesen Wert schwankt. Ab einem Wert von 16min bleibt die Entrainmentzone auch für  $S$  in etwa konstant, mit Ausnahme eines weiteren Sprungs bei 21min. Insgesamt liegen die Abweichungen jedoch innerhalb einer Größenordnung von wenigen Prozent, so dass die Abschätzung der Grenzperiode mit 13min für dieses Beispiel sinnvoll erscheint.

	$\overline{z_u}$ in m	$\overline{z_o}$ in m	$\overline{EZ}$ in m
$A$	780	894	114
$S$	768	890	122

Tabelle 3.1: Mittelwert der Ober- und Untergrenze und der Mächtigkeit der Entrainmentzone über jeweils eine Stunde, errechnet aus den Daten von  $A$  und  $S$ .

Um eine Vorstellung von der Entwicklung der Entrainmentzone in Abhängigkeit von der langsamen Änderung der ABL-Höhe zu erhalten, berechnet man die Werte der unnormierten Grenzen  $z_u$  und  $z_o$ . Hierzu werden die mittleren normierten Werte aus Gleichung (3.4) mit den langsamen Fluktuationen  $z_{TP}$  multipliziert. Abb. 3.13 zeigt diese Entwicklung für  $A$  und  $S$  zusätzlich zur originalen Zeitreihe  $z_i$ .

Aufgrund der guten Übereinstimmung der Ergebnisse der Gradientenmethode, zeigen sich auch bei der zeitlichen Entwicklung der Entrainmentzone zwischen  $A$  und  $S$  große Parallelen, die sich auch in den gemittelten Werten der Ober- und

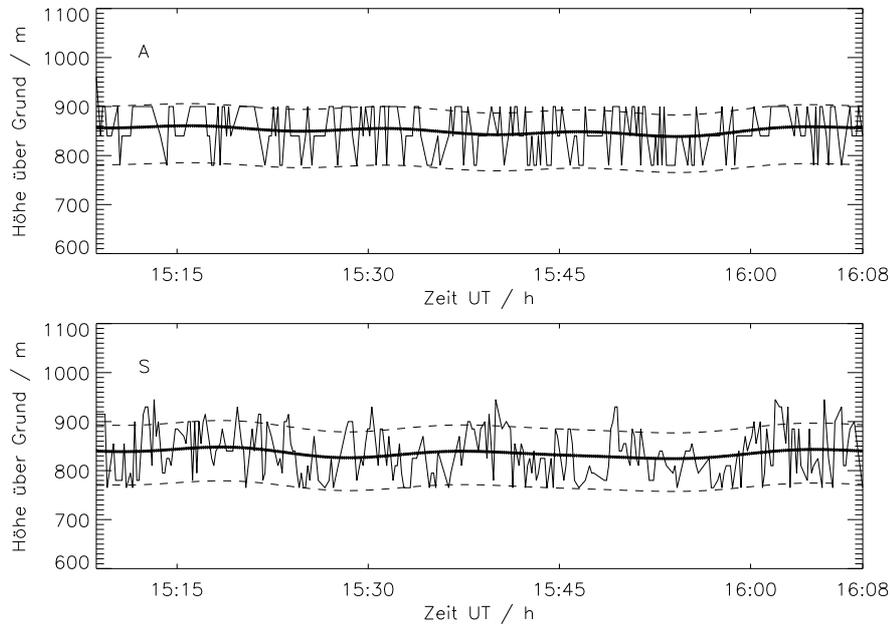


Abbildung 3.13: Zeitliche Entwicklung der Entrainmentzone (gestrichelte Linien) in Abhängigkeit von der langsamen ABL-Änderung (dicke Linie) für  $A$  (oben) und  $S$  (unten). Dazu aufgetragen ist jeweils die ursprüngliche Zeitreihe der inst. ABL-Höhe mit 10s Auflösung.

Untergrenze  $\overline{z}_o$  und  $\overline{z}_u$  sowie des Höhenbereichs der Durchmischung  $\overline{EZ}$  über den gezeigten Messzeitraum in Tabelle 3.1 widerspiegeln. Die maximale Abweichung der gemittelten Werte liegt für dieses Beispiel bei circa 12m, einem Wert, der weit besser als die Höhenauflösung der Feuchtedaten in diesem Bereich ist.

Kombiniert man die errechneten Entrainmentgrenzen mit der Darstellung der höhenabhängigen Verteilungsfunktionen, erhält man eine Möglichkeit die Qualität der Ergebnisse zu überprüfen, da der Austausch der Luftmassen an der Oberkante der ABL in den Verteilungsfunktionen relativ gut erkennbar ist. Abb. 3.14 zeigt die Verteilungsfunktionen von  $A$  und  $S$  mit der mit  $\overline{z}_i$  skalierten Höhe und den skalierten Grenzen des Entrainments. Es ist erkennbar, dass die berechnete Entrainmentzone einen kleineren Bereich umfasst, als man aufgrund der Verteilungsfunktionen abschätzen würde, was aufgrund der Festlegung der Grenzen  $V_{ez_0}$  und  $V_{ez_2}$  zu erwarten war. Trotz dieser leichten Unterschätzung der vertikalen Mächtigkeit, stimmen die berechneten Grenzen der Entrainmentzone und die ABL-Höhe sehr gut mit den Vorstellungen aufgrund der Verteilung von  $A$  und  $S$  mit der Höhe überein.

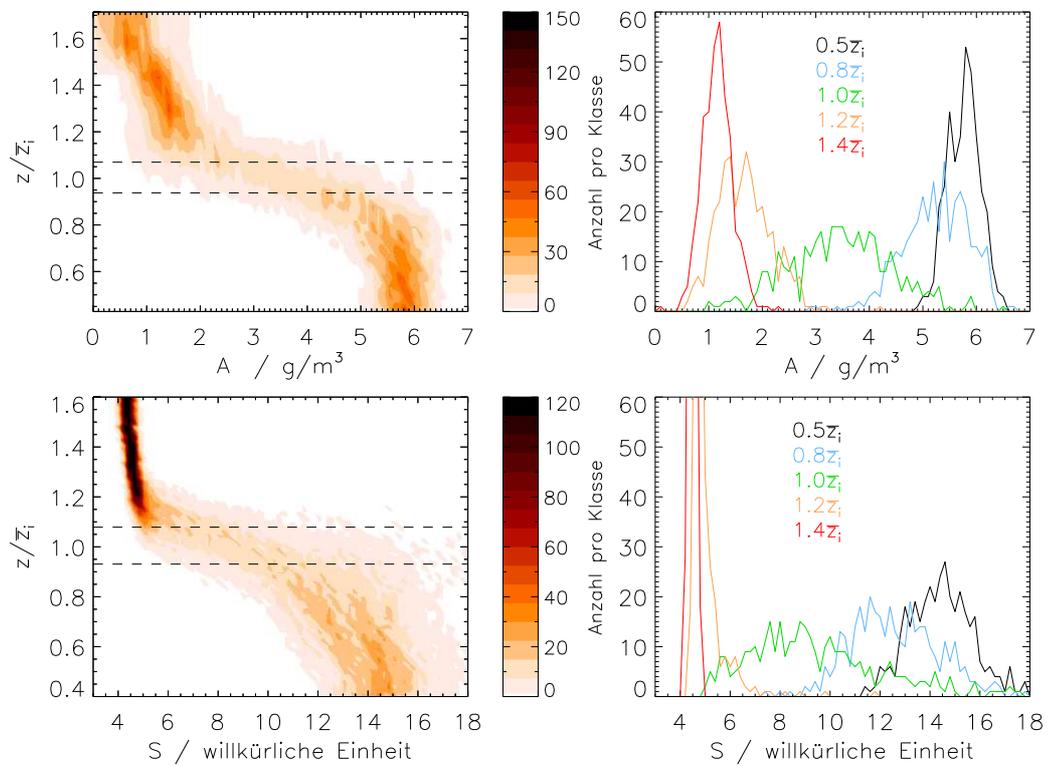


Abbildung 3.14: Verteilungsfunktionen von  $A$  (oben) und  $S$  (unten) mit der skalierten Höhe  $z/\bar{z}_i$  (links) und in ausgewählten Höhen (rechts).

# **Kapitel 4**

## **Die ABL für unterschiedliche Messsituationen**

### **4.1 Einleitung**

In Abschnitt 3 wurden zwei Methoden zur Bestimmung der ABL-Höhe unter turbulenten Bedingungen vorgestellt und an einem Beispiel erläutert. Die beiden unterschiedlichen Methoden dienen dabei ganz unterschiedlichen Zwecken. Während die Varianzanalyse hauptsächlich genutzt wird, um mittlere Werte für die ABL-Höhe und somit eine Vorgabe für die Gradientenmethode zu liefern, wird letztere genutzt, um die kleinskaligen Prozesse des Entrainments zu analysieren. Auch für die Abschätzung der zeitlichen Entwicklung der ABL über den Tag lässt sich die Gradientenmethode verwenden. Um die bisher gezeigten Ergebnisse und Vermutungen zu stützen und zu verallgemeinern, sollen im folgenden Daten aus verschiedenen Messkampagnen untersucht werden. Das Hauptaugenmerk liegt auch weiterhin auf der konvektiven und wolkenfreien Grenzschicht. Zum Vergleich der verschiedenen Methoden wurden jeweils einstündige Intervalle ausgesucht und analysiert. Des Weiteren wurden mittels Gradientenmethode Zeitreihen der inst. ABL-Höhe bestimmt, die vor allem in Abschnitt 5.5 zur Abschätzung der Entrainmentzone genutzt werden. Des Weiteren sollen die Möglichkeiten der DIAL-Technik für die Beobachtung von Tagesgängen der ABL aufgezeigt werden.

### **4.2 Experimentbeschreibung**

Die ausgewählten Messstandorte und die entsprechenden Experimente mit den vorherrschenden Bedingungen werden nun kurz vorgestellt. Eine Karte vom jeweiligen Standort findet sich in Anhang A. Für die folgenden Analysen wurden jeweils einstündige Intervalle ausgesucht, die den Forderungen nach turbulenten Bedingungen

entsprechen. Ein weiteres Auswahlkriterium war die Abwesenheit von Wolken, da diese die Anwendung der Varianz-Analyse erheblich stören. Die Einschränkungen verkleinern den auswertbaren Datensatz, liefern aber auf der anderen Seite sichere und ungestörte Ergebnisse.

### 4.2.1 Gotland 1996

Die in Abschnitt 3 vorgestellte Messung ist Teil dieser Kampagne, die im Rahmen von PEP in BALTEX (*Pilot study of Evaporation and Precipitation in the Baltic Sea Experiment*) vom 02. bis 26. September 1996 stattfand. Aufgrund der Lage der Messstation an der Ostküste der Insel, gegenüber der kleinen Insel Östergarnsholm (siehe Abb. A.1) konnten in Abhängigkeit von der Anströmrichtung unterschiedliche Arten von Grenzschichten beobachtet werden. Bei Anströmung aus SW über SO bis NO handelt es sich um eine marine ABL. Liegt die Windrichtung dagegen außerhalb dieses Bereichs, kommt der Effekt der Insel zum Tragen. Leider waren während des Experiments diese Fälle mit dichter Bewölkung und Niederschlägen verbunden, so dass keine Bestimmung der ABL-Höhe möglich war. Die analysierten Messungen dieser Kampagne sind also durchweg Beispiele für die marine Grenzschicht. Insgesamt konnten 6 verschiedene Tage, mit 17 jeweils einstündigen Zeitintervallen ausgewählt werden. Eine Standardhöhenauflösung konnte für dieses Experiment nicht gefunden werden. Die Auflösungen für  $A$  schwanken innerhalb der ABL, je Fall, zwischen 60 und 90m.

### 4.2.2 Oklahoma 2000

Im September/Oktober 2000 wurde auf dem Southern Great Plains (SGP) Messgelände des Atmospheric Radiation Measurement Program (ARM) im Bundesstaat Oklahoma (siehe Abb. A.2, Central Facility) eine *Water Vapor Intensive Observation Period* (WVIOP) durchgeführt, an welcher auch das MPI-DIAL teilgenommen hat. Die meteorologischen Bedingungen während des dreiwöchigen Experiments waren für die Beobachtung der ABL sehr gut, hohe solare Einstrahlung und nur geringe Bewölkung und Niederschlag. Da der Schwerpunkt dieser WVIOP jedoch unter anderem auf der Beobachtung des Übergangs der turbulenten ABL zur Restschicht lag, ist die Anzahl der Tagesmessungen begrenzt. Insgesamt konnten 12 Intervalle für die weitere Analyse ausgewählt werden. Diese wurden mit einer Standardhöhenauflösung von 60m unterhalb von 720m, 180m zwischen 720m und 2160m und 300m oberhalb von 2160m über Grund für  $A$  berechnet.

### 4.2.3 Lindenberg 2002/03

An diesem vom Deutschen Wetterdienst (DWD) sehr intensiv genutzten Standort des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg, kurz MOL („Lindenberger Säule“), wurden im Rahmen des Projekts EVA-GRIPS (Regional *Evaporation at Grid/Pixel Scale over Heterogeneous Land Surfaces*) im September 2002, im März und im Mai/Juni 2003 (LITFASS 03 (*Lindenberg Inhomogeneous Terrain - Fluxes between Atmosphere and Surface: a Long-term Study*)) Messungen durchgeführt. Charakterisiert durch den heterogenen Untergrund mit einer Vielzahl von Oberflächentypen (Seen, Wälder, Felder, Städte, unterschiedliche Orographie) bietet dieser Standort die Möglichkeit zur Beobachtung ausgeprägter Tagesgänge der ABL. Die meteorologischen Bedingungen während der Messkampagnen waren dafür sehr gut geeignet. Aus dem ersten Teil (September 2002) konnten drei Tage mit insgesamt 13 jeweils einstündigen Zeitintervallen untersucht werden, die den Forderungen nach Konvektion und fehlender Bewölkung entsprechen. Darüber hinaus konnte für alle drei Tage der Aufbau und die Entwicklung der ABL über den Tag hinweg beobachtet werden. Besonders ergiebig waren die Messungen im Mai/Juni 2003. Während der vier Wochen dauernden Kampagne konnten aufgrund der sehr guten Wetterbedingungen zahlreiche Tagesgänge ohne Grenzschichtbewölkung beobachtet werden. Die standardmäßig verwendete Höhenauflösung für  $A$  liegt bei 90m bis 900m, 180m unterhalb und 300m oberhalb von 1800m Höhe über Grund.

Da dieser Standort Teil des regulären Radiosondennetzes des DWD ist, standen tägliche Radiosondenaufstiege zum Vergleich zur Verfügung, welche an einigen Tagen durch zusätzliche Aufstiege zu den Zwischenterminen ergänzt wurden.

## 4.3 Vergleiche

### 4.3.1 Mittelwerte der ABL-Höhe

Für alle in Abschnitt 4.2 aufgeführten Zeitintervalle der unterschiedlichen Messkampagnen wurden die mittleren Werte der ABL-Höhe mittels Varianzmethode für die Daten von  $A$  und  $S$  bestimmt. Zum Vergleich wurden die mit der Gradientenmethode gewonnenen Zeitreihen der inst. ABL-Höhe über die vorgegebenen Zeitabschnitte gemittelt.

In Abb. 4.1 sind nun alle Vergleiche dieser ABL-Höhen gegeneinander aufgetragen dargestellt. Die beiden oberen Plots zeigen den Vergleich der beiden Methoden für jeweils eine Größe,  $A$  (links) und  $S$  (rechts). Dagegen zeigt der untere Teil der Abbildung den Vergleich der beiden Größen  $A$  und  $S$  für jeweils eine Methode (links Varianzanalyse, rechts Gradientenmethode). Insgesamt konnten die Ergebnisse von 83 Intervallen herangezogen werden. Aus Abb. 4.1 wird ersichtlich, wie gut die verschiedenen Methoden für beide Größen übereinstimmen. Dies wird auch

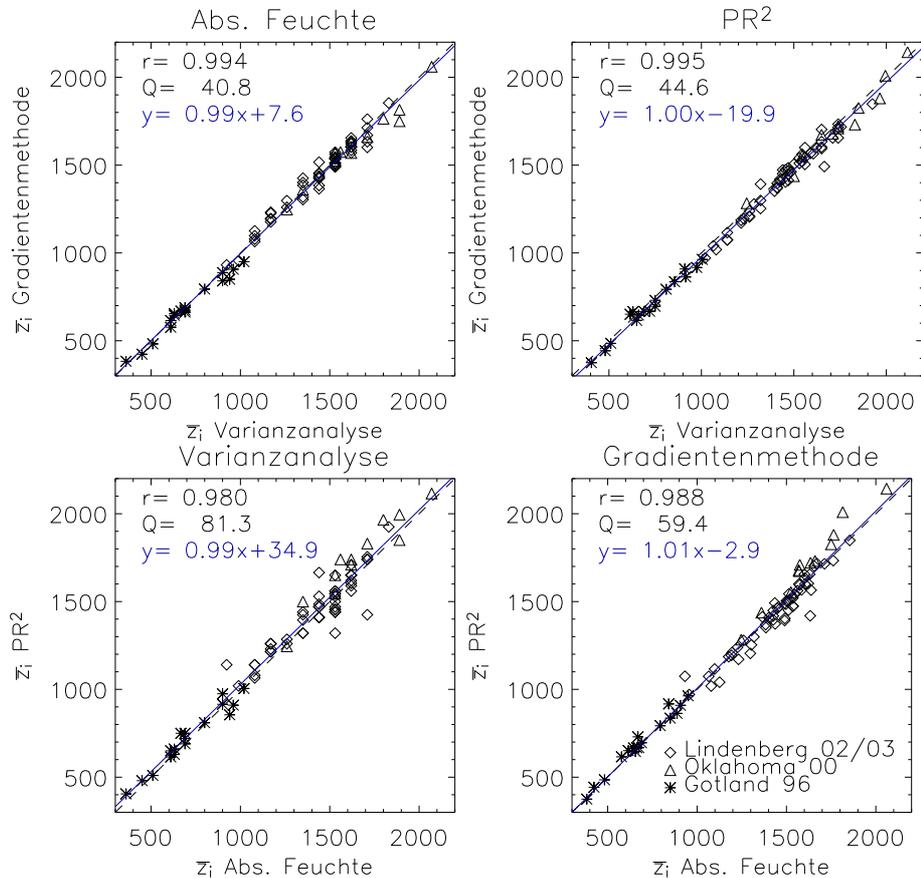


Abbildung 4.1: Vergleiche der mittels der Varianzanalyse und Gradientenmethode für  $A$  und  $S$  berechneten ABL-Höhen. Oben: Vergleich der Methoden für  $A$  (links) und  $S$  (rechts). Unten: Vergleich der Größen  $A$  und  $S$  für die Varianzanalyse (links) und die Gradientenmethode (rechts). Die Symbole stehen für die unterschiedlichen Messkampagnen. Der jeweils angegebene Korrelationskoeffizient  $r$ , die mittlere quadratische Abweichung  $Q$  und die Werte für die Ausgleichsgerade  $y = ax + b$  wurden je aus 83 Werten berechnet.

durch die Korrelationskoeffizienten  $r$  (für jeden Plot in Abb. 4.1 angegeben) belegt. Die Werte bewegen sich zwischen 0.98 und 0.995, berechnet aus je 83 Wertepaaren. Des weiteren ist zu jedem Vergleich die mittlere quadratische Abweichung  $Q$  angegeben. Diese schwankt zwischen 40.8m und 81.3m, wobei der maximale Wert für den Vergleich der Varianz-Analyse von  $A$  und  $S$  ermittelt wurde. Hierbei kommt die unterschiedliche Höhenauflösung der beiden Größen am stärksten zum Tragen. So erscheint es folgerichtig, dass  $Q$  für diesen Vergleich das Maximum erreicht. Im Vergleich dazu liegen die anderen Werte für  $Q$  deutlich niedriger. Ebenfalls in Abb. 4.1 angegeben wurden die Koeffizienten für die Ausgleichsgerade  $y = ax + b$

je Vergleich. Die Werte für  $a$  liegen zwischen 0,99 und 1,01, die für  $b$  zwischen -19,9m und 34,9m.

Somit liegen die Vergleiche der beiden Methoden für beide Größen und drei verschiedene Standorte vor. Sowohl die Korrelationskoeffizienten, als auch die Werte der mittleren quadratischen Abweichung zeigen die sehr gute Übereinstimmung. Die Koeffizienten der Ausgleichsgeraden bestätigen dieses Ergebnis. Aufgrund dieser Ergebnisse kann davon ausgegangen werden, dass zur Bestimmung der mittleren Höhe der ABL beide Methoden, Varianz- und Gradientenmethode, angewandt auf beide Größen,  $A$  und  $S$ , geeignet sind.

### 4.3.2 Vergleich mit Radiosondenprofilen

Für viele Betrachtungen, bei denen die reale Höhe der atmosphärischen Grenzschicht eine Rolle spielt, werden Radiosonden herangezogen, da sie zu den wenigen Instrumenten gehören, die routinemäßig und in situ Daten liefern können. Als Eingangsdatensatz von Wettervorhersagemodellen werden sie sowohl als ein zeitliches als auch räumliches Mittel der Atmosphäre verwendet. Die hohe zeitliche Variabilität der Atmosphäre und mit ihr der Höhe der ABL können von Radiosonden nicht erfasst werden. Jahrelange und weltweite Erfahrungen und sehr gute Datenkontrolle machen sie trotzdem zu einem wichtigen Instrument der ABL-Forschung. Jedes System, das die Atmosphäre oberhalb des Bodens beobachtet, sollte und wird mit den Ergebnissen aus Radiosondenaufstiegen verglichen.

Während der Kampagne Lindenberg Mai 2003 konnte eine relativ große Anzahl an gemeinsamen Messzeiten von Radiosonden und DIAL gesammelt werden, da im Rahmen des Projekts EVA-GRIPS vom DWD etliche zusätzliche Sonden gestartet wurden. Insgesamt konnten 17 Radiosondenaufstiege mit den Daten des DIAL verglichen werden. Für beide Systeme wurde die Höhe der turbulenten ABL ermittelt. Aus den Zeitreihen der instantanen ABL-Höhe des DIAL (zeitliche Auflösung 10s) wurden nun jeweils ein 10 minütiges und ein einstündiges Mittel berechnet, wobei darauf geachtet wurde, den Start der Radiosonde etwa in der Mitte des Zeitintervalls zu erfassen. War dies nicht möglich, wurde der Zeitraum so nah wie möglich zum Start der Sonde gewählt.

Für die Bestimmung der ABL-Höhe aus den Radiosondenaufstiegen wurde die Temperatur als signifikante Größe gewählt. Wie bereits in Abschnitt 3.1 beschrieben, ist die Oberkante der turbulenten ABL (bei den gezeigten Beispielen handelt es sich um turbulente Bedingungen) in vielen Fällen mit einer Temperaturinversion und einer Abnahme der spezifischen Feuchte verbunden (siehe Stull (1988)). Aus Temperatur und Luftdruck lässt sich die virtuell-potenzielle Temperatur  $\theta_v$  ableiten,

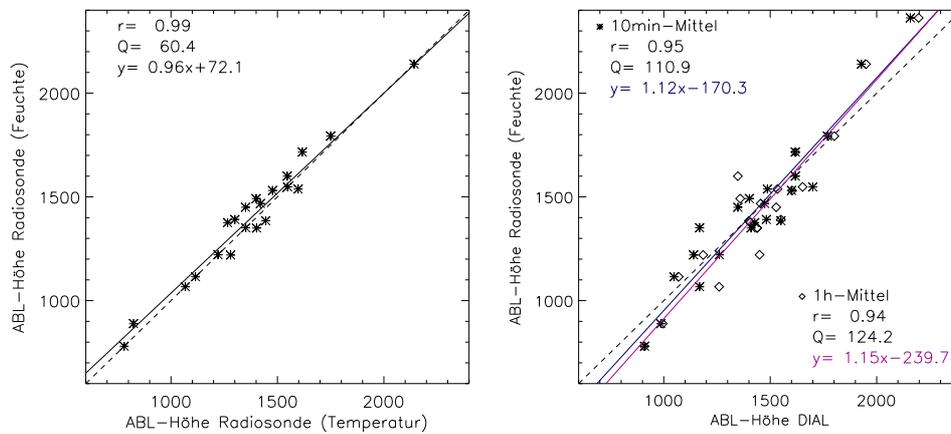


Abbildung 4.2: Vergleich der mittels Radiosonden- und DIAL-Daten ermittelten ABL-Höhen. Die Symbole stehen für die unterschiedlichen Mittelungsintervalle (Stern: 10 Minuten (10min), Karo: 1 Stunde (1h)). Die angegebenen Korrelationskoeffizienten  $r$  (oben links für 10min-Mittel, unten rechts für 1h-Mittel) wurden aus 22 Fällen berechnet.

deren Gradient ein Maß für die Stabilität der Atmosphäre ist:

$$\theta_v = T \left( 1 + 0,378 \frac{e}{p} \right) \left( \frac{p_0}{p} \right)^\kappa, \quad (4.1)$$

mit der Poisson-Konstante für trockene Luft  $\kappa = R/c_p = 0,286$ ,  $T$  der absoluten Temperatur,  $e$  dem Dampfdruck,  $p_0 = 1000\text{hPa}$  und  $p$  dem Luftdruck.

Nimmt diese Größe mit der Höhe zu, herrschen stabile Bedingungen. Bei konstantem Höhenprofil liegt eine neutrale, bei Abnahme mit der Höhe eine labile Schichtung vor. Ein Luftpaket kann lediglich unter labilen oder neutralen Bedingungen aufsteigen, und auch nur so lange, bis es auf eine stabile Schicht trifft. Eine Zunahme der virtuell-potentiellen Temperatur mit der Höhe bedeutet demnach einen Wechsel zu einer stabilen Luftschicht und kann somit zur Abschätzung der ABL-Höhen herangezogen werden. Daneben lässt sich die Höhe der ABL auch nach dem gleichen Verfahren wie für die DIAL-Daten ermitteln, indem nach dem stärksten negativen Gradienten der Feuchte sucht. Theoretisch sollten die so bestimmten ABL-Höhen identisch sein. Abb. 4.2 (links) zeigt den Vergleich der aus der Feuchte und der Temperatur errechneten ABL-Höhen für die Radiosondenaufstiege, die im nächsten Schritt mit den Daten des DIAL verglichen werden. Der Korrelationskoeffizient  $r$  ist ebenso wie die mittlere quadratische Abweichung  $Q$  und die Regressionsgerade  $y = ax + b$  in der Abbildung angegeben. Die Werte dieser Koeffizienten zeigen, dass die beiden Methoden für die Radiosonde keine identischen

Ergebnisse liefern, aber eine hohe Übereinstimmung. Für die weiteren Vergleiche mit den DIAL-Daten wurden die Ergebnisse ausgewählt, die aus den Feuchteprofilen ermittelt wurden.

Abb. 4.2 (rechts) zeigt den Vergleich der ermittelten ABL-Höhen der Radiosonde mit denen des DIAL, wobei die 10min-Mittel durch Sterne, die 1h-Mittel durch Karos gekennzeichnet sind. Die Korrelationskoeffizienten (oben links und unten rechts angegeben) liegen im Bereich  $>0.96$ , für die 10min-Mittel etwas höher als für die Mittelwerte über eine Stunde. Die mittlere quadratische Abweichung  $Q$  liegt für beide Vergleiche mit ca. 120m in der Größenordnung der Höhenauflösung der  $A$ -Daten des DIAL in diesen Höhenbereichen. Die errechneten Koeffizienten der Ausgleichsgeraden deuten darauf hin, dass für sehr geringe ABL-Höhen das DIAL-System den Wert für  $\bar{z}_i$  im Vergleich zur Radiosonde überschätzt, während für sehr große ABL-Höhen der umgekehrte Fall gilt. Aufgrund der geringen Anzahl an gemeinsamen Messzeiten von DIAL und Radiosonde sollten diese Ergebnisse jedoch nicht verallgemeinert werden. Fälle mit sehr niedriger ( $<500\text{m}$ ) oder sehr hoher ( $<2500\text{m}$ ) ABL liegen nicht vor, so dass die errechneten Koeffizienten der Vergleichsgerade nicht für diese Fälle überprüft werden können.

## 4.4 Tagesgang der ABL

Die Beobachtung der zeitlichen Entwicklung der ABL über den Tag hinweg stellt gerade unter konvektiven Bedingungen aufgrund der hohen zeitlichen Variabilität der ABL hohe Anforderungen an das Messsystem. Wie gut Fernerkundungsverfahren wie das MPI-DIAL-System für diese Beobachtungen geeignet sind, zeigen die nachfolgenden Messungen. Um zu verdeutlichen, welchen Einfluss der Untergrund und die Wetterbedingungen haben und wie sich dies in der Entwicklung der ABL äußert, wurde aus jeder Messkampagne je ein Beispiel ausgewählt.

In Abschnitt 3.3 wurde die Methodik der ABL-Bestimmung an einem Ausschnitt aus einer Messung unter marinen Bedingungen erläutert. Wie bereits erwähnt, zeichnet sich die ABL in solchen Fällen durch nur sehr geringe Abhängigkeit von der Tageszeit aus. Ein Beispiel für eine solche marine ABL ist in Abb. 4.3 dargestellt, für den 13.09.1996. Es handelt sich bei dieser Messung um ein Beispiel der Gotland 1996 Kampagne. Während der Nacht herrschte eine dichte Wolkendecke vor, die sich erst in den frühen Morgenstunden auflöste. Die turbulente ABL, die sich ab etwa 04:30 UT bildet, umfasst einen Höhenbereich von 550 bis 850m, wobei sie keinen Tagesgang zeigt.

Gegen Mittag zeigt sich in der Darstellung von  $dS/dR$  (Abb. 4.3 oben) eine zweite Schichtgrenze oberhalb der ABL in etwa 1000m Höhe, welche ebenfalls turbulente Merkmale aufweist und mit einem Anstieg der absoluten Feuchte verbunden ist. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um eine über dem Festland ge-

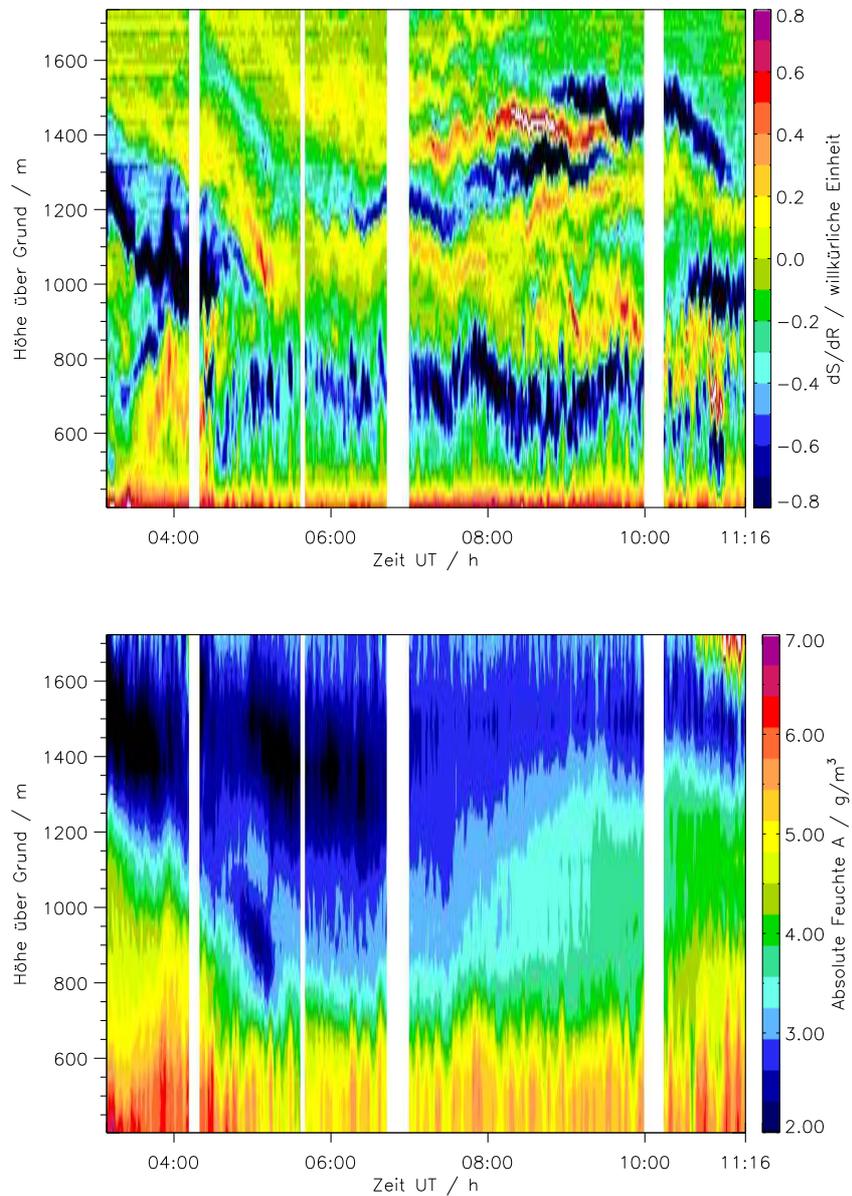


Abbildung 4.3: Zeit-Höhen-Schnitt von  $dS/dR$  (oben) und  $A$  (unten) mit einer zeitlichen Glättung von 2 Minuten für den 13.09.1996, Messstandort: Gotland.

bildete ABL, die über die Ostsee advehiert wurde. Da es sich bei der Ostsee um eine relativ kleine Wasserfläche handelt, können Merkmale einer solchen Schicht beim Transport erhalten bleiben. Die marine ABL bildet sich dann unterhalb dieser Festlands-ABL. Derartige turbulente Doppelschichtungen über Gewässern wie der

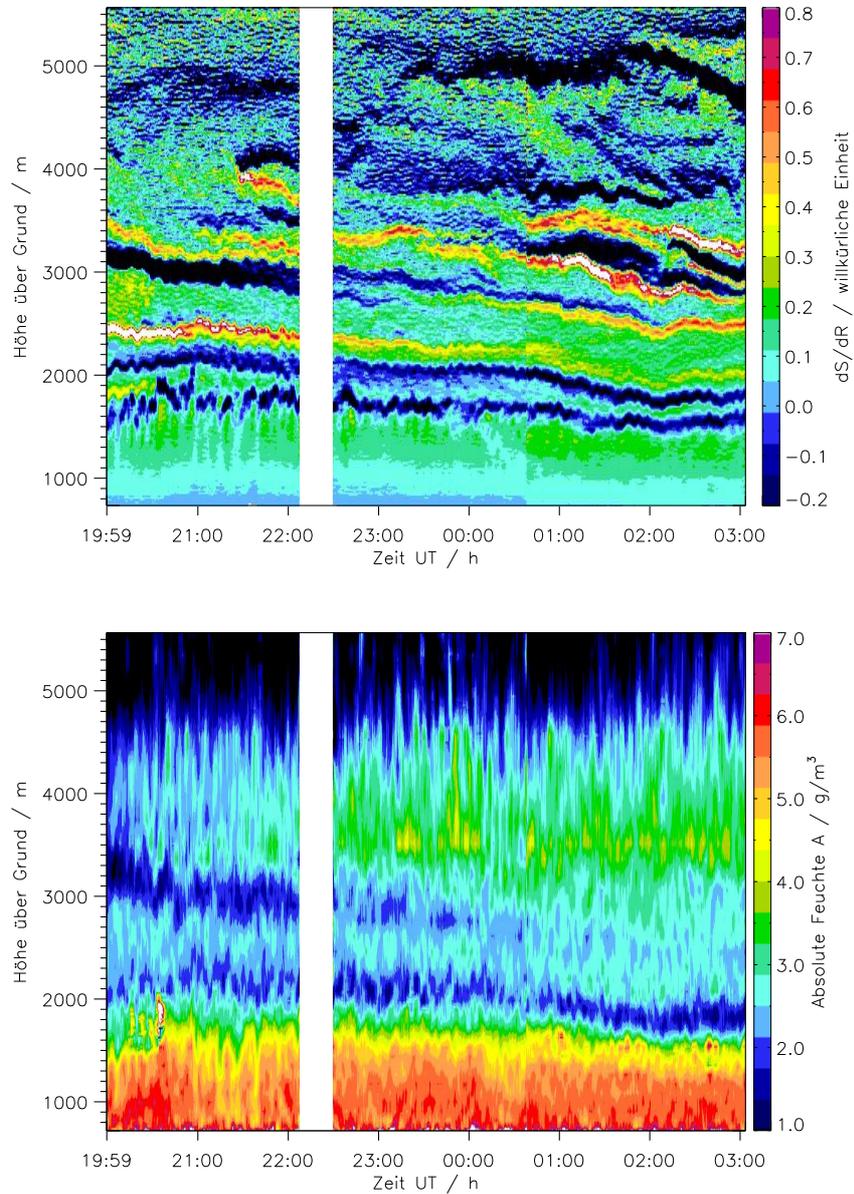


Abbildung 4.4: Zeit-Höhen-Schnitt von  $dS/dR$  (oben) und  $A$  (unten) mit einer zeitlichen Glättung von 3 Minuten für den 29.09.2000, Messstandort: Oklahoma. Die Zeitdifferenz zu UT beträgt -5 Stunden (12:00 UT entspricht 07:00 Uhr Ortszeit).

Ostsee sind relativ häufig beobachtbar, siehe hierzu auch Hennemuth et al. (2003) und Sempreviva and Gryning (2000). Weitere Beobachtungen an diesem Tag wurden durch den Aufzug tiefer Wolken verhindert.

Einen sehr viel komplizierteren Fall zeigt Abb. 4.4. Diese Messung stammt aus der Oklahoma-Kampagne 2000 und wurde am Nachmittag des 29.09.2000 aufgenommen (15:00 bis 22:00 Uhr Ortszeit) und von 700 bis 5500m dargestellt. Der Tag war gekennzeichnet durch hohe Werte der solaren Einstrahlung und der Temperatur. Dabei wehte der Wind schwach aus südlicher Richtung. Man erkennt in Abb. 4.4, dass zu Beginn der Messung (Nachmittag) noch starke Konvektion vorherrscht, welche im Verlauf des späten Nachmittags immer mehr abklingt. Die turbulente ABL, erkennbar in ca. 1700m Höhe, verbindet sich dabei nach einem leichten Absinken mit einer zweiten Schicht zu einer stabilen Restschicht. Oberhalb der konvektiven ABL zeigt die Darstellung von  $dS/dR$  mehrere deutliche Schichtgrenzen, erkennbar an den Bändern mit negativen Werten.

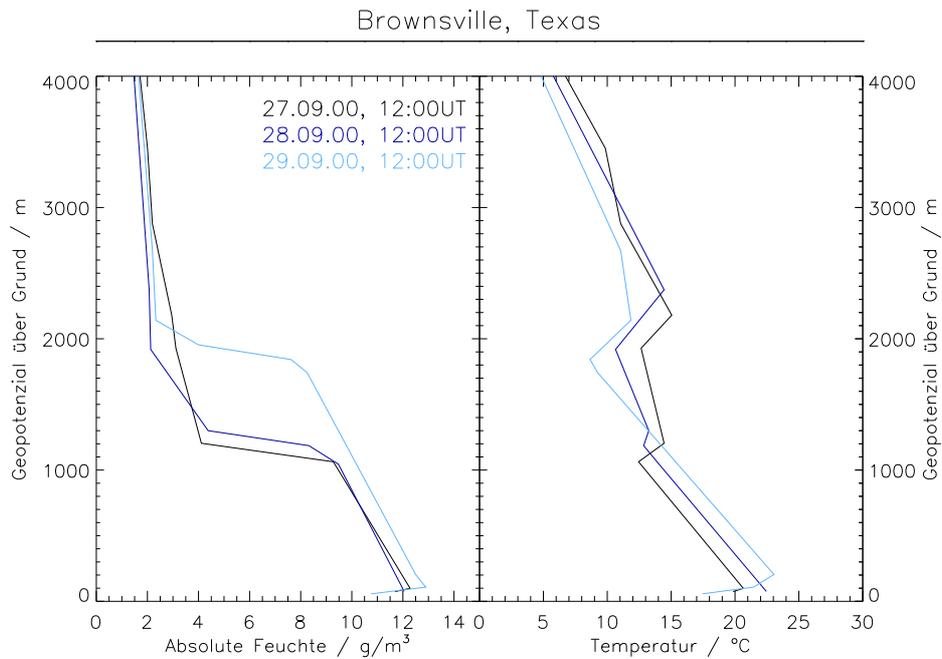


Abbildung 4.5: Profile der absoluten Feuchte und der Temperatur aus den Radiosondenaufstiegen von 27. bis 29.09.2000, 12UT über Brownsville, Texas.

Aufgrund der Lage der Messstation und der Wetterbedingungen (siehe Experimentbeschreibung Oklahoma 2000) kann man davon ausgehen, dass es sich hierbei um die Restschichten der Vortage handelt, welche über einem Bereich südlich des Standortes, z.B. Texas, gebildet worden sind. Abb. 4.5 zeigt die Höhenprofile von absoluter Feuchte und Temperatur vom 27. bis 29.09.2000. Deutlich ist die Höhe der ABL an der Temperaturinversion und der Abnahme der Feuchte zu erkennen. An den beiden ersten Tagen zeigt sich neben der ABL auch noch eine zweite Tem-

peraturinversion in etwa 2000m, was auf eine stabile Schichtung oberhalb der ABL hindeutet. Die (fehlende) Orographie des mittleren Westens erschwert die Durchmischung aufgrund mechanischer Turbulenz, so dass hauptsächlich die Konvektion für die Mischungsprozesse verantwortlich ist. Erreicht diese nicht die Höhe des Vortages und kann diese auflösen, schiebt sich eine Restschicht unter die des Vortages und es entsteht in der Darstellung von  $dS/dR$  ein Bild, das sich am ehesten als "Blätterteig" beschreiben lässt. Diese Art der Schichtung konnte sehr häufig während der Messkampagne beobachtet werden. Sie ist typisch für die vorliegenden Bedingungen geringer Orographie und starker Einstrahlung.

Zum Abschluss soll hier noch ein Beispiel vorgestellt werden, welches sich ebenfalls durch eine relativ komplizierte Schichtung, aber auch einen ausgeprägten Tagesgang der ABL auszeichnet. Diese Messung stammt aus LITFASS 2003 und wurde am 30. Mai 2003 beobachtet. Abb. 4.6 zeigt den Zeit-Höhen-Schnitt von  $A$  (unten, mit dem Ergebnis der Gradientenmethode (schwarze Linie) und der Radiosondenaufstiege (rote Punkte)) und von  $dS/dR$  (oben). In dieser Messung zeigen sich viele meteorologische Effekte. In den frühen Morgenstunden, zu Beginn der Messung, ist die Restschicht des Vortages in etwa 1250m sichtbar. Der Gradient von  $S$  zeigt in dieser Höhe ein stark negatives Band ohne Variabilität. Darunter lassen sich horizontale Strukturen erkennen, was auf eine stabile Schichtung hindeutet. Darüber sind mehrere andere Schichtgrenzen sichtbar, die zu Beginn der Messung ebenfalls eine geringe zeitliche Variabilität aufweisen.

Der tatsächliche Start der Konvektion lässt sich aus den vorliegenden Daten nicht ermitteln. Allerdings weisen sowohl die Feuchte als auch das Rückstreusignal nach 08:30 UT deutliche turbulente Merkmale auf. Erkennbar wird dies unter anderem an der Verbreiterung des Bereichs mit negativen Gradienten in der Darstellung von  $dS/dR$  und dem nun einsetzenden Ansteigen der ABL. Diese ABL erreicht schnell die Restschicht des Vortages und durchbricht diese. Auch andere, höher gelegene Schichtgrenzen werden im Laufe des Tages erreicht und aufgelöst. Gegen 13 UT kommt es vorübergehend zu einem kurzen Stillstand, der das Wachstum allerdings nicht lange aufhält. Erst am späten Nachmittag, gegen 16UT stagniert dieses Wachstum in einer Höhe von rund 2300m. Eine derartige Entwicklung liefert einen wichtigen Hinweis auf die Stabilität der Atmosphäre. Wie kraftvoll und ungebrems die Konvektion sich ausbreiten kann, zeigt auch ein Blick auf die Schichtgrenzen oberhalb der ABL in der Darstellung von  $dS/dR$ . Nach dem Einsetzen der Konvektion ist eine deutliche Zunahme der Variabilität erkennbar. Einzelne Strukturen der ABL-Oberkante lassen sich selbst in 2700m wiederfinden (z.B. von 14 bis 15UT). In diesem Fall kann man im Verlauf des Tages eine eindeutige Labilisierung der Atmosphäre erkennen. Diese wurde durch die starke Heizung, aufgrund der hohen solaren Einstrahlung, in Verbindung mit einer Abschwächung des ausgeprägten Hochdruckgebiets der Vortage über Nordeuropa ausgelöst.

Die im unteren Teil von Abb. 4.6 dargestellte Obergrenze der ABL wurde mit

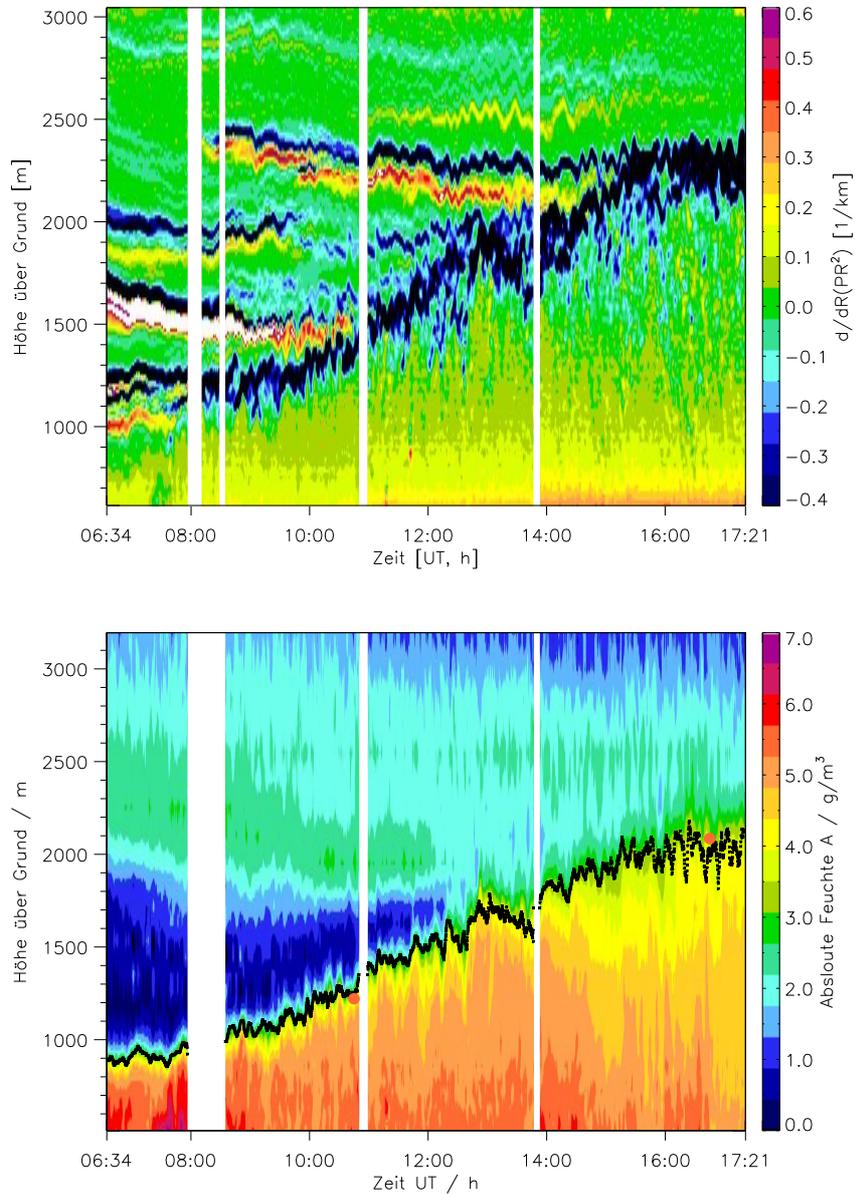


Abbildung 4.6: Zeit-Höhen-Schnitt von  $dS/dR$  (oben) und  $A$  (unten) mit einer zeitlichen Glättung von drei Minuten für den 30.05.2003, Messstandort: Lindenberg. Die Linie im unteren Bild markiert die mittels Gradientenmethode berechnete Oberkante der ABL. Die Analyse der Radiosondenaufstiege wird durch die roten Kreise gekennzeichnet.

Hilfe der Gradientenmethode mit einer zeitlichen Auflösung von 10s berechnet und einer Glättung von drei Minuten dargestellt. Diese Darstellung zeigt noch einmal sehr deutlich die Einsatzmöglichkeiten der DIAL-Technik für die Beobachtung der ABL-Entwicklung mit der Zeit und über einen großen Höhenbereich. Sowohl klein- als auch großskalige Prozesse an der Oberkante der ABL können erfasst und mittels Gradientenmethode bestimmt werden. Die beiden roten Punkte markieren die ABL-Höhe, berechnet aus den Radiosondenaufstiegen und zeigen eine sehr gute Übereinstimmung mit der Analyse der DIAL-Daten. Bei der Betrachtung dieser beiden einzelnen Punkte wird klar, wie repräsentativ ein Radiosondenaufstieg tatsächlich sein kann. Für die Charakterisierung der ABL liefert die Sonde nur innerhalb eines sehr kleinen Zeitfensters realistische Werte. Die berechneten ABL-Höhen aus der virtuell potentiellen Temperatur stimmen sehr gut mit den Werten überein, die mittels Gradientenmethode aus den Feuchtedaten des DIAL-Systems gewonnen wurden. Betrachtet man allerdings den zeitlichen Verlauf der ABL ein oder zwei Stunden vor und nach dem Radiosondenstart, so können Abweichungen von mehreren Hundert Metern auftreten. Radiosonden sollen im Falle einer häufigen Sondierung für 6 Stunden, meist aber sogar für 12 Stunden repräsentativ sein. Bezieht man nun noch die Zeitverschiebung in diese Überlegungen mit ein, zeigt sich schnell, dass diese Vorgehensweise zur Charakterisierung der ABL-Höhe nicht ausreichend ist, z.B. wenn die Sondierung durch die Zeitverschiebung nur auf die frühen Morgen- und Abendstunden fällt (z.B. 8 und 20 Uhr).

## 4.5 Die ABL über Hamburg

Das MPI-DIAL-System kam in den letzten Jahren vor allem während verschiedener Messkampagnen zum Einsatz. Aufgrund des Umfangs dieser Messungen und der unterschiedlichen Standorte ist eine klimatologische Betrachtung mit diesen Daten nicht möglich. Hierfür sind routinemäßig durchgeführte Messungen notwendig. Im Rahmen der Projekte „Deutsches Lidarnetz“ und „European Aerosol Research Lidar Network“ (EARLINET) wurden in den vergangenen Jahren u.a. in Hamburg Routinemessungen mit einem Aerosollidar durchgeführt (siehe hierzu u.a. Matthias et al. (2002) und Matthias et al. (2003)). Beide Projekte hatten das Ziel, erst auf deutscher, dann auf europäischer Basis, regelmäßige Messungen mit Lidarsystemen an unterschiedlichen Standorten zu festen Zeiten durchzuführen, um eine Klimatologie der Vertikalverteilung des Aerosols zu erstellen. Die Messungen finden an zwei Tagen der Woche (dienstags und donnerstags) statt. Im Gegensatz zu den bisher in dieser Arbeit vorgestellten Messungen werden bei diesen Projekten Fälle mit Wolkenbedeckung nicht aussortiert. Lediglich Niederschlag verhindert, dass eine Messung zum Standardtermin stattfindet. Die gewonnenen Profile des Rückstreusignals werden unter anderem zur Bestimmung der ABL-Höhe mit der

Gradientenmethode genutzt. So entstand eine Zeitserie der ABL-Höhe über mehrere Jahre, mit etwa zwei Werten pro Woche.

Abb. 4.7 zeigt den Jahresgang der ABL-Höhe für die Jahre 1998 bis 2002 (Symbole) und den Verlauf der ABL-Höhe mit einem gleitenden zeitlichen Mittel von 60 Tagen (Linien). In allen Jahresgängen ist zum einen die hohe Variabilität der Daten, zum anderen die Abhängigkeit der ABL-Höhe vom Sonnenstand erkennbar. So zeigen die fünf geglätteten Kurven einen ähnlichen Verlauf, mit einem Minimum im Winter- und einem Maximum im Sommerhalbjahr. Das Jahr 1999 zeichnet sich im Vergleich zu den anderen Jahren durch besonders hohe Werte der ABL aus, das Jahr 2001 durch ein lokales Minimum im Juni. Abgesehen von diesen Besonderheiten ist die Übereinstimmung der Jahresgänge sehr hoch. Der Mittelungszeitraum von 60 Tagen ist relativ hoch gewählt, um eben diese jahreszeitliche Variabilität sichtbar zu machen. Die Einzelwerte folgen diesem Verlauf und streuen um die gemittelten Zeitreihen.

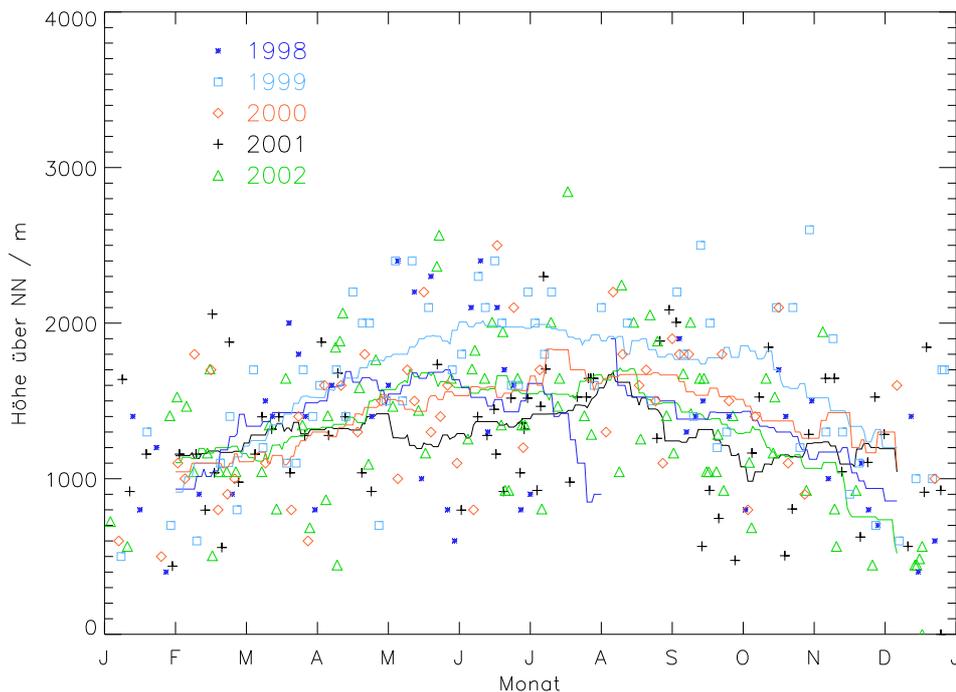


Abbildung 4.7: Jahresgang der ABL-Höhe in Hamburg in den Jahren 1998 bis 2002 (Symbole). Zusätzlich dargestellt ist jeweils ein gleitendes Mittel über 60 Tage (Linien).

Dieses Beispiel zeigt die Nutzungsmöglichkeiten der Lidartechnik für die dau-

erthafte Beobachtung der ABL (nähere Informationen finden sich u.a. bei Bösenberg et al. (2003)). Die Entwicklung der Lidar-Technik geht seit einigen Jahren hin zu immer stabileren Systemen, die auch für den Dauerbetrieb geeignet sind. Tages- und Jahrgänge der ABL-Höhe ergeben sich als ein Produkt der permanenten Beobachtung der Aerosolverteilung. Das Projekt EARLINET hat für die Einführung gleicher Auswerteverfahren, Standards und Qualitätskontrollen für Lidarsysteme innerhalb Europas einen wichtigen Beitrag geleistet. Für die Untersuchung des unterschiedlichen Verhaltens der ABL an den verschiedenen Stationen steht somit ein sehr großer Datensatz zur Verfügung. Beispiele für die Verwendung dieser Daten finden sich unter anderem bei Matthias and Bösenberg (2002).

# Kapitel 5

## Verteilungsfunktionen und Entrainmentzone

### 5.1 Einleitung

In Abschnitt 3.4 wurden die Möglichkeiten der ABL-Charakterisierung mit Hilfe von Verteilungsfunktionen von  $A$  und  $S$  bereits erläutert. Es stellt sich die Frage, ob für die Charakterisierung der Atmosphäre jeweils eine der beiden Größen,  $A$  und  $S$ , ausreichend ist, beide also äquivalente Informationen liefern. Treten auch Fälle von Schichtungen auf, die nur durch die Kombination beider Größen charakterisiert werden können? Lassen sich aus den beobachteten Verteilungsfunktionen von  $A$  und  $S$  Merkmale ableiten, die für die konvektive ABL allgemein gültig sind?

In diesem Kapitel sollen die im Abschnitt 4.2 aufgeführten Messintervalle der verschiedenen Kampagnen hinsichtlich dieser Fragen analysiert werden. Es wurden für jedes Messintervall die Verteilungsfunktionen in Abhängigkeit von der mit  $\bar{z}_i$  skalierten Höhe, das Varianzprofil und die Grenzen der Entrainmentzone berechnet. Wie in Abschnitt 4.4 gezeigt, stimmen die berechneten Werte der mittleren ABL-Höhe aus Varianz- und Gradientenmethode sehr gut überein. Da die Entrainmentzone in Abhängigkeit von der mittels Gradientenmethode bestimmten Zeitreihe der instantanen ABL-Höhe abgeschätzt wird, wird auch zur Skalierung der Höhe für die Verteilungsfunktionen auf den Mittelwert dieser Zeitreihe zurückgegriffen. Das Varianzprofil dient in diesem Fall als direktes Maß der Turbulenz, wobei vor allem der Absolutwert des Maximums eine Rolle spielt, da er ebenfalls eine Abschätzung der mittleren ABL-Höhe liefert. Aufgrund dieser Daten wurden die verschiedenen Intervalle miteinander verglichen und zwar zuerst in Abhängigkeit vom Messstandort.

Im Zusammenhang mit den Verteilungsfunktionen steht natürlich die Entrainmentzone, als Bereich des Austausches zwischen ABL und freier Troposphäre. Ab-

schnitt 5.5 befasst sich mit der Berechnung der Entrainmentzone und der Lage der mittleren ABL-Höhe innerhalb dieses Bereichs. Auch soll auf die Frage eingegangen werden, ob sich direkte Zusammenhänge zwischen Messstandort und Grenzfrequenz des Tiefpassfilters für die Bestimmung der Entrainmentzone ableiten lassen.

## 5.2 Gotland 1996 - Die marine ABL

Bei der ungestörten marinen ABL handelt es sich um einen relativ einfachen Typ, da es kaum zur Ausbildung eines Tagesganges kommt. Bestimmend für die ABL ist lediglich der Temperaturunterschied zwischen Wasser und Luft und die Windgeschwindigkeit. Die gezeigten Messungen stammen aus dem Ostseebereich. Da es sich bei der Ostsee um ein Binnenmeer mit nur relativ geringer Ausdehnung handelt, sind fast immer Einflüsse durch die umgebenden Landmassen messbar, die von der Windrichtung abhängig sind. Aus diesem Grund sind oberhalb der ABL fast immer weitere Schichtgrenzen beobachtbar, welche über dem Festland gebildet und dann über die Ostsee transportiert wurden. Die daraus resultierenden Doppelschichtungen wurden bereits in Abschnitt 4.4 angesprochen.

In Abb. 5.1 sind zwei Beispiele von Verteilungsfunktionen von  $A$  dargestellt, für den 13.09.1996, 07:00 bis 08:00 UT und den 16.09.1996, 15:08 bis 16:08 UT. Beide zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf, mit schmalen, durch ein ausgeprägtes Maximum charakterisierten Verteilungen innerhalb der ABL, welche zur ABL-Oberkante  $z/\bar{z}_i = 1$  hin in breitere Verteilungen mit verringertem Maximalwert übergehen. Oberhalb der ABL erscheint spiegelbildlich eine Verjüngung der Funktionen, das Maximum erhöht sich mit zunehmender Höhe und der Mittelwert von  $A$  nimmt mit der Höhe ab. Das Beispiel des 13.09.1996 zeigt einen Ausschnitt des Vormittags mit starker Durchmischung innerhalb der ABL und einer relativ geringen Differenz von etwa  $2 \text{ g/m}^3$  zwischen dem Feuchtegehalt inner- und oberhalb der ABL. Im Gegensatz dazu zeigt Abb. 5.1 (unten) für den 16.09.1996 einen relativ großen Unterschied von fast  $5 \text{ g/m}^3$  zwischen diesen beiden Bereichen, woraus der im Vergleich zum 13.09.1996 deutlich höhere Absolutbetrag der Varianz in der ABL-Höhe resultiert. Desweiteren zeigt sich ein Unterschied in der Verteilungsfunktion in der Höhe  $z/\bar{z}_i = 1$ . Für den 13.09.1996 (Vormittag) ist eine Verteilung mit zwei Maxima erkennbar, während die Verteilung in dieser Höhe für den 16.09.1996 (Nachmittag) lediglich eine sehr flache und breite Form aufweist. Auch beim Vergleich der Entrainmentzone zeigen sich Unterschiede zwischen beiden Messungen. Die Dicke der Entrainmentzone im Verhältnis zur Höhe der ABL ist im Fall der Vormittagsmessung deutlich größer als bei der Nachmittagsmessung. In beiden Fällen liegt die mittlere ABL-Höhe im mittleren Drittel der ermittelten Entrainmentzone.

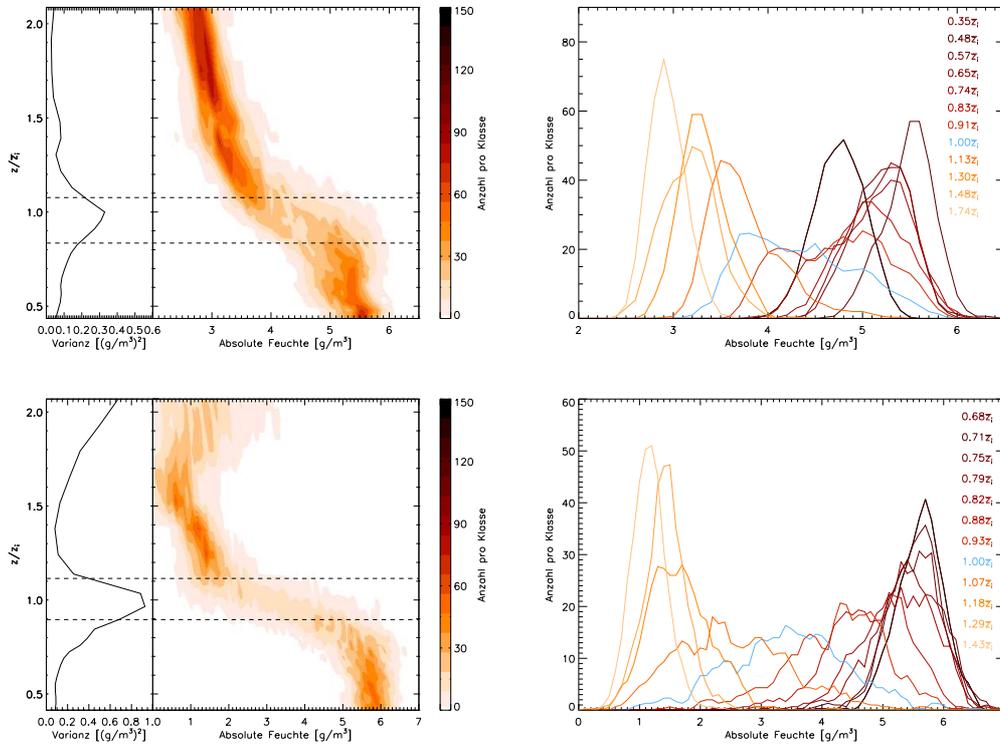


Abbildung 5.1: Varianzprofil (links) und Verteilungsfunktionen (rechts) von  $A$  für die mit  $\bar{z}_i$  skalierte Höhe, sowie mit den Grenzen der Entrainmentzone (links) für den 13.09.1996, 07:00-08:00 UT (oben) und den 16.09.1996, 15:08-16:08 UT (unten), Gotland. Rechts dargestellt sind die Verteilungen in ausgewählten Höhen. Die Breite der Klassen beträgt  $0.1 \text{ g/m}^3$ , zur Darstellung (rechts) wurde über drei Klassen gleitend gemittelt. Blau gekennzeichnet ist die Verteilungsfunktion in der Höhe  $z/\bar{z}_i = 1$ .

## 5.3 Oklahoma 2000

Charakteristisch für die Messungen in Oklahoma waren unter anderem die großen Höhen, die die ABL erreichte, ein Ergebnis der schwach ausgeprägten Orographie und der Wetterbedingungen (siehe Abschnitt 4.2). Die Werte der mittleren ABL-Höhe liegen für die bearbeiteten Zeitintervalle zwischen 1200 und 2200m. Abb. 5.2 zeigt zwei Beispiele für die  $A$ -Verteilung mit der skalierten Höhe  $z/\bar{z}_i$  an zwei aufeinander folgenden Tagen.

In beiden Beispielen zeigt sich eine sehr starke Abnahme der Feuchte von der ABL zur freien Troposphäre. Die Entrainmentzone umfasst in beiden Fällen eine skalierte Dicke von  $0.2\bar{z}_i$ . Dieses Verhältnis ist vor allem auf den großen Feuchte-

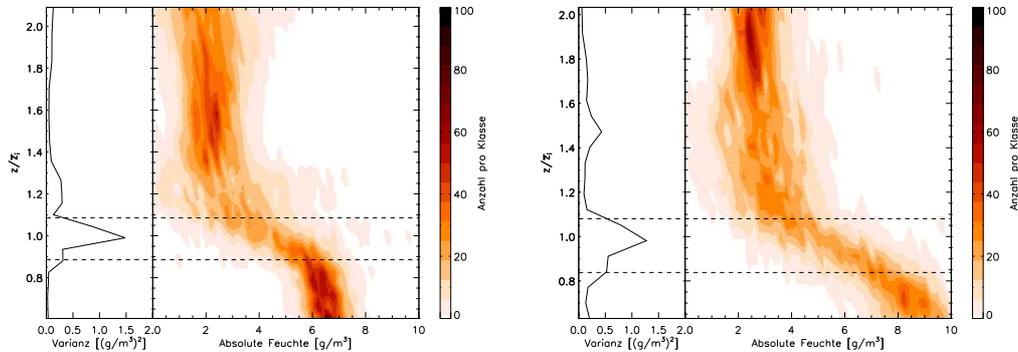


Abbildung 5.2: Varianzprofil und Verteilungsfunktionen von  $A$  mit der mit  $\bar{z}_i$  skalierten Höhe und den Grenzen der Entrainmentzone für den 02.10.2000, 22:20-23:20 UT (links) und den 03.10.2000, 18:25-19:25 UT (rechts), Oklahoma. Die Breite der Klassen beträgt  $0.2 \text{ g/m}^3$ .

unterschied zwischen den beiden Schichten, ABL und freie Troposphäre, zurückzuführen. Die Dicke der Entrainmentzone beträgt in absoluten Zahlen 327m bei  $\bar{z}_i = 1636\text{m}$  für den Fall links und 257m bei  $\bar{z}_i = 1284\text{m}$  für den rechten Fall.

Die Lage der mittleren ABL-Höhe innerhalb der Entrainmentzone entspricht ebenfalls in beiden Fällen dem mittleren Drittel. Das jeweils angegebene Profil der atmosphärischen Varianz gibt noch einmal einen Hinweis auf die gute Übereinstimmung der beiden Methoden zur Bestimmung der ABL-Höhe.

## 5.4 Lindenberg 2002/03

Die Verteilungsfunktionen der absoluten Feuchte für den Fall einer ausgeprägten Doppelschichtung über Land zeigt Abb. 5.3. Beide Fälle stammen vom Vormittag des 12.09.2002 und zeigen die in Abschnitt 5.2 beschriebenen typischen Merkmale einer konvektiven, turbulenten ABL, mit schmalen Verteilungen innerhalb der ABL und einer Verbreiterung in der Entrainmentzone, durch gestrichelte Linien gekennzeichnet. Der rechte Teil von Abb. 5.3 zeigt wiederum Verteilungsfunktionen in ausgewählten Höhen. In der Höhe  $z/\bar{z}_i = 1$  zeigt sich bei beiden Messintervallen eine sehr breite Verteilung mit zwei Maxima. Die mittlere ABL-Höhe liegt dabei im oberen Drittel der Entrainmentzone. Die Funktionen oberhalb der ABL, Abb. 5.3 rechts unten, zeigen das typische Verhalten mit einer Verjüngung und einer Zunahme des Maximalwertes. In beiden Fällen nimmt der mittlere Wert von  $A$  aufgrund der Doppelschichtung oberhalb der ABL wieder deutlich zu. Die berechneten Grenzen der Entrainmentzone scheinen eine realistische Abschätzung dieses Mischungsbereichs zu liefern.

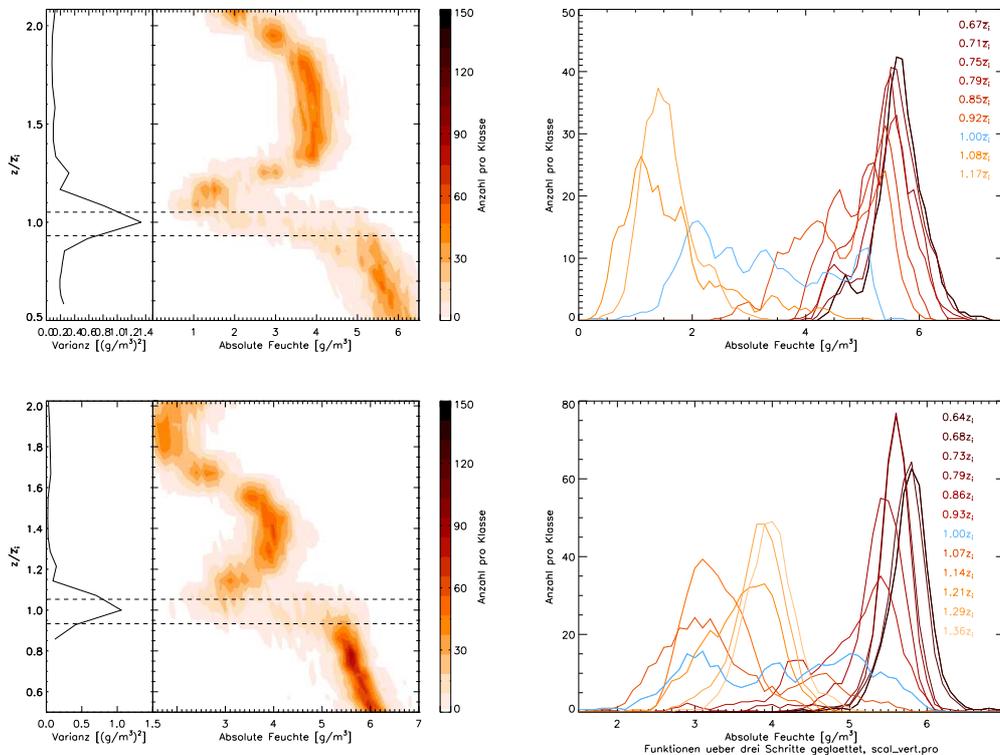


Abbildung 5.3: Varianzprofil und Verteilungsfunktionen von  $A$  mit der mit  $\bar{z}_i$  skalierten Höhe und den Grenzen der Entrainmentzone (links) und Verteilungsfunktionen in ausgewählten skalierten Höhen (rechts) für den 12.09.2002, 09:07-10:07 UT (oben) und 10:45-11:45 UT (unten), Lindenberg. Die Breite der Klassen beträgt  $0.1 \text{ g/m}^3$ , zur Darstellung (rechts) wurde über drei Klassen gleitend gemittelt. Blau gekennzeichnet ist die Verteilungsfunktion in der Höhe  $z/\bar{z}_i = 1$ .

Die in Abschnitt 4.4 vorgestellte Messung der Lindenberg-Kampagne 2003 soll an dieser Stelle noch einmal näher untersucht werden. Das Wachstum dieser ABL wurde lediglich durch das Ende des Tages, bzw. das Nachlassen der Einstrahlung, beendet. Während des Anwachsens wurden einige stabile Schichtgrenzen oberhalb der ABL von dieser erreicht und durchbrochen. Diesen Effekt kann man auch bei der Betrachtung der Verteilungsfunktionen von Feuchte und Rückstreusignal beobachten. Abb. 5.4 zeigt die Verteilungsfunktionen von  $A$  mit der Höhe über Grund zu verschiedenen Zeitpunkten. Die Funktionen wurden jeweils aus einem einstündigen Intervall berechnet. Zusätzlich dargestellt für jedes Intervall ist das Profil der atmosphärischen Varianz, um die Höhe der ABL zu markieren. Die gestrichelten Linien markieren die Grenzen der Entrainmentzone.

Aus dem zeitlichen Verlauf der Verteilungsfunktionen ist das Anwachsen der

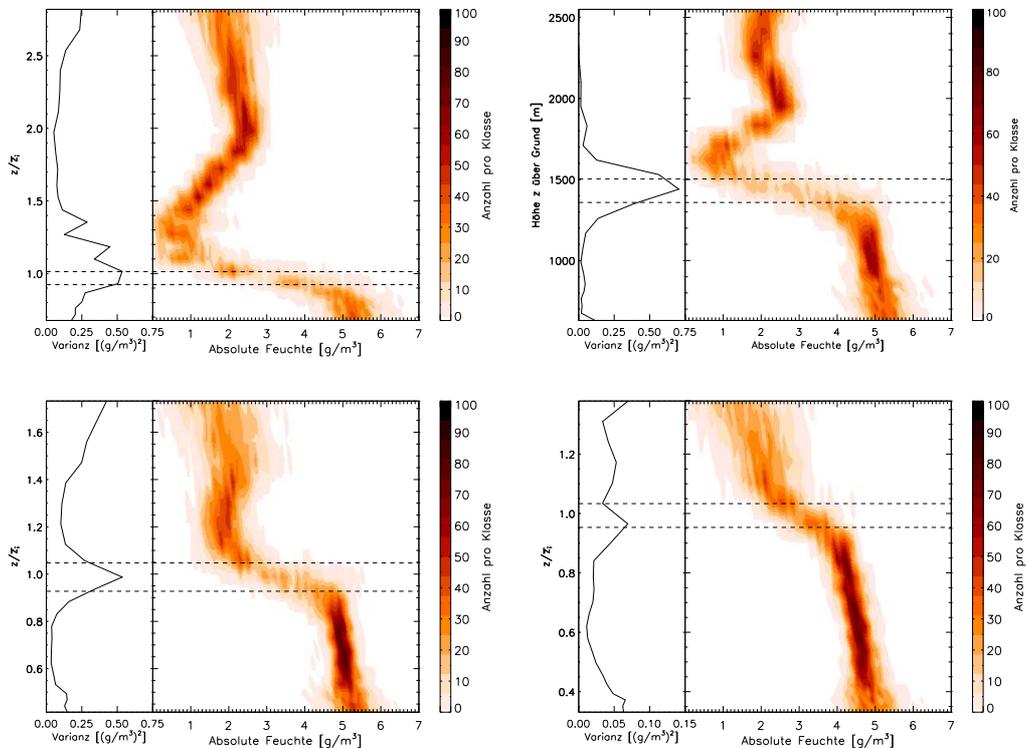


Abbildung 5.4: Varianzprofil und Verteilungsfunktionen von  $A$  mit der skalierten Höhe für den 30.05.2003, Lindenberg. Links oben 08:36-09:36 UT, rechts oben 11:00-12:00 UT, links unten 12:40-13:40 UT, rechts unten 16:20-17:20 UT. Die skalierten Grenzen der Entrainmentzone sind durch gestrichelte Linien gekennzeichnet. Darstellung jeweils von  $700\text{m}/\bar{z}_i$  bis  $3000\text{m}/\bar{z}_i$ .

ABL ersichtlich. Eine zweite Wasserdampfschicht oberhalb der ABL zeigt in der zweiten Abbildung (rechts oben, 11:00 bis 12:00 UT) ein leichtes Absinken. Von unten schiebt sich die ABL langsam nach oben, wodurch eine scharfe Grenze zwischen diesen beiden Schichten entsteht, in welcher die Feuchte auf durchschnittlich  $0,5\text{g}/\text{m}^3$  absinkt. Zwischen 12:40 und 13:40 UT (unten links) haben sich beide Schichten verbunden. Trotz der sehr geringen Feuchte zwischen den beiden Schichten, hat die Verbindung lediglich eine Verbreiterung des Entrainmentbereiches zur Folge. Die deutlich trockenere Luftmasse wurde in die ABL eingemischt. Am späten Nachmittag (16:20 - 17:20 UT) erkennt man diese Einmischung an den geringeren Werten der Feuchte im mittleren Profil. Die ABL ist nochmals um 300m angestiegen, während der Unterschied der Feuchte zwischen ABL und freier Troposphäre deutlich abgenommen hat. Am Varianzprofil erkennt man deutlich das Nachlassen der turbulenten Prozesse, die turbulente ABL entwickelt sich zu einer

stabilen Restschicht.

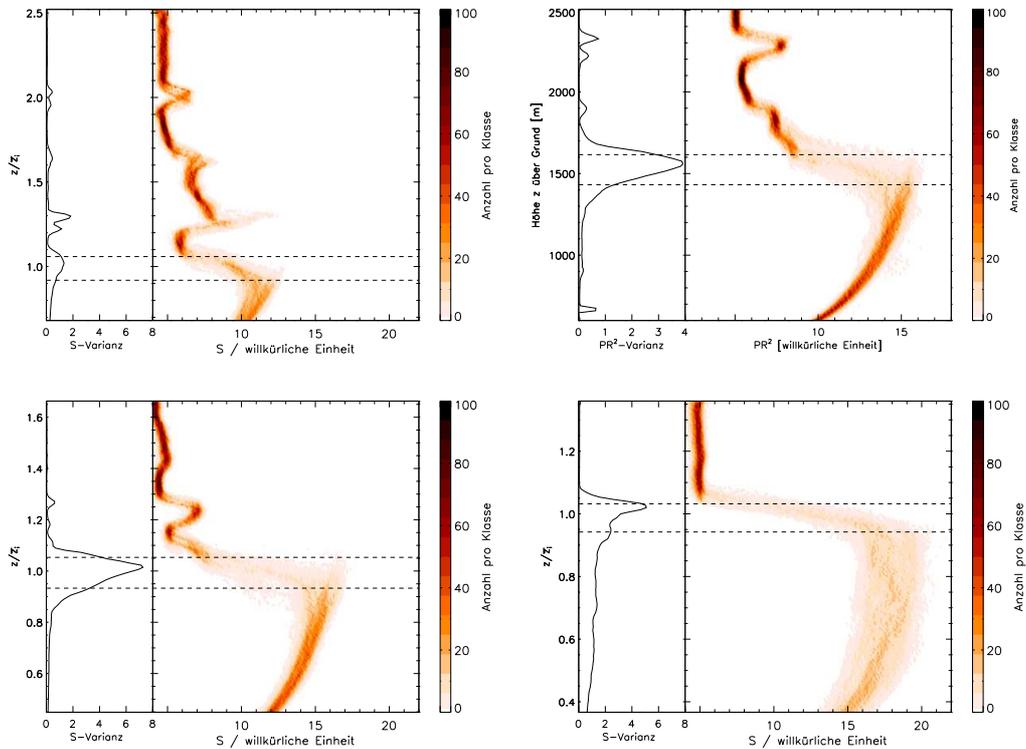


Abbildung 5.5: Varianzprofil und Verteilungsfunktionen von  $S$  als Funktion der skalierten Höhe  $z/\bar{z}_i$  für den 30.05.2003, Lindenberg. Zeitintervalle siehe Abb. 5.4. Die skalierten Grenzen der Entrainmentzone sind durch die gestrichelten Linien gekennzeichnet. Darstellung jeweils von  $800\text{m}/\bar{z}_i$  bis  $3000\text{m}/\bar{z}_i$ .

Betrachtet man die Verteilungsfunktionen von  $S$  für diesen Fall, dargestellt in Abb. 5.5 für die gleichen Zeitintervalle, werden diese Effekte noch deutlicher. Denn  $S$  zeigt noch einen sehr viel komplizierteren Aufbau der Atmosphäre (siehe auch Abb. 4.6 in Abschnitt 4.4). Bereits in der Darstellung der Verteilung von 11:00 bis 12:00 UT (oben rechts) ist das Durchbrechen der ersten stabilen Schichtgrenze erkennbar, 40 Minuten später wird die nächste erreicht und in der letzten Abbildung sind von den anfänglichen 5 Schichten nur noch zwei unterschiedliche zu erkennen. Die ABL erreicht in diesem Fall eine Höhe von rund 2200m, bevor sie sich in eine stabile Restschicht verwandelt.

Vergleicht man die mittleren ABL-Höhen von  $A$  und  $S$  miteinander (Tab. 5.1), so fällt auf, dass für die ersten beiden Intervalle die Höhe der ABL für  $S$  deutlich gegenüber  $A$  überschätzt wird. Ein Grund hierfür liegt sicherlich in den Schichten oberhalb der ABL, die anscheinend nur einen geringen Unterschied in der Feuchte,

dafür einen um so größeren Unterschied im Aerosolgehalt aufweisen, siehe Abb. 5.4 und 5.5. Solche Schichten können z.B. aus Restschichten von Vortagen entstehen. Die Wetterlage vor dem 30.05.2003 war vor allem durch ein ausgeprägtes Hoch gekennzeichnet. Die dadurch entstandene Stabilisierung der Atmosphäre führte zu einem Abbremsen der ABL-Entwicklung. Trotz hoher Einstrahlungen konnte die ABL am 25. bis 29.05.2003 die Restschicht des Vortages nicht durchbrechen, sondern lediglich ein klein wenig anheben. So konnte der stark horizontal geschichtete Aufbau, siehe Beginn der Messung (Abb. 5.5 links oben), entstehen.

Intervall UT, h	$\bar{z}_i(A)$ , m	$\bar{z}_i(S)$ , m
08 : 36 – 09 : 36	1064	1190
11 : 00 – 12 : 00	1448	1534
12 : 40 – 13 : 40	1732	1804
16 : 20 – 17 : 20	2176	2198

Tabelle 5.1: Mittlere ABL-Höhen  $\bar{z}_i$  für die in Abb. 5.4 und 5.5 dargestellten Intervalle, bestimmt mit der Gradientenmethode aus den Daten von  $A$  und  $S$ .

Das Frühjahr 2002 war eines der trockensten der letzten Jahrzehnte. Dies zeigte sich auch während der gesamten Messkampagne an den geringen Niederschlägen. Der Boden war zum größten Teil völlig ausgetrocknet. Aus diesem Grund ist in den Messungen eine deutliche Abnahme der Feuchte im Verlauf des Tages zu erkennen (siehe Abb. 4.6 in Abschnitt 4.4). Durch

die Advektion einer zweiten Feuchteschicht oberhalb der ABL wurden die Differenzen von  $A$  inner- und oberhalb der ABL so klein, dass der Eindruck einer Durchmischung in diesem Bereich entsteht. Im Gegensatz dazu bleiben die Aerosolschichten weiterhin deutlich erkennbar. Die Änderung der Wetterlage, mit dem Abzug des Hochs und somit der Chance für kräftige Vertikalbewegungen führten dann zu den gezeigten Messungen. Gegen Ende des Tages (letztes Intervall in Tab. 5.1) reduziert sich der Unterschied zwischen den berechneten ABL-Höhen der beiden Größen deutlich. Das Anwachsen der ABL wird zu diesem Zeitpunkt zwar aufgrund des Tagesgangs (später Nachmittag) gestoppt, aber oberhalb der ABL sind keine signifikanten Schichtgrenzen mehr zu erkennen die das Ergebnis der ABL-Bestimmung verfälschen können. Dementsprechend beträgt die Differenz der mittels Gradientenmethode bestimmten Mittelwerte nur noch 22m, eine sehr gute Übereinstimmung, zumal die Höhenauflösung von  $A$  in diesem Höhenbereich 240m beträgt.

## 5.5 Entrainmentzone

Da die Entrainmentzone, als Bereich des Austausches zwischen ABL und freier Troposphäre, über eine hohe Variabilität mit Tagesgang, Wetter und Jahreszeit verfügt, ist sie für in situ Messungen nur sehr schwer zugänglich. Ausführliche Messungen und Analysen dieses Bereiches sind demnach selten. Auch für Fernerkundungsverfahren ist die Bestimmung dieses Bereichs nicht trivial. Die von Flamant

et al. (1997) entwickelte Methode für Lidar-Messungen (siehe Abschnitt 3.5) liefert ein wichtiges Hilfsmittel, womit eine Analyse der ausgewählten Zeitintervalle hinsichtlich der Entrainmentzone und der Lage der ABL innerhalb dieses Bereichs möglich wird.

Im Falle einer symmetrischen Verteilung der normierten Höhe  $h$  (siehe Abschnitt 3.5) wäre die mittlere Höhe der ABL genau in der Mitte der Entrainmentzone zu finden. In den ausgewerteten Zeitintervallen sind symmetrische Verteilungen jedoch eher selten. Um eine Aussage treffen zu können, welcher Teil der Entrainmentzone noch zur ABL gehört, wurde die Entrainmentzone in verschiedene Kategorien unterteilt, nämlich unteres, mittleres und oberes Drittel und die Lage der mittleren ABL-Höhe bezüglich dieser Kategorien bestimmt. Zur Berechnung der Entrainmentgrenzen wurde die Grenzfrequenz für den Tiefpassfilter individuell für jeden Fall abgeschätzt. Hierfür wurde jeweils die mittlere Dicke der Entrainmentzone  $\overline{EZ}$  in Abhängigkeit der Grenzperiode bestimmt, und der Wert gewählt, ab welchem  $\overline{EZ}$  stabil mit zunehmender Frequenz bleibt. Dabei wurden sowohl die Daten  $A$  als auch  $S$  herangezogen. Die individuellen Grenzperioden der beiden Größen können dabei durchaus voneinander abweichen. Die bisherigen Betrachtungen in dieser Arbeit gehen davon aus, dass turbulente Durchmischungsprozesse beide Größen gleichermaßen beeinflussen. Auch advektive Vorgänge machen sich meist in beiden Größen bemerkbar. Aus diesem Grund wurde bei unterschiedlichen Grenzperioden, die mit dem höheren Wert ausgewählt, um alle turbulenten Mischungsprozesse in die Berechnung des Entrainments mit einzubeziehen. Aufgrund der bisher ausgewerteten Daten kann nicht eindeutig geschlossen werden, dass diese Art der Abschätzung realistische Werte der Grenzperiode liefert. In Ermangelung einer anderen Methode werden die Ergebnisse trotzdem für weitere Analysen verwandt. Um die Ergebnisse der verschiedenen Kampagnen und damit Messstandorte miteinander vergleichen zu können, wurde der mittlere Horizontalwind am Boden in die Überlegungen mit einbezogen. Die Höhe der ABL hängt neben der Unterlage und der Großwetterlage natürlich stark von dieser Größe ab. Desweiteren hat die Windgeschwindigkeit Einfluss auf die horizontale Ausdehnung der Turbulenzelemente, weshalb die Grenzperiode mit dem Mittelwert des Horizontalwinds für das entsprechende Messintervall normiert wurde. Abb. 5.6 zeigt die Verteilungen der normierten Grenzperiode für die drei vorgestellten Messstandorte.

Für die auf Gotland gemessenen Daten liegen die ermittelten Grenzperioden zwischen 8 und 16 Minuten, der mittlere Horizontalwind bei 9,1m/s. Abb. 5.6 oben zeigt die Verteilung der normierten Grenzperioden für alle analysierten Zeitintervalle. Der Schwerpunkt liegt klar bei sehr kleinen Werten der normierten Periode, das Maximum bei  $30s^2/m$ . Bestimmt man die Lage der mittleren ABL-Höhe in der jeweiligen Entrainmentzone, zeigt sich ein eindeutiges Ergebnis. In 100% der Fälle liegt diese im mittleren Drittel der bestimmten Entrainmentzone. Dies gilt sowohl für  $A$  als auch für  $S$ .

Die Analyse der 12 Zeitintervalle, die aus den Messungen des Experiments in Oklahoma ausgewählt wurden, zeigt im Vergleich zu den Gotland-Daten eine Verschiebung sowohl der unnormierten, als auch der normierten Grenzperiode hin zu größeren Werten (siehe Abb. 5.6 Mitte). Bis auf eine Ausnahme liegen die normierten Werte zwischen  $130$  und  $320s^2/m$ .

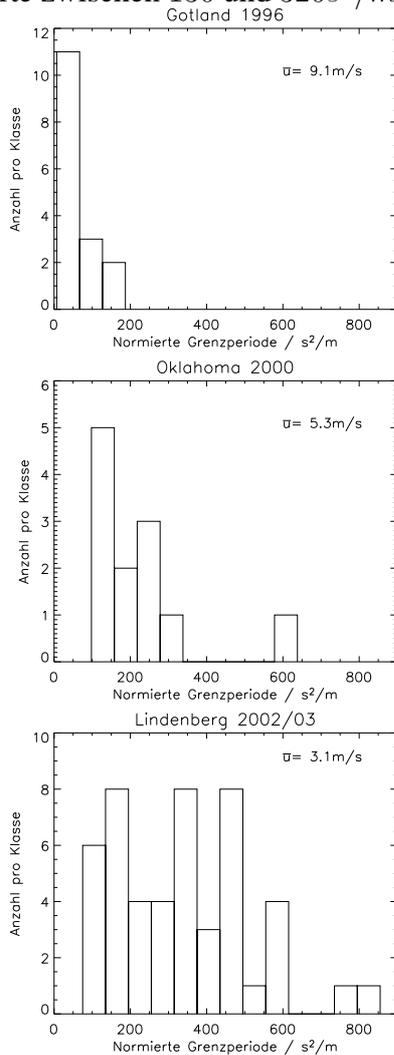


Abbildung 5.6: Verteilung der normierten Grenzperioden für die Messdaten der Gotland 1996 (oben), Oklahoma 2000 (Mitte) und die Lindenberg 2002/03 Kampagnen (unten). Die Breite der Klassen beträgt je  $60s^2/m$ .

Die über alle Intervalle gemittelte Horizontalwind liegt bei  $5,3m/s$ . Für alle Intervalle, sowohl  $A$  als auch  $S$ , gilt, dass die mittlere ABL-Höhe im mittleren Teil der Entrainmentzone liegt. Der untere Teil von Abb. 5.6 stellt die Verteilung der normierten cut-off-Perioden für die Daten dar, die in Lindenberg gemessen wurden. Die insgesamt 51 bestimmten Grenzperioden verteilen sich recht unregelmäßig auf Werte zwischen  $110$  und  $580s^2/m$  und zwei Ausreißer bei  $760$  und  $825s^2/m$ . Der mittlere Horizontalwind ist mit  $3,1m/s$  deutlich niedriger, als der für Oklahoma 2000 oder gar Gotland 1996. Für fast alle in Lindenberg beobachteten Fälle gilt, dass die mittlere ABL-Höhe im mittleren Drittel der Entrainmentzone zu finden ist. Lediglich in fünf für  $A$  und in drei für  $S$  von jeweils 51 Fällen liegt die mittlere ABL-Höhe im oberen Teil der Entrainmentzone. Jedoch treten diese Abweichungen in nicht einem Fall für beide Größen gleichzeitig auf, so dass es sich nicht um signifikante Ereignisse handelt, sondern wohl eher um Ausreißer, die aufgrund von Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der ABL-Höhe, der Abschätzung der Grenzperiode oder der Bestimmung der Entrainmentzone folgen.

Der über alle Intervalle gemittelte Horizontalwind liegt bei  $5,3m/s$ . Für alle Intervalle, sowohl  $A$  als auch  $S$ , gilt, dass die mittlere ABL-Höhe im mittleren Teil der Entrainmentzone liegt. Der untere Teil von Abb. 5.6 stellt die Verteilung der normierten cut-off-Perioden für die Daten dar, die in Lindenberg gemessen wurden. Die insgesamt 51 bestimmten Grenzperioden verteilen sich recht unregelmäßig auf Werte zwischen  $110$  und  $580s^2/m$  und zwei Ausreißer bei  $760$  und  $825s^2/m$ . Der mittlere Horizontalwind ist mit  $3,1m/s$  deutlich niedriger, als der für Oklahoma 2000 oder gar Gotland 1996. Für fast alle in Lindenberg beobachteten Fälle gilt, dass die mittlere ABL-Höhe im mittleren Drittel der Entrainmentzone zu finden ist. Lediglich in fünf für  $A$  und in drei für  $S$  von jeweils 51 Fällen liegt die mittlere ABL-Höhe im oberen Teil der Entrainmentzone. Jedoch treten diese Abweichungen in nicht einem Fall für beide Größen gleichzeitig auf, so dass es sich nicht um signifikante Ereignisse handelt, sondern wohl eher um Ausreißer, die aufgrund von Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der ABL-Höhe, der Abschätzung der Grenzperiode oder der Bestimmung der Entrainmentzone folgen.

Die durchschnittlichen ABL-Höhen (siehe Tabelle 5.2) liegen für Gotland deutlich unter denen, welche in Oklahoma und Lindenberg gemessen wurden. Es ist demnach nicht verwunderlich, dass die Werte für die normierten Grenzperioden sich so deutlich von denen der beiden anderen Standorte unterscheiden. Hohe Windgeschwindigkeiten und die Tatsache, dass es sich um marine Bedingungen handelte, bewirken sehr kleine Werte der Periode.

Im Gegensatz dazu zeichnen sich sowohl Oklahoma 2000 als auch Lindenberg 2002/03 durch, im Vergleich zu Gotland 1996, sehr hohe Werte der mittleren ABL-Höhe aus (siehe Tab. 5.2). Im Vergleich der beiden Kampagnen miteinander zeigen sich für Oklahoma sowohl für die mittlere ABL-Höhe als auch für die mittlere Windgeschwindigkeit höhere Werte, als dies für Lindenberg der Fall ist. Ein direkter Vergleich der Verteilungen der beiden Standorte ist aufgrund der stark unterschiedlichen Anzahl der analysierten Fälle (12 für Oklahoma, 51 für Lindenberg) nicht möglich. Es lässt sich aber im Vergleich mit Gotland für beide Standorte eine Verschiebung der Verteilungen hin zu höheren Werten feststellen.

Kampagne	$\bar{z}_i(A)$	$\bar{z}_i(S)$
Gotland 1996	689m	701m
Oklahoma 2000	1628m	1720m
Lindenberg 2002/03	1435m	1424m

Tabelle 5.2: Mittelwerte der ABL-Höhen  $\bar{z}_i$  für alle drei Kampagnen.

Das angewandte Verfahren zur Bestimmung der Grenzperiode ist ein erster Versuch der Abschätzung dieses nur schwer zugänglichen Parameters. Die Ergebnisse lassen den Schluss zu, dass die normierte Grenzperiode vor allem von der Höhe der ABL und der Horizontalwindgeschwindigkeit abhängig ist. Daher kann man deutliche Unterschiede zwischen der marinen und der Festlands-ABL finden.

# Kapitel 6

## Automatisierte Auswerteverfahren

Es konnte bisher gezeigt werden, dass die Bestimmung der turbulenten ABL mittels Gradientenmethode aus den Daten des entfernungskorrigierten Rückstreusignals  $S$  mit sehr guter Qualität möglich ist. Allerdings nur unter Vorgabe von genauen Grenzen, innerhalb derer die Gradientenmethode zum Einsatz kommen soll. Diese Vorgaben kann die Varianzanalyse als Maß der Turbulenz liefern. Im folgenden wird ein Verfahren der automatischen Auswertung von Tagessätzen des entfernungskorrigierten Rückstreusignals vorgestellt. Desweiteren wurde ein Bildanalyseverfahren zur Erkennung der ABL aus Darstellungen des Gradienten von  $S$  getestet. Dieses wird im zweiten Teil dieses Abschnitts vorgestellt.

### 6.1 Automatische Auswertung

Für die bisherigen Analysen, z.B. Tagesgänge der ABL, wurden die Höhe der ABL mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Sekunden mittels Gradientenmethode berechnet. Hierfür war eine individuelle Anpassung der Grenzen dieser Methode notwendig. Zwar liefert dieses Verfahren die richtigen Ergebnisse, allerdings ist es sehr zeitaufwändig. Um die Auswertung gerade auch langer Datensätze sowohl zu beschleunigen, als auch nach objektiveren Kriterien durchführen zu können, wurde ein Verfahren entwickelt, welches auf der Kombination der Varianzanalyse mit der Gradientenmethode beruht. Die Daten von  $S$  werden hierfür in halbstündige Intervalle zerlegt. Nun wird als erstes die Varianzanalyse angewandt, um die mittlere Höhe der ABL abzuschätzen. Das bedeutet, dass zu jedem Intervall das Varianzprofil berechnet, und die Höhe des ersten Maximums bestimmt wird. Um Fehler, die z.B. durch die erhöhte Varianz im Bereich von Wolken entstehen können, zu verhindern, wird für das erste Varianzprofil ein Höhenbereich vorgegeben, innerhalb welchem das Maximum, also die ABL-Höhe zu erwarten ist.

Diese Vorgabe ist notwendig, da sich sonst die Abschätzung der ABL-Höhe deut-

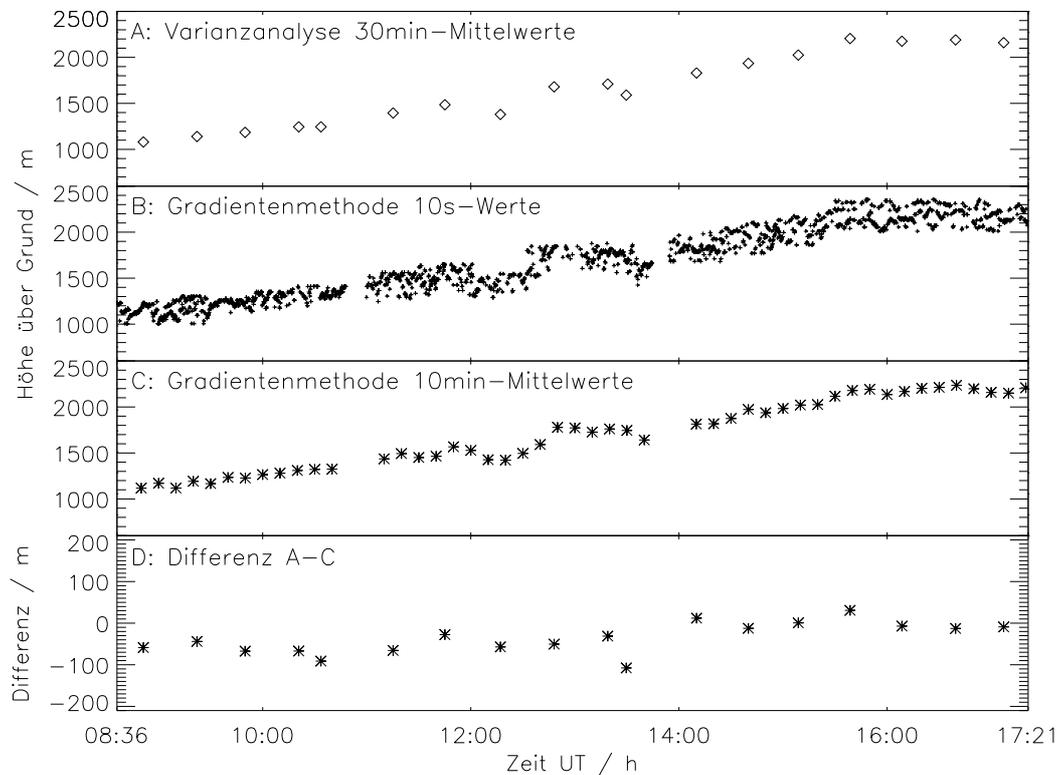


Abbildung 6.1: Darstellung der einzelnen Analyseschritte des automatischen Auswerteverfahrens der ABL-Höhe für  $S$ . A: Zeitreihe aus der Varianzanalyse mit 30min Auflösung. B: Gradientenmethode mit 10s Auflösung. C: Standardprodukt, Zeitreihe der ABL-Höhe mit 10min Auflösung, berechnet aus der 10s-Zeitreihe. D: Differenz zwischen den Zeitreihen der Varianzanalyse und der Gradientenmethode.

lich verschlechtert. Für alle folgenden Varianzprofile gilt die vorherige ABL-Höhe als Vorgabe. Schwankungen, die außerhalb des Bereichs von -150m bis +200m um diese Höhe liegen, werden ausgeschlossen. Es entsteht somit eine Zeitreihe der ABL-Höhe mit einer zeitlichen Auflösung von 30 Minuten. Diese Werte werden als Vorgabe des Höhenbereichs für die Gradientenmethode genutzt. Diese wird für jedes Intervall aufgerufen, wobei die ABL-Höhe der Varianzanalyse  $\pm dz$  den Bereich bezeichnet, innerhalb welchem die Methode zum Einsatz kommt, innerhalb welchem also die ABL-Höhe zu finden sein sollte. Die Variable  $dz$  sollte je nach Höhe der ABL angepasst werden, im Falle der Lindenberg-Daten wurde sie auf 175m gesetzt. Das Ergebnis dieser Analyse ist eine Zeitreihe der ABL-Höhe mit einer zeitlichen Auflösung von 10s, welche beliebig gemittelt werden kann, z.B. zu 10

minütigen Mittelwerten. Abb. 6.1 zeigt die Ergebnisse der einzelnen Analyseschritte dieses Verfahrens am Beispiel der ABL-Entwicklung am 30.05.2003, Messstandort Lindenberg. Im oberen Teil (A) ist die Zeitreihe der ABL-Höhe laut Varianzanalyse mit einer zeitlichen Auflösung von 30 Minuten dargestellt. Das Ergebnis der Gradientenmethode, die Zeitreihe der ABL-Höhe mit einer Auflösung von 10s, zeigt Teil B. Daraus wurde als Beispiel eine Zeitreihe mit 10min-Mittelwerten errechnet und in Abb. 6.1, in C dargestellt. Diese zeitliche Auflösung bietet sich vor allem beim Vergleich mit anderen Messsystemen z.B. bei Vergleichsexperimenten, aber auch als Endprodukt des DIAL-Systems bei Messkampagnen, wie z.B. EVA-GRIPS. Der letzte Teil von Abb. 6.1 (D) zeigt die Differenz zwischen den Zeitserien der ABL-Höhe aus Varianzanalyse und Gradientenmethode mit einer zeitlichen Auflösung von 30min. Die Unterschiede zwischen den beiden Zeitserien liegen in einem Bereich zwischen -100 und +40m. Der Mittelwert dieser Differenzen beträgt -37m, was in etwa der Höhenauflösung von  $dS/dR$  entspricht.

Die Vorgaben für dieses Verfahren sind die Anzahl der einzelnen Messintervalle für einen vorgegebenen Zeitraum, z.B. einen Tag, und der Höhenbereich für das erste Varianzprofil. Das Ergebnis ist eine Zeitreihe der ABL-Höhe mit einer zeitlichen Auflösung von 10s, welche beliebig gemittelt werden kann. Der Rechenaufwand und vor allem die Kontrolle durch das "geübte Auge" verringern sich durch die Kombination der beiden Analyseverfahren, Varianzanalyse und Gradientenmethode, sehr stark. Die Auswertung langer Messkampagnen wird somit deutlich erleichtert.

## 6.2 Bildanalyseverfahren

In diesem Abschnitt sollen kurz die Möglichkeiten von Bildanalyseverfahren zur schnelleren Abschätzung der Entwicklung der ABL-Höhe vorgestellt werden.

Grundlage für diese Analyse sind die Darstellungen von  $dS/dR$ . Die verschiedenen Schichtgrenzen heben sich durch die negativen Gradienten stark von den übrigen Bereichen ab. Betrachtet man eine dreidimensionale Darstellung dieser Größe, so erscheinen die negativen Gradienten als „Senken“, positive als „Berge“. Da viele Bildanalyseverfahren die Möglichkeit haben sogenannte „Wasserscheiden“ zu identifizieren, wurden die Daten dementsprechend angepasst. Abb. 6.2 zeigt den negativen Gradienten von  $S$  für den 16.09.1996 so, wie er als Ausgangsfeld für die Bildanalyse verwendet wird. Die gesuchten Schichtgrenzen mit stark negativen Gradienten in den Originaldaten heben sich nun deutlich als „Berge“ ab.

Die Daten in ihrer bisherigen Form weisen eine Vielzahl von lokalen Minima und Maxima auf, so dass eine Analyse des Ausgangsfeldes zu keinem vernünftigen Resultat führen würde. Da man nur an tatsächlichen Schichtgrenzen interessiert ist, und diese meist stark von den restlichen Bereichen zu unterscheiden sind,

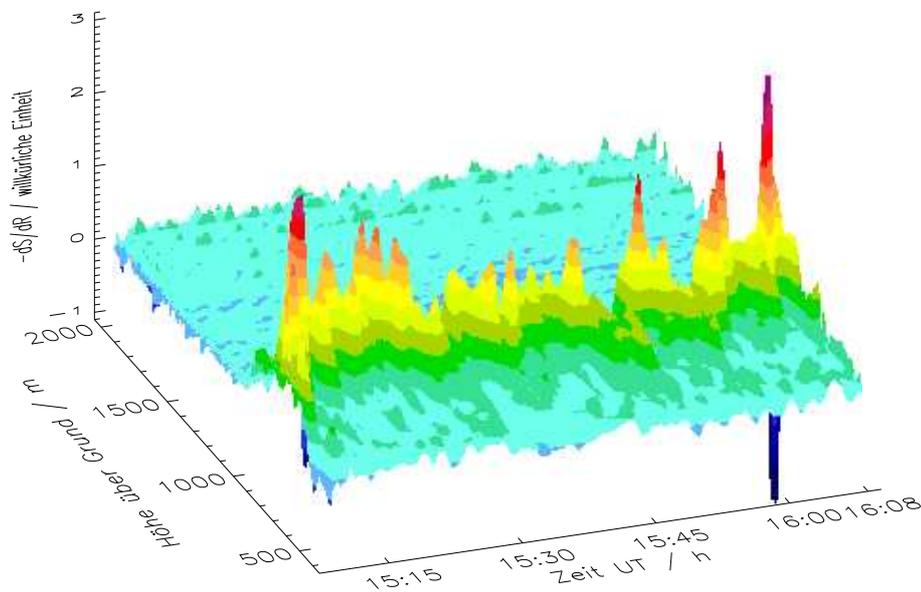


Abbildung 6.2: Darstellung des negativen Gradienten von  $S$  für den 16.09.1996, Gotland.

werden die Daten geglättet. Es gibt verschiedene Möglichkeiten diese Glättung vorzunehmen. In diesem Fall wurde ein Morphologie-Verfahren angewandt, ein Dehnungsoperator mit einer rechteckigen Grundfläche als Strukturelement (siehe Fisher et al. (1996) und Young et al. (1996)). Im Gegensatz zu einer rein zeitlichen oder räumlichen Mittelung können durch die Nutzung dieses Dehnungsoperators kleine Fehlwerte ausgeglichen werden, indem die Information der gesamten rechteckigen Grundfläche herangezogen wird. Flächen mit gleichen Werten werden gedehnt. Die Fehlstellen (Werte, die stark vom Mittelwert der Zeitreihe/Profil abweichen) gehen dabei nicht mit ihrem Wert in eine Mittelung ein, sondern werden ausgeglichen und durch einen Wert aus der Umgebung ersetzt. Je nach Größe des Rechtecks wird die Variabilität der Daten deutlich verringert. Das Ergebnis dieses Operators kann durch die Multiplikation mit einem geeigneten Faktor  $K$  auf ein Minimum an Flächenwerten reduziert werden. Es werden also Bereiche innerhalb eines definierten Intervalls zusammengefasst.

Um im zweiten Schritt den Operator „Watershed“ anwenden zu können, wird der Datensatz mit einem Rahmen umgeben, dessen Wert über dem Maximalwert des Datensatzes liegt. Dies ist notwendig, da der Operator das Bild in verschiedene Wasserscheidenregionen, welche geschlossen sein müssen, und deren Grenzen einteilt.

Diese Grenzen der Wasserscheiden liegen auf den „Bergen“, also bei den hohen Werten. Jedes lokale Minimum steht nun für einen Bereich, zu welchem das Wasser hinfließen kann. Der Operator vergibt für jede Wasserscheidenregion einen eigenen Wert und setzt die Grenzen auf Null.

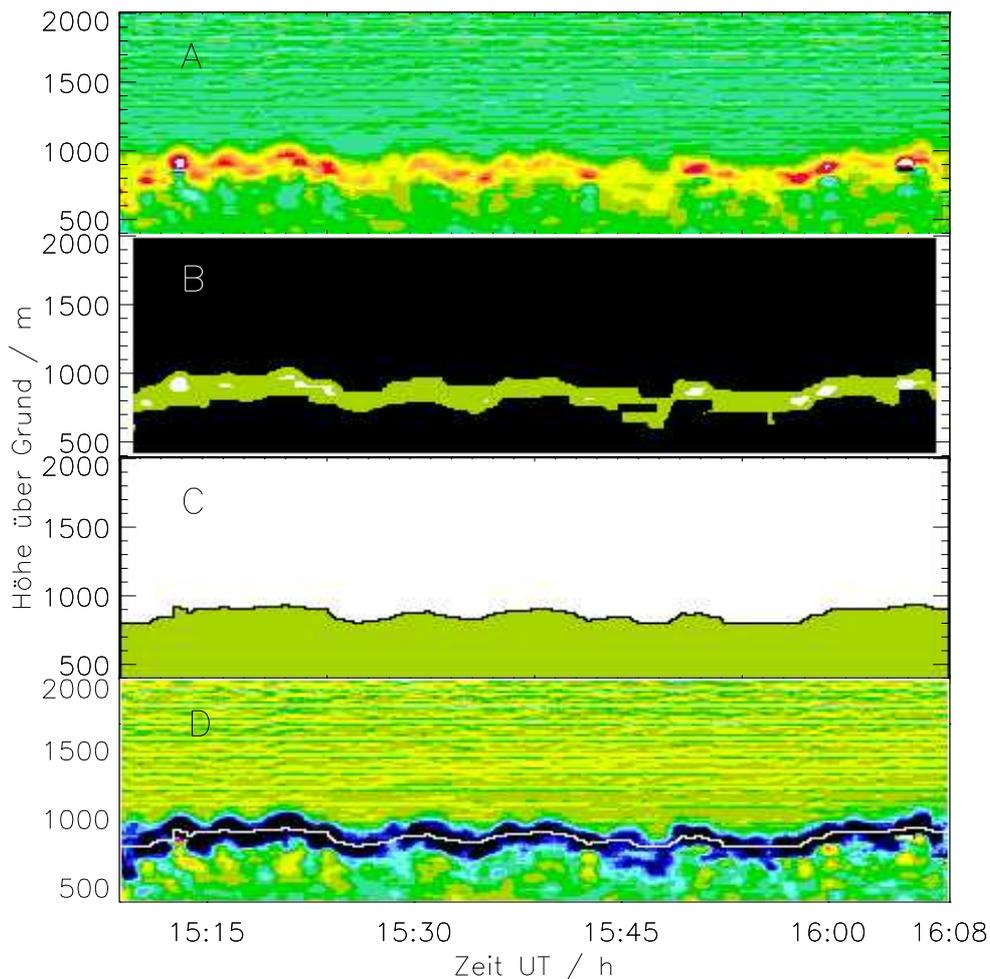


Abbildung 6.3: 16.09.1996, Gotland. A: Darstellung des negativen Gradienten von  $S$ . B: Ergebnis des Dehnungsoperators. C: Ergebnis des „Watershed“-Operators. D: Kombination von  $dS/dR$  mit der errechneten Zeitserie der ABL-Höhe des „Watershed“-Operators.

Diese Schritte der Analyse sind in Abbildung 6.3 dargestellt. Teil A zeigt das Ausgangsfeld des negativen Gradienten von  $S$ , Teil B das Ergebnis des Dehnungsoperators mit einem rechteckigen Strukturelement von  $12 \times 4$  Punkten und einem Faktor  $K$  von  $1/70$ . Die Analyse des „Watershed“-Operators zeigt Teil C. Deutlich

zeigt sich, dass bei den gesetzten Parametern lediglich zwei unterschiedliche Flächen gefunden werden. Die sich ergebende Zeitreihe wurde in Abbildung 6.3, Teil D mit der Darstellung von  $dS/dR$  überlagert.

Hier zeigt sich deutlich das Potenzial dieser Methode zur Bestimmung der ABL-Höhe, da die ermittelte Zeitreihe der ABL-Höhe genau im Zentrum des Bandes mit negativen Werten, gleichbedeutend für die Höhe der ABL in diesem Fall, zu finden ist.

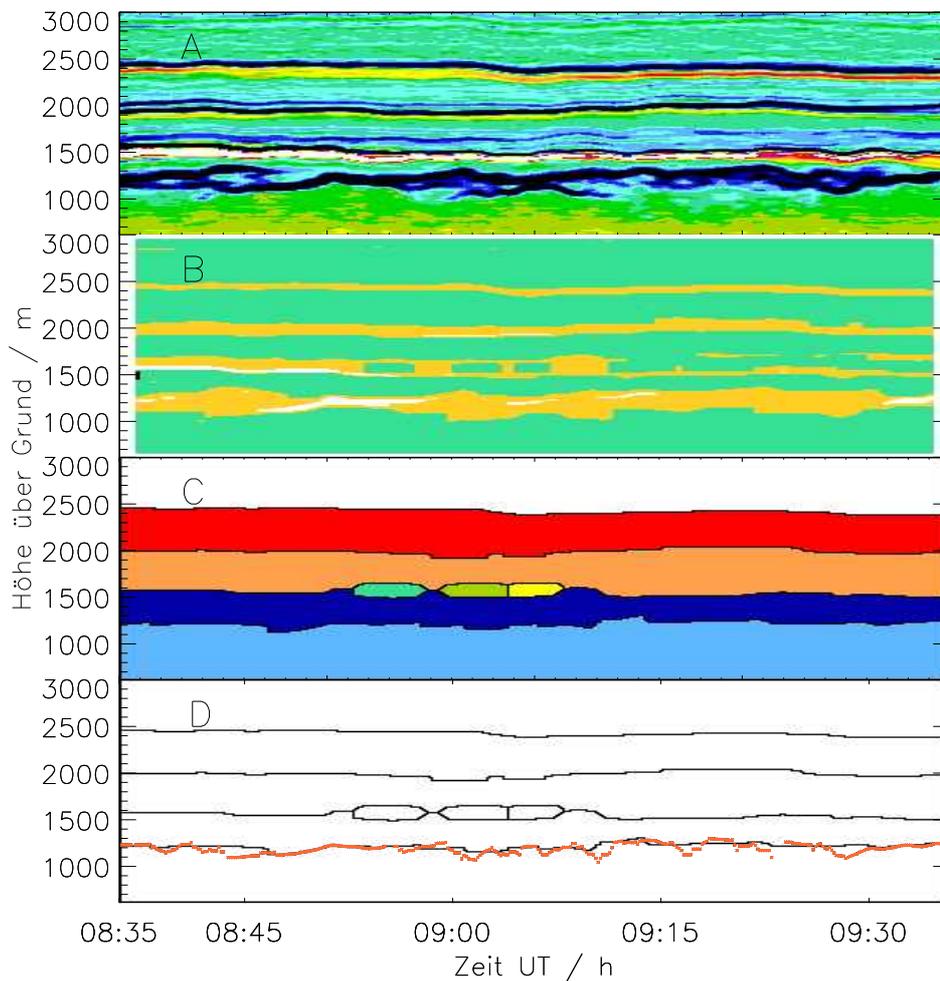


Abbildung 6.4: 30.05.2003, Lindenberg. A:  $dS/dR$ . B: Ergebnis des Dehnungsoperators. C: Ergebnis des „Watershed“-Operators. D: Errechnete Zeitserie der ABL-Höhe des „Watershed“-Operators in schwarz und Ergebnis der Gradientenmethode mit 1min Glättung in rot.

Um zu demonstrieren, dass dieses Verfahren auch geeignet ist, andere Schicht-

grenzen zusätzlich zur ABL-Oberkante zu finden, wurde ein Beispiel aus der Lindenberg 2003 Kampagne ausgewählt. Abbildung 6.4 zeigt die Ergebnisse der einzelnen Analyseschritte für einen Ausschnitt von etwa einer Stunde des 30.05.2003.

Dieser Tag wurde in Abschnitt 4.4 detailliert vorgestellt. Durch die Anpassung der Parameter des Dehnungsoperators, Grundfläche:  $14 \times 6$  Pixel und  $K=1/62$ , konnten für diesen Fall die verschiedenen Schichtgrenzen erfasst werden. Abb. 6.4 zeigt die einzelnen Schritte der Analyse. In diesem Fall wurde das Ergebnis der Schichtenanalyse im Vergleich zur Zeitreihe der ABL-Höhe, welche mittels Gradientenmethode gewonnen und über eine Minute geglättet wurde, in Teil D dargestellt. Die sehr gute Übereinstimmung zeigt sich in der Höhe der ABL und dem langsamen Trend. Kleinere Abweichungen ergeben sich bei kleinskaligen Fluktuationen. Insgesamt jedoch ist die Übereinstimmung der beiden Zeitreihen der ABL-Höhe sehr gut.

Bisher wurden lediglich erste Tests dieser Methode vorgenommen. Die Einstellung der einzelnen Parameter erfolgt von Hand und eher durch probieren denn durch genaue Vorgaben. Bei der Untersuchung z.B. der morgendlichen ABL-Entwicklung versagt diese Methode, da sich in diesem Fall oft keine zusammenhängenden Strukturen finden lassen, bzw. die Obergrenze der ABL noch nicht mit einem so starken Gradienten im Aerosolgehalt verbunden ist.

# Kapitel 7

## Zusammenfassung und Ausblick

Gegenstand dieser Arbeit ist die Untersuchung der turbulenten Grenzschicht mittels Laserfernerkundung. Bei dem hierfür verwendeten Messgerät handelt es sich um das Wasserdampf-DIAL des Max-Planck-Instituts für Meteorologie, Hamburg. Mit diesem System wurden in den letzten Jahren verschiedene Messkampagnen durchgeführt, von denen drei für diese Arbeit ausgewählt wurden, Gotland 1996, Oklahoma 2000 und Lindenberg 2002/03.

Ausgehend von der Literatur und theoretischen Betrachtungen wurde als erstes die Varianzanalyse auf die Daten der absoluten Feuchte  $A$  angewandt. Für diese Größe ist die Analyse des Varianzprofils zur Bestimmung der ABL-Höhe ein anerkanntes Verfahren (siehe u.a. Stull (1988)). Auch das Verhalten des Profils des Feuchtegradienten innerhalb der ABL und an deren Rand ist hinlänglich bekannt. Anwendungen hierfür finden sich unter anderem in der Auswertung von Radiosondenaufstiegen zur Bestimmung der ABL-Oberkante. Diese beiden Verfahren, Varianzanalyse und Gradientenmethode sollten für  $A$  also gleiche Werte für die ABL-Höhe liefern. Die Messungen mit einem Wasserdampf-DIAL liefern zusätzlich noch eine andere wichtige Größe zur Charakterisierung der Atmosphäre, das entfernungskorrigierte Rückstreusignal  $S$ . Diese Größe ist auch einfacheren Messsystemen, wie einem Rückstreulidar zugänglich. Für die Aerosoldichte, eine Größe, in die  $S$  eingeht, wurde, ähnlich wie für die Feuchte, das Verhalten des Gradienten an der Oberkante der ABL hergeleitet, ebenso das Verhalten des Varianzprofils. Es stellte sich somit die Frage, ob  $S$  genügend Informationen über die Turbulenz und die Verteilung des Aerosols in der Atmosphäre enthält, um die ABL-Höhe daraus ableiten zu können. Die Klärung dieser Frage war der erste wichtige Schritt dieser Arbeit. Hierfür wurden die genannten Methoden auf dieses Signal ebenso wie auf die Daten von  $A$  angewandt.

Die verwendeten Methoden wurden am Beispiel einer marinen ABL in Abschnitt 3.3 erklärt, da diese sich meist durch einen fehlenden Tagesgang und einen homogenen Untergrund auszeichnet. Für das gewählte Beispiel zeigt sich sowohl im

Vergleich der Methoden untereinander, als auch im Vergleich der beiden Größen  $A$  und  $S$  miteinander eine sehr gute Übereinstimmung. Die berechneten Werte der ABL-Höhe schwanken in einem Bereich kleiner der Höhenauflösung der Feuchte. Diese Vergleiche wurden im ersten Schritt für mittlere Werte der ABL-Höhe über eine Stunde berechnet. Ausgehend von der guten Übereinstimmung der beiden Methoden wurde nun dazu übergegangen, die Höhe der ABL mittels Gradientenmethode mit einer höheren zeitlichen Auflösung zu bestimmen. Die Zeitreihen der ABL-Höhe aus den Daten von  $A$  und  $S$  zeigen eine sehr gute Übereinstimmung für mittlere Höhe und großskalige Schwankungen. Die Abweichungen liegen auch hier innerhalb der Höhenauflösung der Feuchtedaten. Die Berechnung der Oberkante der ABL mit einer derart hohen Auflösung macht einen weiteren Bereich zugänglich, die Entrainmentzone. Mittels eines Verfahrens, welches von Flamant et al. (2000) entwickelt wurde, wurde diese Schicht, die eine so große Rolle beim Austausch zwischen der ABL und der freien Troposphäre spielt, untersucht. Die Anwendung auf die Datensätze der beiden Größen  $A$  und  $S$  liefert die Grenzen des Entrainmentbereichs als Zeitreihen, welche für die beiden Größen eine sehr gute Übereinstimmung zeigen. Auch auf die Möglichkeiten von Verteilungsfunktionen zur Charakterisierung der Atmosphäre wird in Abschnitt 3.3 eingegangen. Gerade die Skalierung der Höhe mit der mittleren ABL-Höhe liefert dabei einen Einblick in die Eigenschaften der verschiedenen Schichten.

Diese Methoden und Auswerteverfahren wurden dann in Abschnitt 4.3 auf die Daten aus drei verschiedenen Messkampagnen, beschrieben in Abschnitt 4, angewandt. Es wurden über 80 einstündige Intervalle aus den Datensätzen ausgewählt, die die Anforderungen nach turbulenten Bedingungen ohne Bewölkung erfüllen. Verglichen wurden die mittleren Werte der ABL-Höhe über jeweils eine Stunde für beide Methoden und beide Größen. Die Übereinstimmung in allen vier Vergleichen war sehr hoch. Bedenkt man die Auswahlkriterien, ist die Anzahl der Messintervalle relativ groß. Zudem stammen diese aus drei verschiedenen Datensätzen, aufgenommen an unterschiedlichen Standorten zu unterschiedlichen Jahreszeiten. In Anbetracht dieser Tatsache kann aus diesen Vergleichen der Schluss gezogen werden, dass für die Berechnung der mittleren ABL-Höhe sowohl beide Größen,  $A$  und  $S$ , als auch beide Methoden, Varianzanalyse und Gradientenmethode, geeignet sind. Es zeigte sich aber bei der Analyse, dass eine Kombination der beiden Methoden zu sicheren Ergebnissen führt, die nicht der ständigen Kontrolle bedürfen. Eine Möglichkeit, die Berechnung der ABL-Höhe zu automatisieren wurde in Abschnitt 6.1 aufgezeigt. Auf diese Art wird die Auswertung langer Zeitreihen und Tagesgänge deutlich beschleunigt und die manuelle Anpassung der Parameter für die Analysemethoden der einzelnen Stundenintervalle entfällt. Für diese Analysen wird die Größe  $S$  verwendet, da die räumliche Auflösung deutlich besser als bei den Daten von  $A$  ist. Es konnte nachgewiesen werden, dass die Bestimmung der ABL-Höhe mittels des entfernungskorrigierten Rückstreusignals die gleichen Ergebnisse

liefert wie die Analyse der Feuchtedaten. Dies bedeutet, dass meist ein einfaches Rückstreulidar ausreichend für die Charakterisierung der ABL-Höhe ist. Diese Systeme besitzen einen deutlich einfacheren Aufbau als ein DIAL-System und sind somit deutlich weniger störanfällig. Für den Dauerbetrieb sind sie sehr gut geeignet und damit auch für Langzeitmessungen zur Erstellung einer Klimatologie der ABL-Höhe für einen Standort (siehe Abschnitt 4.5).

In Abschnitt 4.3 wurde noch ein weiterer wichtiger Vergleich durchgeführt und zwar mit einem unabhängigen Messsystem, der Radiosonde. Für den statistischen Vergleich wurden die Werte aus den Temperaturprofilen der Radiosondenaufstiege mit 10 minütigen Mittelwerten von  $S$  verglichen. Hierbei zeigen sich nur geringe Differenzen zwischen den beiden Systemen. Es bestätigt sich aber auch, dass Radiosondenaufstiege nur für ein relativ kleines Zeitfenster repräsentativ bezüglich der Höhe der ABL sind. Dies wird besonders deutlich in der Darstellung des Tagesgangs der ABL in Abb. 4.6.

Die bereits erwähnten Zeitintervalle über je eine Stunde wurden in Abschnitt 5 desweiteren zur Abschätzung der Entrainmentzone genutzt. Ein Teil der Betrachtungen befasste sich dabei mit der Frage, ob sich turbulente und großskalige Prozesse, wie z.B. Advektion, durch die Angabe einer Grenzfrequenz trennen lassen, und welchen Wert diese in Abhängigkeit von der Messsituation annehmen sollte. Die Analyse der drei genannten Messkampagnen zeigte dabei, dass diese Frequenz von der Höhe der ABL und der Horizontalwindgeschwindigkeit abhängig ist. Daraus ergeben sich die festgestellten Unterschiede zwischen der marinen und der Festlands-ABL. Darüber hinaus konnten keine weiteren Abhängigkeiten festgestellt werden.

Die berechneten Entrainmentgrenzen wurden für einige Beispiele mit der Darstellung der skalierten Verteilungsfunktionen kombiniert, um die Einsatzmöglichkeiten dieser Art der Darstellung zur Überprüfung der Ergebnisse und zur Einschätzung der Schichtung zu demonstrieren. Gerade in Fällen mit komplizierter Schichtung genügt es oftmals nicht, nur eine Größe auszuwerten. Die Information über tatsächliche Entwicklung der ABL ergibt sich teilweise erst aus der Kombination verschiedener Methoden und der beiden Größen. In Abschnitt 5 wurden Beispiele für solche Fälle gezeigt.

Bei der Verwendung von Lidar-Daten, insbesondere des Gradienten von  $S$  fällt immer wieder auf, dass sich die Höhe der ABL per Auge sehr genau erkennen und damit auch bestimmen lässt, da sie sich mit den stark negativen Werten und der hohen zeitlichen Variabilität deutlich als Schichtgrenze abhebt. In Abschnitt 6.2 wurde der Versuch unternommen, diese Tatsache in die Bestimmung der ABL-Höhe mit einzubeziehen. Hierfür werden die Abbildungen der Zeit-Höhen-Schnitte von  $dS/dR$  statt der Zeitreihen verwendet. Die gezeigten Beispiele für die Anwendung der Bildanalyseverfahren lassen das Potenzial dieser Methodik erkennen. In diesen ersten Versuchen zeigte sich allerdings auch, dass die Anzahl der variablen Parameter so groß ist, dass es einige Anläufe und Erfahrung braucht, um solche gu-

ten Ergebnisse zu erzielen, wie sie in Abschnitt 6.2 dargestellt sind. Trotzdem sind die Ergebnisse ermutigend genug, um dieses Verfahren weiterzuverfolgen. Eine genauere Untersuchung, z.B. in Abhängigkeit von Wetterlage oder der mittleren Höhe der ABL, könnte bei der Festlegung der Parameter der Bildanalyse hilfreich sein, um das Verfahren zu beschleunigen und eventuell zu automatisieren.

Betrachtungen dieser Art werden in Zukunft intensiviert werden. Mit der DIAL-Technik bietet sich die Möglichkeit zu verschiedenen Tageszeiten hoch aufgelöste Verteilungsfunktionen zu messen. Damit stehen reale Messwerte zur Verfügung, die z.B. mit Daten von Regionalmodellen oder LES-Modellen (LES: Large Eddy Simulation) verglichen werden können. Eine wichtige Frage hierbei: Lassen sich die in den Modellen verwendeten Parameterisierungen der Feuchte durch den Vergleich mit den Messdaten des DIAL's verbessern? In einigen Modellen spielt der Tagesgang der ABL eine entscheidende Rolle. Damit ergibt sich die Möglichkeit modellierte und tatsächliche ABL-Entwicklungen miteinander zu vergleichen. Ein wichtiger Teil der zukünftigen Arbeit wird in solchen Vergleichen liegen. Dabei wird es interessant werden zu sehen, inwieweit sich gemessene Situationen mit Modellen rekonstruieren lassen und wie ähnlich sich die errechneten und gemessenen ABL-Verläufe sind.

Bei der bisherigen Auswertung der DIAL-Daten wurden bewusst Fälle mit Wolken aussortiert. Ein Teil der zukünftigen Arbeit wird in der Einbeziehung dieser Fälle bestehen. Eine wichtige Frage hierbei: gibt es die Möglichkeit, die Untergrenze der Wolken mit Hilfe der DIAL-Daten zu bestimmen? Falls ja, können dann einzelne Strukturen dieser Wolkenunterkante aufgelöst werden? Diese Frage wird besonders bei der Betrachtung von ABL-Bewölkung eine Rolle spielen. Auch bei der Behandlung dieser Fragen können Vergleiche mit entsprechenden Modellen einen Teil zur Lösung beitragen.

# Anhang A

## Karten

### A.1 Gotland



Abbildung A.1: Links: Übersichtskarte Ostsee. Rechts: Ostküste Gotlands.

## A.2 Oklahoma

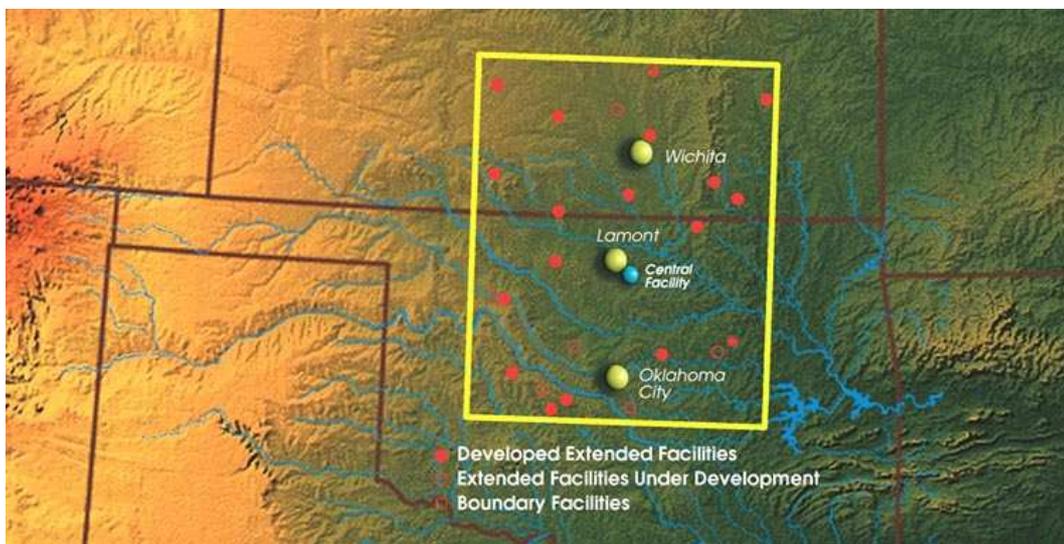


Abbildung A.2: Oben: Übersichtskarte USA. Unten: Übersichtskarte des ARM-SGP-Messgelände.

## A.3 Lindenberg



Abbildung A.3: Oben: Übersichtskarte Land Brandenburg. Unten: Übersichtskarte des Oder-Spreegebiets, der Pfeil markiert den Messstandort.

## Anhang B

### Spektren der ABL

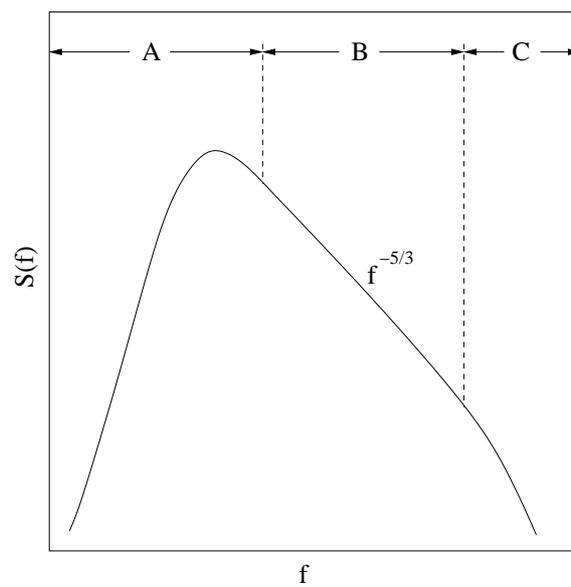


Abbildung B.1: Schematisches Varianzspektrum in der ABL mit den Teilen Energieproduktion (A), Inertialbereich (B) und Dissipationsbereich(C) nach Kolmogorow.

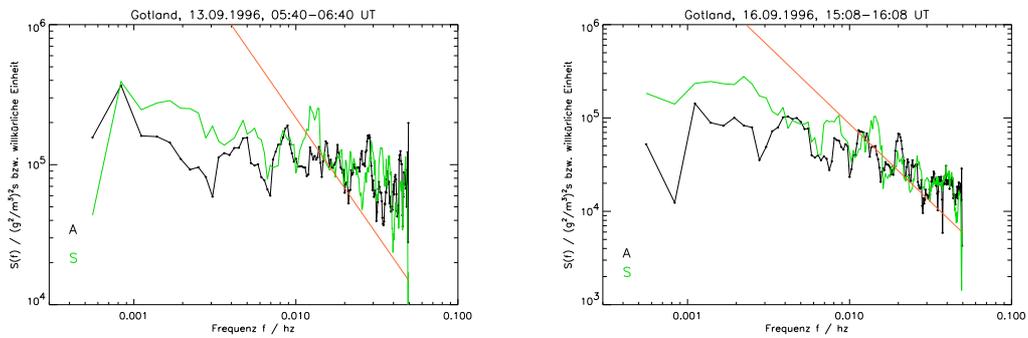


Abbildung B.2: Spektren der ABL-Oberkante jeweils über eine Stunde, mittels Gradientenmethode mit 10s Auflösung berechnet, für *A* (schwarz) und *S* (grün). In rot aufgetragen ist die Vergleichsgerade mit den  $f^{(-5/3)}$ -Abfall.

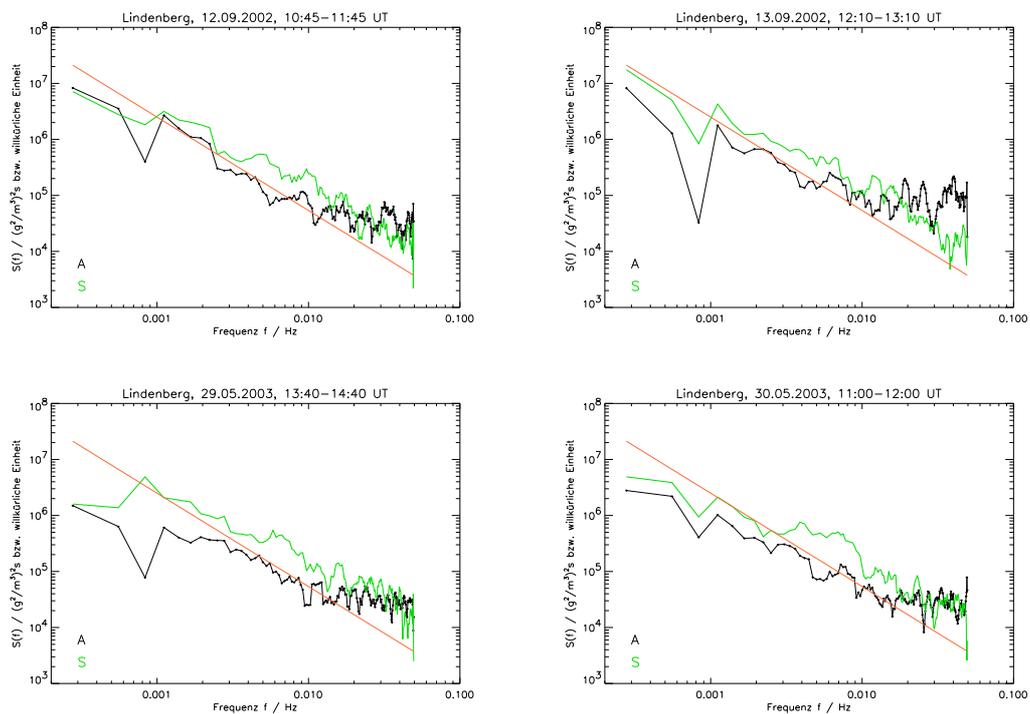


Abbildung B.3: Spektren der ABL-Oberkante jeweils über eine Stunde, mittels Gradientenmethode mit 10s Auflösung berechnet, für *A* (schwarz) und *S* (grün). In rot aufgetragen ist die Vergleichsgerade mit den  $f^{(-5/3)}$ -Abfall.

# Literaturverzeichnis

- Batchvarova, E. and Gryning, S. E. (1994). An applied model for the height of the daytime mixed layer and entrainment zone. *Boundary-Layer Meteorology*, 71:311–323.
- Beyrich, F. (1994). Bestimmung der Mischungsschichthöhe aus Sodar-Daten unter Verwendung numerischer Modellrechnungen. Report 28-94, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, Germany.
- Bösenberg, J. (1991). A differential absorption lidar system for high resolution water vapor measurements in the troposphere. Report 71, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- Bösenberg, J. (1998). Ground-based differential absorption lidar for water-vapor and temperature profiling: methodology. *Appl. Optics*, 37:3845 – 3860.
- Bösenberg, J., Matthias, V., Amodeo, A., Amoiridis, V., Ansmann, A., Baldasano, J. M., Balin, I., Böckmann, C., Boselli, A., Carlsson, G., Chaykovski, A., Chourdakis, G., Comeron, A., Tomasi, F. D., Eixmann, R., Freudenthaler, V., Giehl, H., Grigorov, I., Hågård, A., Iarlori, M., Kirsche, A., Kolarov, G., Komguem, L., Kreipl, S., Kumpf, W., Larchevêque, G., Linne, H., Matthey, R., Mattis, I., Mekler, A., Mironova, I., Mitev, V., Mona, L., Müller, D., Music, S., Nickovic, S., Pandolfi, M., Papayannis, A., Pappalardo, G., Pelon, J., Peres, C., Perrone, R., Persson, R., Resendes, D., Rizi, V., Rocadenbosch, F., Rodriguez, J., Sauvage, L., Schneidenbach, L., Schumacher, R., Shcherbakov, V., Simeonov, V., Sobolewski, P., Spinelli, N., Stachlewska, I., Stoyanov, D., Trickl, T., Tsaknakis, G., Vaughan, G., Wandinger, U., Wang, X., Wiegner, M., Zavrtnik, M., and Zerefos, C. (2003). EARLINET: A European Aerosol Research Lidar Network to Establish an Aerosol Climatology. Report 348, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- Cohn, S. A. and Angevine, W. M. (1999). Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profiling radars. *Journal of Applied Meteorology*, 39:1233–1247.

- Davis, K. J., Gamage, N., Hagelberg, C. R., Kiemle, C., Lenschow, D. H., and Sullivan, P. P. (1999). An objective method for deriving atmospheric structure from airborne lidar observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17:1455–1468.
- Ertel, K. (2004). Application and development of water vapor DIAL systems. Dissertation, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- Ertel, K., Jansen, F., Matthias, V., and Bösenberg, J. (2001). Shipborne water vapor DIAL measurements in the tropical Western Pacific during the Nauru99 campaign. In *Advances in Laser Remote Sensing*, pages 321–324. Ecole Polytechnique Palaiseau.
- Ertel, K., Linne, H., Lammert, A., and Bösenberg, J. (2002). Quality assurance and post processing of water vapor DIAL measurements collected during the AFWEX 2000 campaign. In *Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences*, pages 697–700. Library Services.
- Fisher, R., Perkins, S., Walker, A., and Wolfart, E. (1996). *Image Processing Operator Worksheets*. <http://www.utu.fi/ml/kartografia/hypermedia/HTML/wksheets.htm>.
- Flamant, C., Pelon, J., Flamant, P. H., and Durand, P. (1997). Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 83:247–284.
- Fochesatto, G. J., Drobinski, P., Flamant, C., Guedalia, D., Sarrat, C., Flamant, P. H., and Pelon, J. (2001). Evidence of dynamical coupling between the residual layer and the developing convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 99 (3):451–464.
- Garratt, J. R. (1992). *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge: University Press.
- Hennemuth, B., Jacob, D., and Rechied, D. (2003). Validation of Atmospheric Boundary Layer Structures in REMO. In *Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 08302*. European Geophysical Society.
- Joffre, S. M., Kankgas, M., Heikinheimo, M., and Kitaigorodskii, S. A. (2001). Variability of the stable and unstable atmospheric boundary-layer height and its scales over a boreal forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 99 (3):429–450.

- Kaimal, J. C., Abshire, N. L., Chadwick, R. B., Decker, M. T., Hooke, W. H., Kropfli, R. A., Neff, W. D., Pasqualucci, F., and Hildebrand, P. H. (1982). Estimating the depth of the daytime convective boundary layer. *Journal of Applied Meteorology*, 21:1123–1129.
- Kiemle, C., Ehret, G., Giez, A., Davis, K. J., Lenschow, D. H., and Oncley, S. P. (1997). Estimation of boundary layer humidity fluxes and statistics from airborne differential absorption lidar (DIAL). *Journal of Geophysical Research*, 102:29189–29203.
- Kiemle, C., Kästner, M., and Ehret, G. (1995). The convective boundary layer structure from lidar and radiosonde measurements during the EFEDA 91 campaign. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12:771–782.
- Kropfli, R. (1986). Radar probing and measurement of the planetary boundary layer: Part II. Scattering from particulates. in: D.H. Lenschow (ed.): *Probing the atmospheric boundary layer*, Boston: AMS, pages 183–199.
- Lammert, A. and Bösenberg, J. (2003). Water vapor characterisation over Oklahoma during AFWEX 2000 using DIAL. In *Observing and Understanding the Variability of Water in Weather and Climate - Part of the annual AMS-Meeting*. AMS.
- Lenschow, D. H. (1986). *Probing the atmospheric boundary layer*. Boston: AMS.
- Lenschow, D. H. and Stankov, B. B. (1986). Length scales in the convective boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43:1198–1209.
- Lenschow, D. H., Wulfmeyer, V., and Senff, C. (2000). Measuring second- through fourth-order moments in noisy data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17:1330–1347.
- Matthias, V., Böckmann, C., Freudenthaler, V., Pappalardo, G., Bösenberg, J., Amiridis, V., Amodeo, A., Ansmann, A., Balis, D., Boselli, A., Chaykovski, A., Chourdakis, G., Comeron, A., Delaval, A., Tomasi, F. D., Eixmann, R., Frioud, M., Hågård, A., Iarlori, M., Komguem, L., Kreipl, S., Larchevêque, G., Matthey, R., Mattis, I., Papayannis, A., Persson, R., Rizi, V., Rocadenbosch, F., Rodriguez, J., Schneider, J., Schumacher, R., Shcherbakov, V., Simeonov, V., Wandinger, U., Wang, X., and Wiegner, M. (2002). Lidar intercomparison on algorithm and system level in the frame of EARLINET. MPI-Report 337, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.

- Matthias, V. and Bösenberg, J. (2002). Aerosol climatology for the planetary boundary layer derived from regular lidar measurements. *Atmospheric Research*, 63:221–245.
- Matthias, V., Freudenthaler, V., Amodeo, A., Balin, I., Balis, D., Chaykovski, A., Chourdakis, G., Comeron, A., Delaval, S., de Tomasi, F., Eixmann, R., Hågård, A., Konguem, L., Kreipl, S., Matthey, R., Mattis, I., Rizi, V., Rodrigues, J., and Wang, X. (2003). Aerosol lidar intercomparison in the frame of EARLINET. Part I: instruments. *Applied Optics*, submitted.
- Menut, L., Flamant, C., Pelon, J., and Flamant, P. (1999). Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area. *Applied Optics*, 38:945–954.
- Piironen, A. K. (1994). Analysis of volume imaging lidar signals. Dissertation 5, University of Joensuu. Department of Physics. Väisälä Laboratory, Joensuu, Finland.
- Schwiesow, R. L. (1986). Lidar measurement of boundary-layer variables. in: *D.H. Lenschow (ed.): Probing the atmospheric boundary layer, Boston: AMS*, pages 139–162.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A., and Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric Environment*, 34:1001–1027.
- Sempreviva, A. M. and Gryning, S. E. (2000). Mixing Height over Water and its Role on the Correlation between Temperature and Humidity Fluctuations in the Unstable Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 97:273–291.
- Stull, R. (1988). An introduction to boundary-layer meteorology. *Dordrecht-Boston-London: Kluwer Acad. Publ.*
- Sullivan, P. P., Moeng, C. H., Stevens, B., Lenschow, D. H., and Mayer, S. D. (1998). Structures of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55:3042–3064.
- Wulfmeyer, V. (1999a). Investigation of Turbulent Processes in the Lower Troposphere with Water Vapor DIAL and Radar-RASS. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56:1055–1076.
- Wulfmeyer, V. (1999b). Investigations of humidity skewness and variance profiles in the convective boundary layer and comparison of the latter with large eddy simulation results. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56:1077–1087.

- Wulfmeyer, V. and Bösenberg, J. (1998). Ground-based differential absorption lidar for water-vapor profiling: assessment of accuracy, resolution, and meteorological applications. *Applied Optics*, 37, No. 18:3825–3844.
- Wulfmeyer, V., Bösenberg, J., Lehmann, S., Senff, C., and Schmitz, S. (1995). Injection seeded alexandrite ring laser: performance and application in a water vapor dial system. *Optics Letters*, 20:638–640.
- Wyngaard, J. C. (1986). Measurement Physics. in: *D.H. Lenschow (ed.): Probing the atmospheric boundary layer, Boston: AMS*, pages 5–18.
- Young, I. T., Gerbrands, J. J., and van Vliet, L. J. (1996). *Image Processing Fundamentals*. <http://www.ph.tn.tudelft.nl/Courses/FIP/noframes/fip.html>.

# Danksagung

Ich möchte mich bei Herrn Prof. Dr. H. Graßl für die Überlassung des interessanten Themas bedanken. Mein besonderer Dank gilt Dr. Jens Bösenberg für seine Unterstützung und die Betreuung dieser Arbeit.

An dieser Stelle möchte ich mich auch bei allen Mitarbeitern der Lidar-Gruppe bedanken, für die stete Diskussions- und Hilfsbereitschaft, die gelungenen Experimente und den „Stammtisch“. Der freundliche und humorvolle Umgang innerhalb des Teams hat einen guten Teil dazu beigetragen, dass ich mich während dieser Zeit so wohl in Hamburg gefühlt habe.

Zu guter Letzt gilt mein Dank Frank und meiner Familie, für die Unterstützung und den Rückhalt, den sie mir gegeben haben.