

UNIVERSITÄT LEIPZIG

Fakultät für Physik und Geowissenschaften

---

# Untersuchung der vertikalen Aerosolverteilung anhand von Lidarmessverfahren mittels eines Ceilometers am IfT

**Diplomarbeit**  
im Fachgebiet Meteorologie

Gutachter:  
Prof. Dr. A. Macke  
PD. Dr. A. Ansmann

vorgelegt von  
**Dominik Skandera**  
Matrikelnummer: 9931460  
im Mai 2011

---



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Theorie</b>	<b>3</b>
2.1	Strahlungsprozesse in der Atmosphäre . . . . .	3
2.2	Aufbau der Atmosphärischen Grenzschicht . . . . .	5
2.3	Lidarprinzip/Lidargleichung . . . . .	7
2.4	Klett-Methode . . . . .	10
<b>3</b>	<b>Messgeräte</b>	<b>13</b>
3.1	Das Ceilometer CHM 15k-x . . . . .	13
3.2	Sonnenphotometer . . . . .	17
3.3	Radiosonden . . . . .	21
<b>4</b>	<b>Datenauswertung</b>	<b>23</b>
4.1	Manuelle Datenauswertung . . . . .	23
4.2	Untersuchung der Signaldynamik . . . . .	34
4.3	Automatische Datenauswertung . . . . .	38
<b>5</b>	<b>Messbeispiele</b>	<b>53</b>
5.1	Messung: Vulkanasche . . . . .	53
5.2	Messung: Saharastaub . . . . .	60
5.3	Messung: Grenzschicht . . . . .	68
5.4	Messung: Zirrusbewölkung . . . . .	72
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>77</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>V</b>



# 1 Einleitung

Im 21. Jahrhundert ist eines der wichtigsten Themen in der Wissenschaft die Entwicklung des Klimas auf der Erde. Daher ist die Untersuchung von atmosphärischen Prozessen so bedeutungsvoll. Dabei spielen besonders die Wechselwirkungen zwischen der Sonneneinstrahlung und den Aerosolen eine wichtige Rolle, da diese unterschiedliche klimatische Auswirkungen haben. Das Klima wird nicht nur durch anthropogene, sondern auch durch natürliche Aerosolpartikel beeinflusst. Bei den Letzteren wird zwischen dem direkten und indirekten Aerosoleffekt unterschieden. Der direkte Aerosoleffekt beschreibt die Wirkung zwischen den Aerosolen und der Sonneneinstrahlung selbst. Auch erfolgt eine Wechselwirkung der Wolken mit der Strahlung der Sonne, welche als indirekten Aerosoleffekt bezeichnet wird, da die Wolkenbildung durch die Aerosolpartikel maßgeblich beeinflusst wird. Der aktuelle IPCC Bericht bestätigt, dass die natürlichen Aerosolpartikel für eine Abschwächung des Strahlungsantriebes durch die Sonne für die Atmosphäre verantwortlich sind. Jedoch hat diese Abschwächung eine hohe Unsicherheit. Beim indirekten Aerosoleffekt ist diese über 50% (Solomon et al. (2007); Parry et al. (2007); B. Metz (2007)). Für eine wissenschaftliche Aussage ist der Einfluss der Aerosolpartikel auf den Strahlungshaushalt noch zu unsicher. Folglich ist es notwendig, den Transport und die vertikale Verteilung von den Aerosolpartikeln zu untersuchen und zu verstehen.

In dieser Diplomarbeit wird das neue Ceilometer CHM 15k-x vorgestellt und die Qualität der gemessenen vertikalen Aerosolverteilung über Leipzig untersucht. Der dafür vorgesehene Messzeitraum war von April bis September 2010. Das CHM 15k-x wurde 2009 von Jenoptik entwickelt (Jenoptik, 2009). Auf der Homepage von Jenoptik ([http://www.jenoptik.com/de\\_home](http://www.jenoptik.com/de_home)) ist nachzulesen, dass das Gerät in der Lage ist, Messungen von Aerosol-Höhenprofilen bis 15 km durchzuführen und die Untersuchung von bodennahen Aerosolschichten zu optimieren. Das Gerät, welches eine verbesserte Detektion mehrerer Wolkenschichten zulässt, ist durch einen einfachen und augensicheren Betrieb gekennzeichnet. Außerdem besitzt das Messgerät eine hohe Empfindlichkeit, wodurch exakte Resultate zu jeder Tages- und Nachtzeit vom CHM 15k-x gewährleistet werden sollen.

Das CHM 15k-x ist eine neue Generation von Ceilometern. Im Gegensatz zu den Vaisälä-Geräten besitzt das CHM 15k-x, wie Lidargeräte auch, einen schmalbandigen Laser (Münkel et al. (2006); Münkel und Roininen (2007)). Deshalb können die

## 1 Einleitung

---

Vaisälä-Geräten neben Wolkenhöhen nur Partikel in der Grenzschicht und bis maximal 3 km Höhe detektieren (Markowicz et al. (2007); Martucci et al. (2010)). Der Vorgänger CHM 15k wurde schon in verschiedenen internationalen Forschungsprojekten verwendet und vom DWD erfolgreich eingesetzt. Während das CHM 15k erst ab 1 km Aerosolpartikel detektieren kann, ist mit dem neuen CHM 15k-x aufgrund der verbesserten Optik bereits eine Detektion ab 150 m möglich. Derzeit baut der DWD ein Ceilometer Netzwerk mit 60 geplanten Messgeräten auf, wodurch der Transport der Aerosolpartikel über Deutschland auch in Zukunft räumlich erfasst und analysiert werden kann (Flentje et al., 2010).

Im Messzeitraum wurden verschiedene Aerosoltypen detektiert. Ende April 2010 wurde die Vulkanasche vom Eyjafjallajökull gemessen (Ansmann et al. (2010); Schumann et al. (2010)). Mitte Juni 2010 wurde der Wüstenstaub aus der Sahara nach Deutschland transportiert. Des Weiteren wurde die Untersuchung von Aerosolpartikeln in der Grenzschicht und von Zirruswolken vorgenommen. Die dauerhaften automatischen Messungen des Gerätes erfolgte auf dem Dach des Instituts für Troposphärenforschung (IfT) in Leipzig.

Die Arbeit beginnt zunächst mit einigen theoretischen Grundlagen, welche neben den Strahlungsprozessen und dem Aufbau der Atmosphärischen Grenzschicht vor allem das Lidarprinzip und die Klettmethode umfasst. Im nächsten Kapitel wird der Aufbau und die Funktionsweise des CHM 15k-x ausführlich dargestellt. Außerdem wird das Sonnenphotometer kurz erläutert, da es für die Auswertung der Messung mit verwendet wurde. Das Hauptkapitel ist die Datenauswertung. Der Inhalt dieses Kapitels ist neben einer manuellen Auswertung und der Untersuchung der Änderung der Detektorempfindlichkeit vor allem die Automatisierung der Datenauswertung. Sie dient dazu, eine Verbesserung des Auswerteprogramms zu ermöglichen. Es war dabei notwendig, verschiedene Kriterien zu entwickeln, um die Automatisierung zu realisieren. Das Ziel von diesem Teil der Arbeit ist zu zeigen, inwieweit durch eine automatische Datenauswertung sofortige Ergebnisse erreicht werden können.

Im darauffolgenden Kapitel werden die oben genannten Aerosoltypen vorgestellt. Dabei soll auch ein Überblick vom Ausbruch des Eyjafjallajökull gegeben werden. Als nächstes erfolgt die Auswertung des gemessenen Saharastaubs sowie eine Darstellung der Eigenschaften und des Vorkommens dieses Aerosols über Europa (Guderian (2000); Müller et al. (2003); Heese et al. (2008); Tesche et al. (2008)). Des Weiteren wird in diesem Kapitel beschrieben, inwieweit der Tagesgang auch im unteren Teil der Grenzschicht (Foken, 2006) mit dem Ceilometer detektiert werden kann. Schließlich wurden auch die Messung von Zirruswolken untersucht. Zum Schluss der Arbeit folgt eine Zusammenfassung, in der Vor- und Nachteile des CHM 15k-x diskutiert werden und ein Ausblick auf die zukünftige Online-Datenauswertung der Ceilometermessung am IfT gegeben wird.

# 2 Theorie

## 2.1 Strahlungsprozesse in der Atmosphäre

In der Erdatmosphäre spielen sich verschiedene Prozesse ab, bei denen das kurzwellige Sonnenlicht als elektromagnetische Welle beeinflusst wird. Dabei werden bei der Wechselwirkung von Strahlung mit den vorhandenen Molekülen und Partikeln drei Strahlungsübertragungsprozesse unterschieden. Da anhand der Messung der auf die Erdoberfläche einfallenden Sonnenstrahlung Aussagen über die Atmosphäre ermöglicht ist, ist es erforderlich, die verschiedenen Strahlungsübertragungsprozesse zu verstehen. Zum einen die Emission, bei der innere Energie in Photonen umgewandelt wird. Zum anderen die Absorption, welche durch Umwandlung von Photonen in innere Energie charakterisiert ist. Der dritte Strahlungsprozess ist die Streuung, bei der eine Umlenkung von Photonen ohne Änderung der inneren Energie erfolgt (Breuer (2004); Pfeifer et al. (2004)). Der letztere Prozess ist der Reflexion ähnlich.

### Emission und Absorption

Während bei der Emission Energie als Licht in Form von Wellen ausgesendet wird, so ist bei der Absorption eine Energieaufnahme zu beobachten. Dringt dementsprechend Licht in ein Medium ein, so wird bei der Absorption ein Teil des Lichtstroms von dem Medium zurückgehalten. Der im Medium absorbierte Anteil wird in Wärme, elektrische oder chemische Energie umgewandelt. Der dafür definierte Absorptionskoeffizient  $a_{\text{Abs}}$ , welcher in  $\text{m}^{-1}$  gemessen wird, hängt von der Wellenlänge des Lichtes und dem Absorbermedium ab. Der Koeffizient  $a_{\text{Abs}}(\lambda)$  als Funktion der Wellenlänge heißt Absorptionsspektrum, dessen Verlauf durch das Absorbermaterial bestimmt wird (Breuer, 2004). Bei der Streuung hingegen ändert das Licht beim Durchdringen eines Mediums lediglich seine Ausbreitungsrichtung, das heißt, es erfolgt eine Ablenkung eines Objekts durch Wechselwirkung mit einem lokalen anderen Objekt. Die Wahrscheinlichkeit für die Streuung von Licht nimmt deutlich mit abnehmender Wellenlänge zu (Pfeifer et al., 2004).

### Streuung

Die Besonderheit beim Streuprozess, welcher für die Ceilometermessung relevant ist, ist die Änderung der Energie der Atome des Streukörpers. Beim Auftreffen von Strahlung

auf die vorhandene Teilchen nehmen deren Atome einen kleinen Teil der Energie auf und werden kurzzeitig in einen energetisch angeregten Zustand versetzt. Beim Streuvorgang wird die aufgenommene Energie aber sofort wieder abgegeben und das Atom kehrt in seinen ursprünglichen Grundzustand zurück (Pfeifer et al. (2004); Emeis (2000)). Bei diesem Vorgang wird zusätzlich noch zwischen der elastischen und der inelastischen Streuung unterschieden. Bei der elastischen Streuung, hat das Atom nach dem Streuprozess denselben Energiezustand wie davor. Im Gegensatz dazu befindet sich das Atom nach der inelastischen Streuung nicht im Grundzustand, sondern in einem benachbarten, erlaubten Zustand. Die Energiedifferenz zum Grundzustand, die nun vorliegt, muss dem Lichtquant hinzugefügt oder entnommen werden. Deswegen ist bei einem inelastischen Streuvorgang eine Frequenzverschiebung zu beobachten (Emeis, 2000). Zu einer elastischen Streuung zählt beispielsweise die Rayleigh–Streuung an Atomen und Molekülen oder auch die Mie–Streuung an Aerosolen und Wassertröpfchen, insbesondere an Wolken. Die Raman–Streuung ist dagegen eine typische inelastische Streuung.

### Rayleigh–Streuung

Die Rayleigh–Streuung beschreibt einen Streuprozess, bei dem der Durchmesser des Streukörpers deutlich kleiner ist, als die Wellenlänge des zu streuenden Lichtes. Die Größe der Luftmoleküle liegt in einem Bereich von ungefähr  $10^{-10}$  m. Außerdem ist die Streuung nur geringfügig richtungsabhängig. Im Vergleich zur Seite ist sie etwa um die Hälfte geringer als die Vorwärts– bzw. Rückwärtsstreuung (Emeis, 2000). Die Strahlungsflussdichte und der Streukoeffizient sind umgekehrt proportional zu vierten Potenz der Wellenlänge:

$$I_{\text{Rayleigh}}, \sigma_{\text{Rayleigh}} \sim \frac{1}{\lambda^4}. \quad (2.1)$$

In der Atmosphäre wird deshalb kurzwelliges Licht stärker gestreut als langwelliges Licht. Diese unterschiedlich starke Streuung des Lichtes verursacht die typische blaue Himmelsfärbung. Erwähnenswert ist auch der Sonnenauf– bzw. untergang. Da hier die Strahlung einen längeren Weg durch die Atmosphäre zurücklegen muss, wird der kurzwellige Anteil, wie blau und grün, aus dem Licht heraus gestreut. Die nun am Boden auftreffende längerwellige Strahlung lässt am Morgen sowie am Abend den Himmel rötlich erscheinen (Pfeifer et al., 2004).

### Mie–Streuung

Wenn die Teilchen, an denen das Sonnenlicht gestreut wird, größer als die Wellenlänge sind, wie zum Beispiel bei der Streuung an Aerosolen und kleinsten Wassertröpfchen, spricht man bei dem elastischen Streuprozess von der sogenannten Mie–Streuung. Sie ist

durch eine stärkere Vorwärtsstreuung charakterisiert (Emeis, 2000). Der Streukoeffizient weist eine geringere Potenzabhängigkeit der Wellenlänge auf, als es bei der Rayleigh-Streuung der Fall ist:

$$\sigma_{\text{Mie}} \sim \frac{1}{\lambda^{1.3}}. \quad (2.2)$$

Der Exponent kann dabei zwischen 0.5 und 3.0 variieren. Für den Fall, dass die Wellenlänge und der Partikeldurchmesser nahezu identisch sind, spricht man von der Tyndall-Streuung (Pfeifer et al., 2004). Sie ist im Prinzip der Spezialfall der Mie-Streuung und ist dadurch gekennzeichnet, dass die Streuung einer Reflexion der Strahlung an der Oberfläche der Teilchen entspricht. Dabei ist die Intensität des einfallenden Lichts gleich der Intensität des gestreuten Lichts, welche unabhängig von der Frequenz ist (Pfeifer et al., 2004).

### Raman-Streuung

Bei der Raman-Streuung handelt es sich um eine inelastische Streuung. Hierbei führen Atome und Atomgruppen mechanische Schwingungen aus und dadurch wird die Polarisierbarkeit des Streuobjektes verändert. In diesem Fall ist die Intensität des gestreuten Lichts um einen Faktor von  $10^3$  geringer als bei einer elastischen Streuung (Pfeifer et al., 2004).

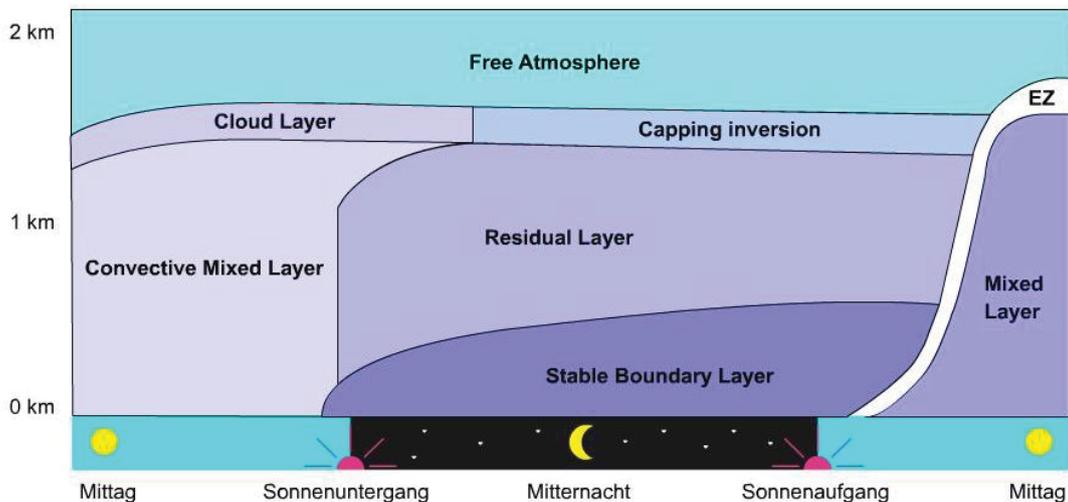
Für das Lidarverfahren ist besonders die elastische Streuung an Partikel und die inelastische Streuung an Luftmoleküle von Bedeutung.

## 2.2 Aufbau der Atmosphärischen Grenzschicht

Die Luft, welche sich in der Erdatmosphäre befindet ist in ständiger Bewegung. Hierbei wird zwischen den geordneten großräumigen Luftbewegungen, wie beispielsweise einem Tiefdruckgebiet und den ungeordneten kleinräumigen Strömungen der Luft unterschieden. Zu den letzteren gehören die sogenannten turbulenten Prozesse. Diese treten vorwiegend in der unteren Atmosphäre, der sogenannten Atmosphärischen Grenzschicht auf. Da sie durch eine hohe Anzahl von Partikeln gekennzeichnet ist, kann sie ebenfalls durch das Lidarverfahren untersucht werden. Deshalb ist es wichtig den Aufbau sowie die Besonderheiten in dieser atmosphärischen Schicht zu kennen.

### Tagesgang der Grenzschicht

Definitionsgemäß wird der Teil der Atmosphäre als Atmosphärische Grenzschicht bezeichnet, bei dem der Reibungseinfluss vom Erdboden mit der Höhe abnimmt und der



**Abbildung 2.1:** Tagesgang der Atmosphärischen Grenzschicht

Wind gegenüber dem geostrophischen Wind eine Richtungsabweichung von etwa  $30\text{--}45^\circ$  erfährt. In Abbildung 2.1 (<http://www.klimedia.ch/kap6/flash/a5.swf>) ist die Änderung der Struktur der Atmosphärischen Grenzschicht im Verlaufe des Tages dargestellt. Dabei ist sie durch zeitlich unterschiedliche Schichten charakterisiert. Während des Sonnenaufgangs entsteht eine gut durchmischte Schicht, die sogenannte Mischungsschicht. Diese ist nach oben hin durch die Entrainmentschicht begrenzt. Wenn der Sonnenuntergang eintritt, bildet sich am Boden die stabile Grenzschicht aus, die im Vergleich zur Mischungsschicht nur eine geringe Mächtigkeit besitzt. Darüber befindet sich die Restschicht, welche wiederum durch die freie Inversion begrenzt wird. Die nächtliche Inversion sowie die stabile Grenzschicht wird durch die Erwärmung der Atmosphäre nach Sonnenaufgang wieder rasch aufgelöst. Die Entrainmentschicht am Tag und die freie Inversion in der Nacht sind jeweils statisch stabil. Dabei erfolgt ein Ein- und Ausmischen von Luft mit der darüber befindlichen freien Troposphäre. Die beiden statisch stabilen Luftschichten umfassen bis zu zehn Prozent der gesamten Grenzschicht. Die Mächtigkeit der Grenzschicht kann stark variieren. So hat sie eine mittlere vertikale Ausdehnung über Land von eins bis zwei Kilometern, während sie über den Meeren nur noch 500 m mächtig ist. Wenn eine stark stabile Schichtung vorhanden ist, sind sogar nur zehn Meter vertikale Ausdehnung möglich (Foken (2006); Kraus (2008)). Mittels des Ceilometer ist es bei einem ganztägigen wolkenlosen Himmel möglich, diesen Tagesverlauf der Atmosphärischen Grenzschicht zu beobachten.

### Vertikale Einteilung der Grenzschicht nach dem Reibungseinfluss

Die Atmosphärische Grenzschicht wird in zwei Hauptschichten eingeteilt: Den oberen Teil, indem die reibungsbedingte Winddrehung statt findet, heißt Ekman-Schicht. Die

untere Schicht, welche gerade einmal zehn Prozent der Grenzschicht ausmacht, wird als Prandtl-Schicht bezeichnet. Sie ist weitgehend durch höhenkonstante Energie- und Stoffflüsse charakterisiert, während in den Schichten darüber vertikale Flussdivergenzen anzutreffen sind. Eine weitere Besonderheit der Atmosphärischen Grenzschicht ist die in der gesamten Schicht vorhandene Turbulenz. Nur direkt in Bodennähe existieren rein molekulare Austauschprozesse. Da jedoch die turbulenten Transportprozesse deutlich effektiver sind, müssen die Gradienten aufgrund der höhenkonstanten Flüsse entsprechend groß sein. Folglich existieren am Boden wegen den intensiven Reibungseinflüssen nahezu keine Luftbewegungen. Mit zunehmender Höhe erfolgen eine starke Windgeschwindigkeitszunahme und gleichzeitig ein Temperaturabnahme. Während die Windgeschwindigkeitszunahme mit der Höhe weiter anhält, erfährt der Wind eine Richtungsänderung. Diese Winddrehung des Reibungswindes in den geostrophischen Wind erfolgt an der Obergrenze der Ekman-Schicht und wird als Ekman-Spirale bezeichnet. Ursache für die Winddrehung ist neben der Abnahme der Reibung mit der Höhe, der Einfluss der Corioliskraft, welche bewirkt, dass der Wind auf der Nordhalbkugel nach rechts abgelenkt wird. Dementsprechend führt dies in höheren Luftschichten zu einer Richtungsänderung. Dieser Effekt wirkt sich auf weitere Luftschichten aus und es entsteht die klassische Spiralförmigkeit. Über der Ekman-Schicht bis zur Tropopause liegt die reliefreibungs- und reibungsfreie Schicht, die auch oft als die freie Troposphäre bezeichnet wird. In diesem Bereich, in dem es keinen Reibungseinfluss durch die Erdoberfläche mehr gibt, findet im Wesentlichen die Wolkenbildung statt (Foken (2006); Kraus (2008)).

## 2.3 Lidarprinzip/Lidargleichung

Das Ceilometer ist ein Gerät zur optischen Fernerkundung, das nach dem Lidarverfahren arbeitet (engl.: Light Detection And Ranging). Mit diesem Verfahren kann die vertikale Verteilung von optischen Eigenschaften der Partikel in der Atmosphäre erstellt werden. Dadurch können Aussagen über die vertikale Verteilung von dem vorhandenen Aerosols in der Atmosphäre gemacht werden. Der Wellenlängenbereich der Laser, die verwendet werden, liegt zwischen dem UV-Bereich und der Infrarotstrahlung, wobei der Laser eines Windlidars sogar eine Laserwellenlänge von  $2 \mu\text{m}$  hat (Engelmann, 2003). Beim Ceilometer wird ein Laser bei einer Wellenlänge von  $1064 \text{ nm}$  verwendet. Dadurch ist nicht nur eine verbesserte Detektion mehrerer Wolken- und Aerosolschichten möglich, sondern auch ein augensicherer Betrieb gewährleistet (Jenoptik, 2009).

### Lidarverfahren

Alle Lidarmessgeräte bestehen aus einer Sendeoptik, welche einen kurzen energiereichen Laserpuls in die Atmosphäre entsendet. Das Prinzip funktioniert ähnlich des Radarverfahren (engl.: Radio Detection And Ranging), mit dem Unterschied, dass die ausgesandte elektromagnetische Welle langwelligen Radiowellen sind. Das ausgesandte Licht

trifft auf Moleküle sowie Partikel und wird in alle Richtungen unterschiedlich stark gestreut. Ausschließlich das Licht, welches in einem Winkel von  $180^\circ$  zu seinem Ursprung zurückgestreut wird, kann vom Lidargerät gemessen werden. Durch die Empfangsoptik erfolgt eine Registrierung des zurückgestreuten Lichts. Schließlich wird mit Hilfe der Detektoren das gemessene Signal in ein elektrisches Signal umgewandelt und zeitaufgelöst gespeichert. Da die Laufzeit  $t$  des gestreuten Laserpulses bekannt ist und sich der Laserpuls mit Lichtgeschwindigkeit  $c$  ausbreitet, ist die Entfernung  $R$  des Streuorts vom Lidarmessgerät mit Hilfe des Weg-Zeit-Gesetzes bestimmbar:

$$R = \frac{c \cdot t}{2}. \quad (2.3)$$

Um die Höhe des Streuorts zu ermitteln, muss das Produkt aus Lichtgeschwindigkeit und Zeit außerdem durch zwei dividiert werden, da der Laserpuls beim Aussenden durch das Lidarsystem und bei der Rückstreuung am Partikel bzw. Molekül zur Empfangsoptik die Höhenstrecke zweimal durchläuft.

### Extinktionskoeffizient

Während dieses Weges hin und zurück zum Lidar ist zusätzlich die als Extinktion definierte Schwächung des Lichtes beim Durchdringen der Erdatmosphäre zu beobachten. Hierfür werden entsprechende Koeffizienten eingeführt:

$$\alpha_{\text{Ext}} = a_{\text{Abs}} + \sigma_{\text{Str}}. \quad (2.4)$$

$\alpha_{\text{Ext}}$  beschreibt den Extinktionskoeffizient, der sich aus dem Absorptionskoeffizient  $a_{\text{Abs}}$  und dem Streukoeffizient  $\sigma_{\text{Str}}$  ergibt. Im Falle einer Streuung von  $180^\circ$  wird der entsprechende Rückstreukoeffizient  $\beta$  definiert.

Da das Licht sowohl mit Molekülen als auch mit Partikeln wechselwirkt, werden die Koeffizienten in einen Molekülanteil (Index M) sowie Partikelanteil (Index P) eingeteilt. Der Volumenrückstreukoeffizient  $\beta$  [ $\text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ ] und Volumenextinktionskoeffizient  $\alpha$  [ $\text{m}^{-1}$ ] besitzen dann folgende Form:

$$\beta(R, \lambda) = \beta_{\text{M}}(R, \lambda) + \beta_{\text{P}}(r, \lambda), \quad (2.5)$$

$$\alpha(R, \lambda) = \alpha_M(R, \lambda) + \alpha_P(r, \lambda). \quad (2.6)$$

### Lidargleichung

Die Gleichung, welche das empfangene Signal beschreibt, ist die sogenannte Lidargleichung (Weitkamp, 2005). Bei einer elastischen Rückstreuung ist sie folgendermaßen definiert:

$$P(R, \lambda_0) = P_0 \frac{E(\lambda_0) \cdot O(R)}{R^2} \cdot \beta(R, \lambda_0) \cdot \exp[-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda_0) dr]. \quad (2.7)$$

Mit der Lidargleichung wird die empfangene Leistung  $P(R, \lambda_0)$  aus der Entfernung  $R$  bei einer Wellenlänge  $\lambda_0$  bestimmt. Sie hängt von der ausgesandten Leistung  $P_0$  sowie dem Term  $E(\lambda_0) \cdot O(R)$ , der aus einer Wellenlängen abhängigen Systemfunktion  $E(\lambda_0)$  und der Überlappungsfunktion  $O(R)$  besteht, ab. Außerdem wird die gesamte Gleichung durch die Entfernung  $R$  zum Quadrat dividiert werden, da das Signal  $P(R, \lambda_0)$  mit  $R$  abnimmt.

Die Überlappungsfunktion beschreibt die geometrische Überschneidung des vom Laserstrahl beleuchteten Volumens mit dem Gesichtsfeld des Empfängerteleskops. Falls  $O(R) = 1$  ist, wird der Laserstrahl vollständig auf dem Detektor abgebildet und ist im Allgemeinen oberhalb einer bestimmten Höhe der Fall. Darunter ist  $O(R) \neq 1$  und damit eine Unbekannte, welche explizit berechnet werden müsste. Die Systemfunktion  $E(\lambda_0)$  charakterisiert die Effizienz der Detektoren sowie der Empfangsoptik und hängt insgesamt von vier Variablen ab:

$$E(\lambda_0) = \frac{c \cdot t_p}{2} A \eta(\lambda_0). \quad (2.8)$$

Dabei ist  $t_p$  definiert als die Pulsdauer eines Laserpulses, der sich mit der Lichtgeschwindigkeit  $c$  ausbreitet. Die Fläche  $A$  des Empfangsteleskops dient zur Bestimmung des Anteil des Raumwinkel  $A/R^2$ , aus der Signale empfangen werden können.  $\eta$  ist die Transmission der Empfangsoptik.

Schließlich hängt die Lidargleichung noch von dem Rückstreuoeffizienten  $\beta(R, \lambda_0)$  und dem Transmissionsterm  $\exp[-2 \int_0^R \alpha(R, \lambda_0) dr]$  ab, der Werte zwischen Null und eins annehmen kann. Der Transmissionsterm drückt die Stärke der Extinktion des Lichtes auf dem Weg zum Streuort und zurück aus. Damit Datenmengen überschaubar bleiben

und um die statistische Fehler zu vermindern, wird eine Aufsummierung der Signale mehrerer Laserpulse vor dem Abspeichern vorgenommen (Tesche, 2006).

Die oben genannte Lidargleichung ist nur für den elastischen Fall gültig. Bei einer inelastischen Rückstreuung müsste die Gleichung abgeändert werden, da in diesem Fall eine Raman–Verschiebung von  $\lambda_0$  vor der Streuung zu  $\lambda_R$  nach der Streuung statt findet (Weitkamp, 2005).

## 2.4 Klett–Methode

### Lidarverhältnis

In der Lidargleichung existieren für den elastischen Fall genau zwei unbekannte Größen, die es zu bestimmen gilt. Zum einen die Rückstreuung  $\beta(R, \lambda_0)$  des Ausgangssignals und zum anderen die Extinktion  $\alpha(R, \lambda_0)$ . Falls keine unabhängige Bestimmung des Rückstreckoeffizienten und des Extinktionkoeffizienten vorliegt, ist es notwendig ein Verhältnis aus beiden Größen zu verwenden. Dieses Verhältnis wird auch als Lidarverhältnis bezeichnet und bildet es für den Partikel– sowie Molekülanteil der beiden Koeffizienten, wobei der molekulare Anteil bereits bekannt ist:

$$\text{Lidarverhältnis des Partikelanteil :} \quad S_P(R, \lambda) = \frac{\alpha_P(R, \lambda)}{\beta_P(R, \lambda)}, \quad (2.9)$$

$$\begin{aligned} \text{Lidarverhältnis des Molekülanteil :} \quad S_M(R, \lambda) &= \frac{\alpha_M(R, \lambda)}{\beta_M(R, \lambda)} \\ &= \frac{8\pi}{3} \text{sr}. \end{aligned} \quad (2.10)$$

Das Lidarverhältnis  $S(R, \lambda)$ , welches in Steradian (sr) angegeben wird, ist eine charakteristische Größe und hängt von den mikrophysikalischen Eigenschaften, der Zusammensetzung und der Streuart des Aerosolpartikels ab. In der Nacht ist mit Hilfe eines Raman–Lidars das Verhältnis sehr gut bestimmbar, da bei der inelastische Streuung die Extinktion mit Hilfe der Raman–Methode berechnet werden kann (Weitkamp, 2005). Jedoch ist am Tag eine Abschätzung von  $S_P(R, \lambda)$  notwendig, um die Messungen auszuwerten. Da die Messung in Leipzig durchgeführt wurde und in dieser Region meist urbanes Aerosol zu beobachten ist, wurde für diesen Aerosoltyp der übliche Wert von ca. 55 sr angenommen. Falls Aerosolpartikel mit anderen Eigenschaften, wie beispielsweise Vulkanasche, durch Luftströmungen über dem Raum Leipzig herangeführt wurden,

musste dementsprechend  $S(R, \lambda)$  für die Auswertung verändert werden. Bei Zirruswolken muss mit mindestens 30 sr sogar ein weit aus geringeres Lidarverhältnis angenommen werden (Ansmann et al., 1992a).

### Klett–Methode

Im Gegensatz zu einem Raman–Lidar wird beim Ceilometer das Laserlicht mit der Wellenlänge empfangen, mit welcher die Laserpulse auch ausgesendet werden, da eine elastische Streuung vorliegt. Deshalb ist der Partikelextinktionskoeffizient nicht unabhängig vom Partikelrückstreukoeffizienten bestimmbar. Es ist also notwendig, die Auswertung des elastischen Signals mit der sogenannte Klett–Methode durchzuführen (Klett (1981); Fernald (1984)). Durch Einsetzen der Lidarverhältnisse (2.10) und (2.9) in die Lidargleichung (2.7) folgt nach entsprechender Umformung eine Bernoullische Differentialgleichung. Die Lösung dieser Differentialgleichung ist der Partikelrückstreukoeffizient  $\beta_P(R, \lambda_0)$ , welcher folgender Form besitzt:

$$\beta_P(R, \lambda_0) = \frac{U(R_0, R, \lambda_0)}{V(R_0, \lambda_0) - 2S_P(R, \lambda_0) \int_{R_0}^R U(R_0, R, \lambda) dz}, \quad (2.11)$$

mit

$$U(R_0, R, \lambda_0) = R^2 P(R, \lambda_0) \cdot [-2(S_P(\lambda_0) - S_M \int_{R_0}^R \beta_M(r, \lambda_0) dr)]$$

und

$$V(R_0, \lambda_0) = \frac{R_0^2 P(R_0, \lambda_0)}{\beta_P(R_0, \lambda_0) + \beta_M(R_0, \lambda_0)}.$$

Bei einer Entfernung  $R_0$  wird der Referenzwert von  $\beta_P(R_0, \lambda_0)$  in einer Höhe mit geringer Partikelkonzentration festgelegt, sodass  $\beta_P$  gegenüber  $\beta_M$  vernachlässigt werden kann. Nun erfolgt eine Integration der Gleichung (2.11) beginnend bei  $R_0$ . Die Integration vom entfernteren zum näheren Signal wird als Rückwärtsintegration bezeichnet und ist numerisch stabil. Falls ein korrekter Referenzwert für den Partikelrückstreukoeffizient  $\beta_P(R_0, \lambda_0)$  festgelegt werden kann, ist mittels der Klett–Methode eine Bestimmung des Partikelrückstreukoeffizient möglich.



## 3 Messgeräte

### 3.1 Das Ceilometer CHM 15k-x

Das von der Firma Jenoptik entwickelte Ceilometer dient in erste Linie zur Messung von Wolkenhöhen bis zu fünfzehn Kilometer sowie das Bestimmen von Wolkenschichtdicken. In dieser Arbeit steht die Untersuchung der vertikalen Verteilung von Aerosolpartikeln im Vordergrund. Besonders Aerosolschichten über der Grenzschicht, wie Saharastaub und Vulkanasche, aber auch die Aerosole in der Grenzschicht selbst sind hierbei von Interesse. Abgesehen von der Rückstreuung an Zirusbewölkung wurde in dieser Arbeit die Rückstreuung an allen anderen Wolkenarten nicht ausgewertet.

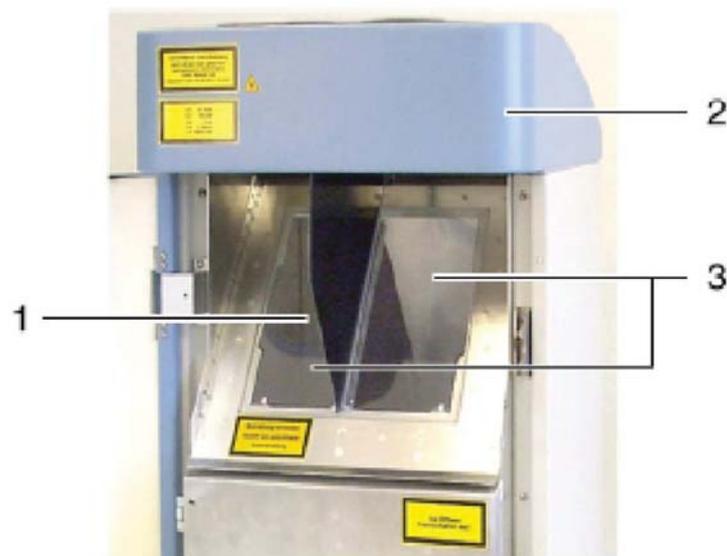


**Abbildung 3.1:** Das Wolkenhöhenmessgerät Ceilometer CHM 15k-x (Jenoptik, 2009).

### Aufbau des CHM 15k-x

Das CHM 15k-x wird im Bedienerhandbuch Jenoptik (2009) als ein modular aufgebautes Kompaktgerät beschrieben, das bei einem Temperaturbereich von  $-40\text{ °C}$  bis  $+50\text{ °C}$  und einer relativen Feuchte von 0% bis 100% arbeitet. Bei einer Aufstellfläche von 50 mal 50 cm und einer Höhe von 1.55 m besitzt das Gerät eine Masse von 70 kg. Das Gerät, welches auf dem Dach des IfT-Gebäudes senkrecht aufgestellt wurde, darf den Kippwinkel von maximal  $20^\circ$  nicht überschreiten.

Das Gehäuse des Ceilometers, welches zweischalig aufgebaut ist, besteht aus einem korrosionsfestem Aluminium. Dabei soll die Außenschale das Innengehäuse, welches die Messeinheit trägt, vor äußeren Einflüssen, wie Sonneneinstrahlung, Regen, Schnee und Wind schützen. Dies wird zusätzlich durch den Einsatz eines Kamins zwischen der Außenschale und dem inneren Gehäuse realisiert. Des Weiteren schützt die Gehäusehaube das Innengehäuse vor Niederschlag und Schmutz.



**Abbildung 3.2:** (1) Laseraustritt, (2) Gehäusehaube, (3) Glasscheiben.

Die Öffnungen sowohl für Laseraustritt als auch Lasereintritt sind in der Gehäusehaube vorhanden (Abb. 3.2). Neben einer Wand in der Haube, die zur Trennung des empfindlichen Empfangsbereich vom Sendebereich dient, befindet sich im Haubeninnenraum ein Leitluftblech, das den Luftstrom von den zwei vorhandenen Lüftern direkt über die beiden Glasscheiben des Innengehäuses leitet. Die komplette Ausrüstung für den Einsatz des Ceilometers wird durch das Innengehäuse getragen. Die Datenleitung, Stromzufuhr, Erdung sowie der Anschluss der außenliegenden Lüftern erfolgen durch die dazugehörigen Kabeldurchführungen, welche über Stopfbüchsen gewährleistet werden. Außerdem

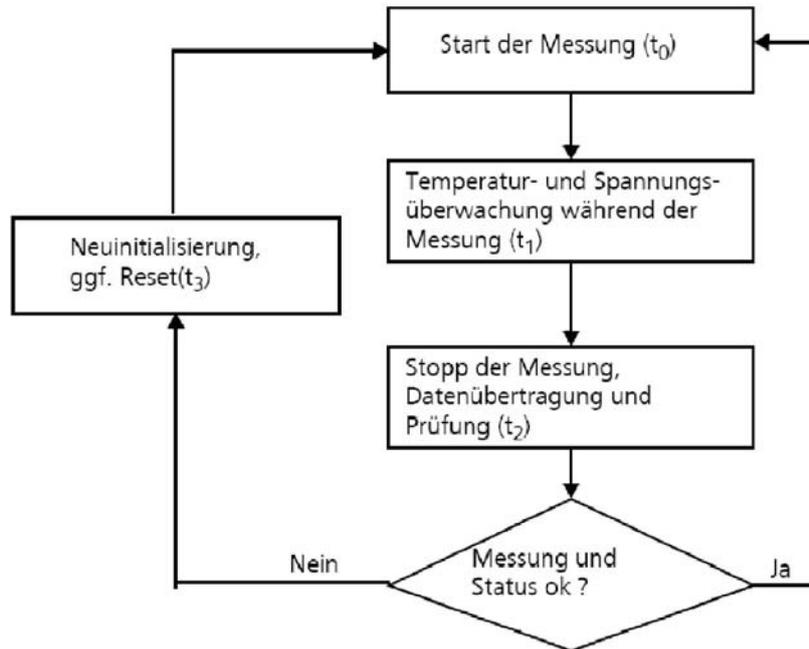
befindet sich im Innengehäuse ein Druckausgleichselement mit einer Goretex-Membran, um den Druck entsprechend auszugleichen. Die in der Abbildung 3.2 zu erkennenden Glasscheiben bilden ein zweigeteiltes Sichtfenster, welches aus entfärbten Floatglas besteht. Zusätzliches sind die Glasscheiben in einem Brewsterwinkel geneigt, um einen verlustarmen Laseraustritt und eine optimale Selbstreinigung der Scheiben zu ermöglichen. Hierbei schalten sich die Lüfter jede Stunde oder beim Auftreten von Regen und Schnee ein. Dieser Vorgang dient neben der Reinigung der Glasscheiben dazu, die Wärmeabfuhr aus dem Innengehäuse zu ermöglichen. Durch die abnehmbare Rückwand kann die Wartung der Lüfter des Gerätes ohne Probleme durchgeführt werden. Der Innenraum des inneren Gehäuses ist durch eine weitere Innentür geschützt, welche, wie auch die Außentür, durch Schließmechanismen gesichert sind. Der Zugang zum Innenraum darf nur durch ein sicherheitsunterwiesenen Personal durchgeführt werden.

Das Innengehäuse besteht aus mehreren Einheiten. Neben der Sende- und Empfangseinheit enthält das Gehäuse einen Rechner mit dazugehörigen Komponenten, einen Sensor sowie Laser als Controller Modul und ein Kommunikationsmodul. Außerdem befindet sich im Innenraum die Stromversorgung, die Lüfter, eine Temperatursensorik und schließlich noch eine Blitzschutzeinrichtung. Der Vorteil der modular aufgebauten Funktionseinheiten ist die getrennte Befestigung im Innengehäuse, wodurch jede Einheit einzeln herausgenommen und wenn notwendig ausgetauscht werden kann.

### Funktionsweise des CHM 15k-x

Des Weiteren beinhaltet das Bedienerhandbuch Jenoptik (2009) die technischen Daten sowie den Messzyklus. Die Lichtquelle als Sendeeinheit ist ein Laser der Laserschutzklasse 1M. Die unsichtbaren Laserstrahlen, welche eine Wellenlänge von  $\lambda = 1064$  nm besitzen, werden bei einer geringen Divergenz unter  $0.5 \mu\text{rad}$  und einem Strahldurchmesser von 90 mm ( $1/\exp^2$ ) ausgesendet. Die Bandbreite des Lasers beträgt 0.38 nm. Neben einer Pulsdauer von ca. 0.5 ns, ist der Laser durch eine Pulswiederholungsrate von 5 kHz bis 7 kHz gekennzeichnet, welche nach längerer Zeit anfängt zu sinken. Falls die Pulsrate einen Wert von 4.5 kHz unterschreitet, wird eine Fehlermeldung angezeigt. Die Signalaufnahme des Ceilometers erfolgt mittels eines Photonen-zählverfahrens (Jenoptik, 2009). Dies ist im Vergleich zu analogen Messverfahren vorteilhaft, da aufgrund der empfindlichen Nachweisteknik der Einsatz in Bereichen von geringer Zählrate gewährleistet ist. Dabei ist nicht nur das Nutzsignal betroffen, sondern auch das Rauschsignal, wie beispielsweise die Hintergrundstrahlung.

Der Verlauf einer Standardmessung ist in Abbildung 3.3 dargestellt. Während der Messung erfolgt eine Temperatur- und Spannungsüberwachung. Nach dem Zeitpunkt  $t_2$  werden die Messdaten geprüft und die einzelnen Statusparameter ausgewertet. Die Durchführung einer Neuinitialisierung erfolgt, wenn ein Hardwareproblem vorliegt oder die Werte den Toleranzbereich überschritten haben. Mit Hilfe eines APD-Controllers wird der Messzyklus überwacht. Der Zustand des Empfängers ist durch die Überwachung



**Abbildung 3.3:** Ablaufschema des Standardmesszyklus (Jenoptik, 2009).

seiner Versorgungsspannung und durch sein Rauschverhalten charakterisiert. Schließlich werden die gemessenen Werte in einem erweiterten Datentelegramm angegeben.

Die Rohdaten werden als binäres Datenformat in NetCDF per Datenfernübertragung über digitale Standard-Schnittstellen übergeben. Durch den vorhandenen Speicher können Dateien bis zu einem Monat vorgehalten werden. Der Vorteil von NetCDF ist eine computerplattform-unabhängige Schnittstelle zum Speichern und Lesen von wissenschaftlichen Daten. Außerdem enthalten die Datensätze Erläuterungen zu den gespeicherten Inhalten. Das Ceilometer speichert sämtliche Daten eines Tages in einer Datei ab, wobei die gespeicherten Werte durch Variablen, Dimension und Attribute definiert sind. Es ist dabei möglich von allen Parametern, welche vom Gerät gemessen wurden, beliebig viele in einem Programm einzulesen. Durch die bereits erläuterte Klett-Methode wurde aus dem gemessenen Signal die Rückstreuung berechnet und die dazu gehörigen Profile des Partikelrückstreuoeffizienten erstellt. Die Messzeit, welche in einem zeitlichen Bereich von fünf Sekunden bis zu einer Stunde gewählt werden kann, wurde auf einen typischen Zeitwert von einer halben Minute festgelegt. Dem Zufolge konnten maximal 2880 zeitliche Messwerte abgespeichert werden.

Schließlich ist die richtige Einstellung der Baudrate für die Datenübertragung nicht unwesentlich. Sie beschreibt die Schrittgeschwindigkeit, in der die Daten vom Ceilometer übertragen werden. Im Betriebszustand bei der Auslieferung des Gerätes war die Baudrate auf einen Standardwert von 9600 Baud eingestellt. Dadurch konnte nur eine

Wolkenerkennung realisiert werden. Um jedoch eine vollständige Rohdatenübertragung zu gewährleisten, ist eine Baudrate von 19200 Baud erforderlich. Nach der Umstellung auf die neue Baudrate war es möglich, auch bei Messintervallen unter einer Minute das Gerät noch geregelt abfragen zu können.

Gemessen wurde vom April bis September 2010, wobei das Gerät die Messdaten jeden Tag als neue Datei abgespeichert hat. Die vertikale Auflösung des Ceilometers liegt bei 15 m. Da für die Höhenmessung 1024 Messwerte vorliegen, ist eine Berechnung der vertikalen Profile von der Atmosphäre vom Erdboden bis 15345 m möglich. Sowohl am Anfang als auch während des Messzeitraums traten teilweise Probleme mit dem CHM 15k-x auf, welche die Messungen behinderten. Aufgrund von anfänglichen Softwareproblemen, wurde die Datenübertragung gestört. Im Juli musste ein defektes Gerätezubehör, welches sich im Innengehäuse befand, ersetzt werden. Dies war die Ursache, weshalb in der ersten Juliwoche keine Messungen durchgeführt werden konnten. Der in diesem Zeitraum auftretende Saharastaub konnte folglich nicht gemessen werden.

## 3.2 Sonnenphotometer

Um die Daten des Ceilometergerätes auswerten zu können, ist es erforderlich, Hilfsdaten von anderen Messgeräten zur Auswertung heranzuziehen. Deshalb wurden Messdaten eines Sonnenphotometers, welches ebenfalls auf dem Dach des IFT-Gebäudes aufgestellt war, genutzt. Die Funktion eines solchen Photometers besteht darin, die Intensität der direkten Sonneneinstrahlung zu messen. Aufgrund von Streuung und Absorption wird das Sonnenlicht während des Weges von der Atmosphäre bis hin zum Erdboden unterschiedlich stark geschwächt. Dies erfolgt nach dem Lambert-Beerschen Gesetz, welches für Strahlungsdämpfung folgende Form aufweist:

$$I_{\text{gem}} = I_0 \cdot \exp[-\epsilon \cdot d] \quad (3.1)$$

Um die gemessene Intensität  $I_{\text{gem}}$  zu bestimmen, muss die Intensität  $I_0$  der einfallenden Strahlung mit dem Term  $\exp[-\epsilon \cdot d]$  multipliziert werden. Dieser hängt von der Dicke  $d$  des durchdringenden Mediums und dem Massenschwächungskoeffizient  $\epsilon$  ab (Pfeifer et al., 2004).

### Aufbau des Sonnenphotometers

Das Sonnenphotometer besteht aus einem Sensorkopf, welcher sich stets automatisch in die Richtung der Sonne bewegt. Für die Messung der direkten Sonneneinstrahlung werden Kanäle mit verschiedenen Wellenlängen und den dazugehörigen Interferenzfilter

genutzt. Dabei werden die Filter mittels eines beweglichen Filtrerrades in die entsprechende Position gebracht und es kann die spektrale Extinktion anhand von Gleichung (3.1) für die jeweiligen Wellenlängen ermittelt werden (Versick, 2006). Daraus lassen sich wiederum Aerosolgehalt, Wasserdampfgehalt sowie Ozonkonzentration ableiten.



**Abbildung 3.4:** Ein Sonnenphotometer entwickelt von Cimel Elektronik (<http://www.uni-trier.de/index.php?id=28930>).

### Funktionsweise des Sonnenphotometers

Das verwendete Sonnenphotometer des Typs Cimel CE 318N von Cimel Elektronik erlaubt eine automatische Messung, wobei das Gerät, sofern keine Wolken das Sonnenlicht beeinträchtigen, nur am Tag messen kann. Die Daten werden dem Aerosol Robotic Network (AERONET, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, (Holben et al., 1998)) zur Verfügung gestellt. Das Photometer misst die Radianz in acht verschiedenen Kanälen, welche sich in einem Bereich von 340 nm und 1640 nm befinden. Durch die gemessene Intensität kann die Aerosol Optische Dicke, welche für die Auswertung der Ceilometerdaten eine wesentliche Rolle spielen, berechnet werden. Für die einzelnen Kanäle ist der dazugehörige Wert der optischen Dicke auf AERONET einsehbar. Da der Laser des CHM 15k-x eine Wellenlänge von 1064 nm besitzt, wurden die Werte für den Kanal mit  $\lambda = 1020$  nm

als Vergleichswert bezüglich der optischen Dicke genutzt. Es wurden die AERONET level 2.0 Daten der acht Kanäle des Sonnenphotometers verwendet, damit die Werte der optischen Dicke nicht durch das Auftreten von Wolken zusätzlich verfälscht werden. Da das Photometer in der Nacht keine Daten liefert, wurde für Nachtmessungen des Ceilometers die optische Dicke am Abend davor und am nächsten Morgen verglichen und entsprechend interpoliert. Somit wurde für jeden wolkenfreien Zeitraum, indem das Sonnenphotometer gemessen hat, die optische Dicke als Kontrollwert für die Messung des Ceilometers berechnet.

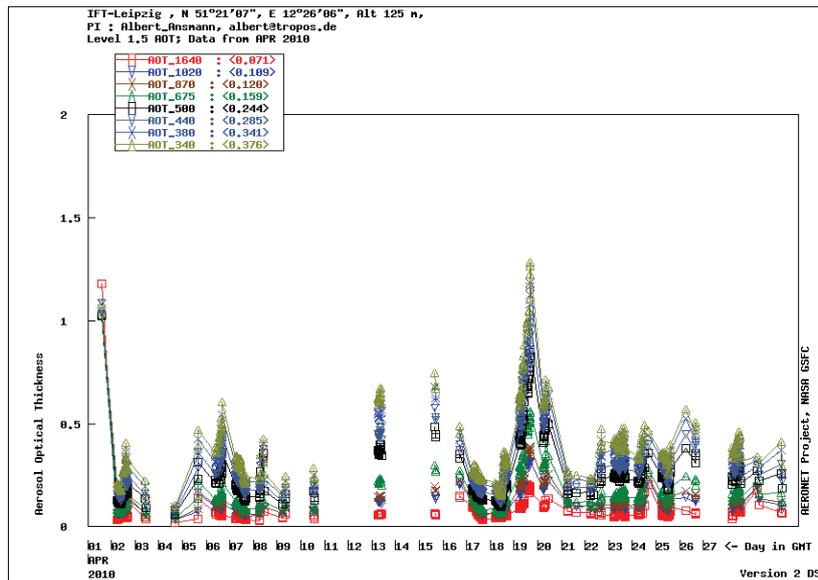


Abbildung 3.5: Sonnenphotometermessung der optischen Dicke im April 2010.

Die optische Dicke ist einheitenlos und beschreibt die Schwächung des Lichtes in der Atmosphäre durch die Streuung und Absorption an Aerosolteilchen und Luftmolekülen. Die optische Dicke  $\tau$  ist als das Integral über die Extinktion definiert:

$$\tau = \int_0^{\infty} \alpha(r, \lambda_0) dr. \quad (3.2)$$

### Verlauf der optischen Dicke von April bis Juni

Die obigen drei Abbildungen 3.5, 3.6 und 3.7 zeigen den Verlauf der optischen Dicke in den entsprechenden Monaten (Holben et al., 1998). Am 19. bis 21. April ist ein deutlicher Peak zu sehen, welcher auf die Aschewolke des ausgebrochenen Vulkans Eyjafjallajökull zurückzuführen ist. Dieser Fall wird in Kapitel Messbeispiele im Detail

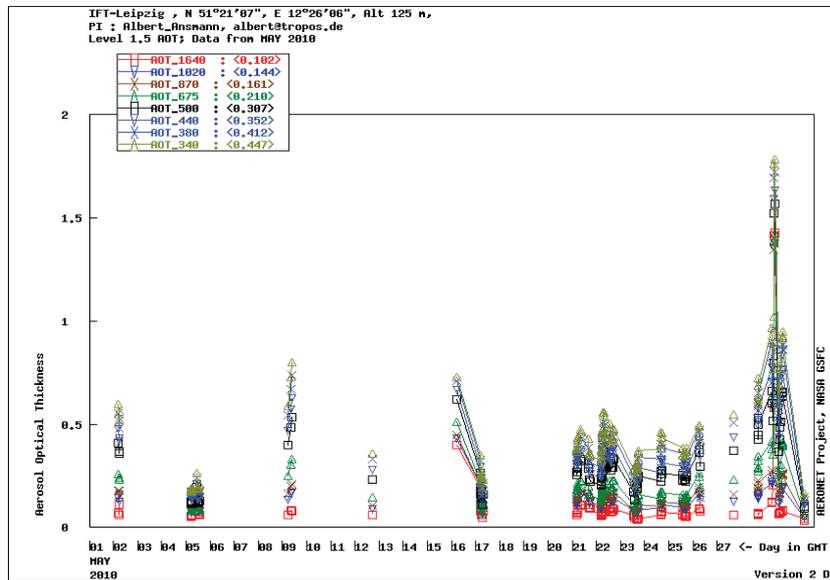


Abbildung 3.6: Sonnenphotometermessung der optischen Dicke im Mai 2010.

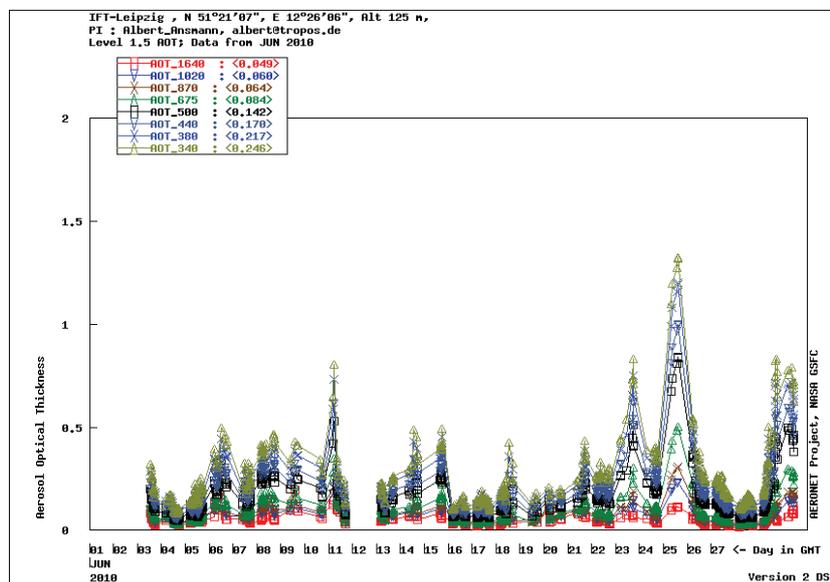


Abbildung 3.7: Sonnenphotometermessung der optischen Dicke Juni 2010.

erläutert. Da 2010 einer der regenreichsten Maimonate überhaupt zu beobachten war, sind aufgrund der übermäßigen Regenwolken auch kaum Messungen mit dem Sonnenphotometer möglich gewesen. Folglich wurde die optische Dicke nur an einigen Tagen im Mai bestimmt, wie in der Abbildung 3.6 zu sehen ist. Besonders auffällig ist dabei der mittlere Wert der optischen Dicke in diesem Monat, welcher höher als im April und Juni ist. Außerdem ist ein deutlicher Peak am Ende des Monats erkennbar, welche nicht eindeutig zu erklären ist. Eine stark ausgeprägte Grenzschicht, die zum Beispiel am 29. Mai bis zu 2500 m Mächtigkeit besaß, ist vermutlich die Ursache.

Der darauf folgende Monat war meist durch wolkenfreies Wetter gekennzeichnet und dementsprechend konnte die optische Dicke fast vollständig über dem gesamten Juni berechnet werden. In 3.7 ist u. a. ein Peak am 10. bis 11. Juni 2010 zu erkennen. Ursache dafür ist eine Staubschicht, welche aus der Sahara stammt. Diese zwei Tage werden ebenfalls in Kapitel Messbeispiele diskutiert. Auch am Ende diesen Monats ist die optische Dicke um einiges höher als an den ersten Junitagen. Dabei sind die letzten Tage durch einen nahezu wolkenfreien Himmel und extrem hohe Temperaturen gekennzeichnet gewesen. Der extrem hohe Peak am 25. Juni wird auch durch eine stark ausgebildete Grenzschicht verursacht.

Die optische Dicke nimmt im Mittel Werte zwischen 0.05 und 0.10 an. Während das Ceilometer Messdaten von Ende April bis Mitte September lieferte, lagen für die optische Dicke von Aerosol Robotic Network nur Daten bis Ende Juni vor. Dadurch konnte keine vollständige Auswertung der Daten des CHM 15k-x nach Juni 2010 vorgenommen werden.

### 3.3 Radiosonden

Neben dem Sonnenphotometer werden auch die Messdaten von Radiosonden für die Auswertung verwendet, da für der Berechnung der Dichte und damit des molekularen Rückstreukoeffizienten  $\beta_M(R, \lambda)$  Temperatur- und Druckprofile erforderlich sind. Hierfür wurden die Daten von den Radiosondenaufstiegen vom DWD Observatorium in Lindenberg bei Berlin verwendet, welche regelmäßig alle zwölf Stunden durchgeführt werden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass durch Änderung des Temperaturgradienten, das Temperaturprofil, das Profil der Luftdichteänderung und damit auch die Anzahlkonzentration der Teilchen in der Atmosphäre beeinflusst wird. Dies hat zur Folge, dass bei der Bestimmung der Extinktion Unsicherheiten bei Temperaturinversionen auftreten können. Die Radiosondendaten müssen, wie auch die optische Dicke, bei jeder Auswertung mit eingelesen werden.



# 4 Datenauswertung

## 4.1 Manuelle Datenauswertung

### Daten des CHM 15k-x

Zunächst erfolgte die Messung des von der Atmosphäre zurückgestreute Laserlichts, welche in den Daten als Rohsignal vorlagen. Die einzelnen Rohdaten wurden alle 24 Stunden von 0 UTC bis 24 UTC (Coordinated Universal Time) in eine neue Datei abgespeichert. Die Werte des Rohsignals wurden vom Programm des Messgerätes eigenständig abgeändert, indem es beim Erstellen der einzelnen Dateien die Hintergrundstrahlung bereits abzog. Folglich gibt das Ceilometer nicht das gemessene Rohsignal  $P(R, \lambda_0)$ , sondern das abgeänderte Rohsignal  $\beta_{\text{raw}}$  in einer zeitlichen Auflösung von 30 s und räumlichen, vertikalen Höhenauflösung von 15 m aus.

### Darstellung des Rohsignals

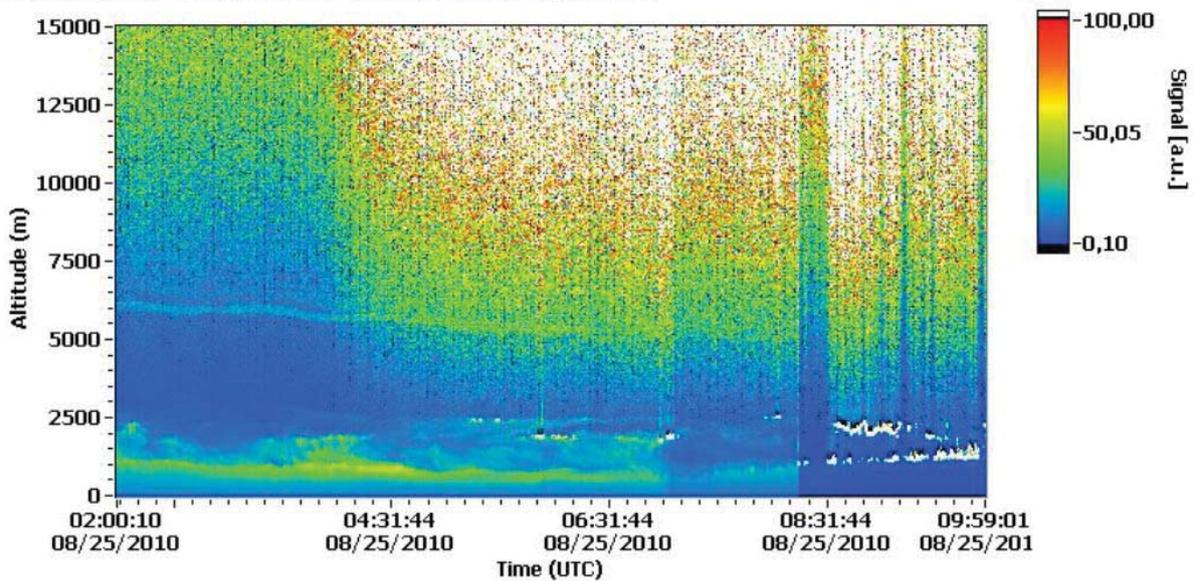
Zum Auswerten der Daten wurde ein Auswerteprogramm der Programmiersprache LabView (Laboratory Virtual Instrumentation Engineering Workbench) verwendet, welches bereits für andere Lidargeräte des IfTs zur Verfügung stand. Bevor die Messdaten in LabView eingelesen werden konnten, musste das Programm für die Ceilometerdaten angepasst werden. Neben der Auswahl bestimmter Zeitintervalle in den einzelnen Ceilometerdateien, konnten im LabView-Programm separate Dateien mit einander verbunden werden. So konnten die Messdaten eines Abends mit denen des nächsten Morgens, welche in einer anderen Datei abgespeichert waren, verknüpft werden, um z. B. das Rückstreuungssignal einer vollständigen Nacht in einem Profil zu erstellen.

Die erste Größe, welcher berechnet wurde, ist das entfernungskorrigierte Signal  $PR^2$  (Range-corrected signal). Dadurch konnte zunächst eine Verlaufsdarstellung bis 15 km Höhe für die entsprechenden Messtage bestimmt werden. Außerdem ist mittels des entfernungskorrigierten Signals  $PR^2$  möglich, die für die Auswertung erforderlichen Profile des Partikelrückstreuoeffizienten zu berechnen. Dafür wird vom gemessene Rohsignal das Hintergrundsignal abgezogen und mit dem Abstand  $R^2$  multipliziert. Da jedoch das veränderten Rohsignal  $\beta_{\text{raw}}$  vorliegt, wird daraus das entfernungskorrigierte Signal  $PR^2$  folgendermaßen bestimmt:

$$PR^2 = \beta_{\text{raw}} \cdot R^2. \quad (4.1)$$

Das Rohsignal multipliziert mit  $R$ , der Entfernung des gemessenen Rückstreusignals, welches quadratisch in die Berechnung eingeht, ergibt das eigentliche entfernungskorrigierte Signal  $PR^2$ . Aufgrund der räumlichen Auflösung des Gerätes von 15 m und der Messbarkeit der zurückgestreuten Signals bis über 15 km Höhe, liegen alle 30 Sekunden 1024 Messwerte vor.

Range-corrected signal@1064nm, CHM15kx\_Ift, Leipzig, Germany

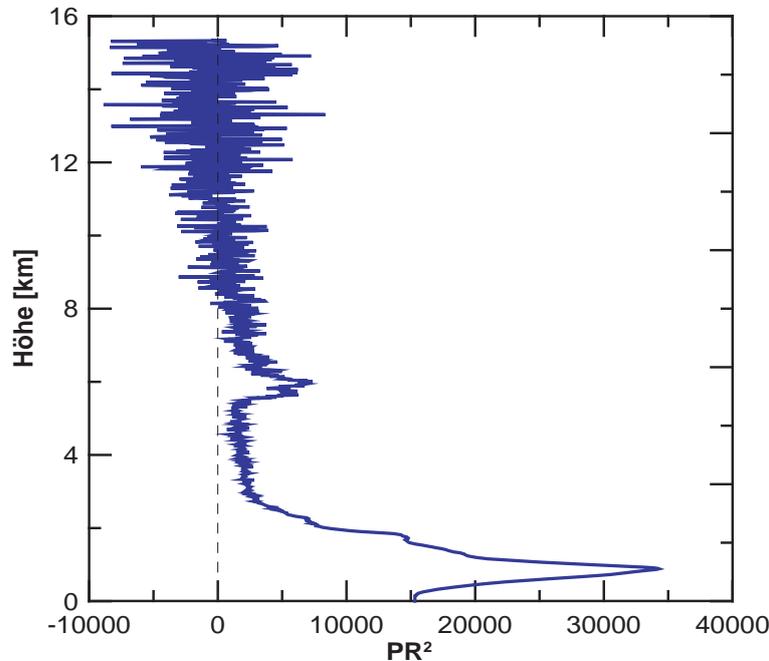


**Abbildung 4.1:** Eine Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals  $PR^2$  vom 25. August 2010, 02:00 UTC bis 10:00 UTC.

Die Abbildung 4.1 zeigt eine typische Verlaufsdarstellung und beschreibt das Maß für die Stärke der Intensität des zurückgestreuten Laserlichts am 25. August 2010 von 2:00 UTC bis 10:00 UTC, was für Leipziger Zeit 4:00 Uhr bis 12:00 Uhr entspricht. Die Legende rechts neben der Abbildung stellt die Intensitätsverteilung im Bild dar. Während schwarz auf kein und blau auf geringes empfangenes Rückstreusignal hinweist, sind hohe detektierte Intensitäten des Rückstreulichtes durch gelb und rot gekennzeichnet. In der Verlaufsdarstellung entspricht die weiße Färbung der Rückwärtsstreuung, welche vom Ceilometer fast vollständig erfasst wurde.

Zwischen 2:00 UTC und 5:00 UTC ist zu erkennen, dass in diesen Stunden keine Bewölkung vorhanden war. Die Grenzschicht bei ungefähr einem Kilometer ist durch Aerosolpartikel charakterisiert. Dies lässt sich aus der grünen Färbung in diesem Höhenbereich

schließen, da anhand der in der Grenzschicht typisch vorkommenden Partikel das ausgesandte Laserlicht stärker zurückgestreut wird, als in den darüber liegenden Luftschichten. In einer Höhe von ca. 6 km ist eine dünne, intensivere Schicht zu beobachten, die auf weitere Aerosolpartikel zurückzuführen ist.



**Abbildung 4.2:** Das entfernungskorrigierte Signal als Profil vom 25. August 2010, 02:00 UTC bis 05:00 UTC.

Neben den Aerosolen sind in Abbildung 4.1 ab 8:00 UTC das Auftreten von Wolken zu beobachten, welche weiß in 1 bis 2 km Höhe dargestellt sind, da an Wolken eine starke Rückstreuung des Laserlichtes erfolgt. Direkt über den Wolken ist keine Rückstreuung mehr vorhanden, was in der Verlaufsdarstellung schwarz dargestellt ist. Da solche Wolken für die Auswertung nicht mit einbezogen wurden, erfolgte eine Untersuchung der Messdaten nur für Zeitperioden, die stets wolkenfrei waren. Des Weiteren ist erkennbar, wie im Verlaufe des Tages der Einfluss der Sonneneinstrahlung deutlich zunimmt. In Abbildung 4.1 ist dieser Effekt durch weiß oberhalb von 7 km und dementsprechend durch ein verrauschteres Signal dargestellt, welches ab dem Sonnenaufgang besonders in der Höhe stark zunimmt.

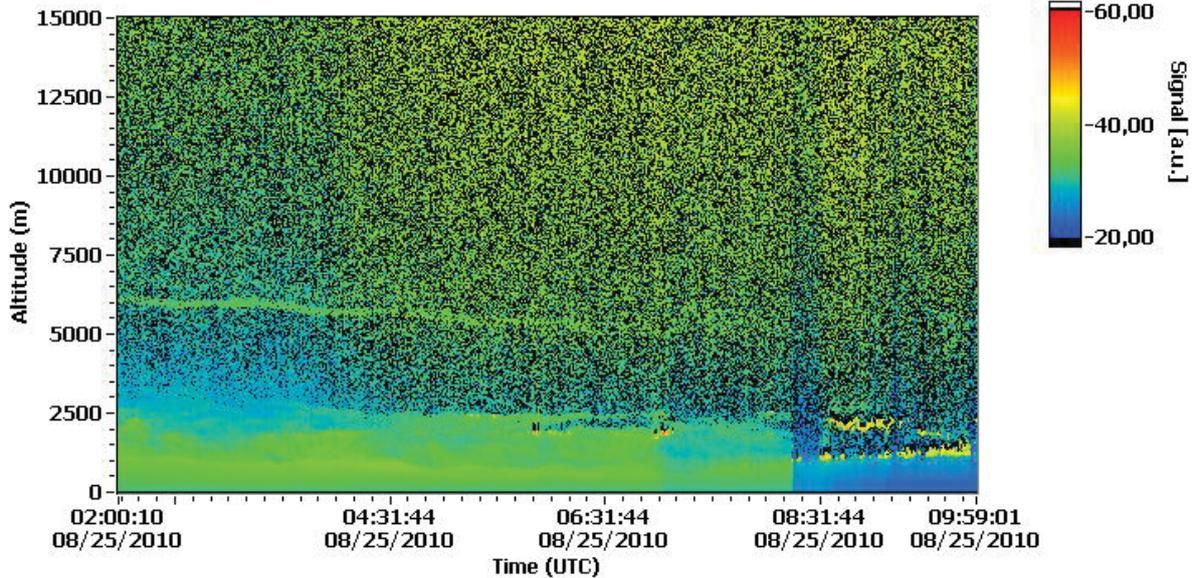
Zeitlich über 3 h gemittelt, lässt sich das in der Verlaufsdarstellung abgebildete entfernungskorrigierte Signal  $PR^2$  auch als graphisches Profil mit der  $y$ -Achse als Höhe und der  $x$ -Achse als  $PR^2$ , wie in Abbildung 4.2, darstellen. Für die Mittelung wurde der wolkenfreie Zeitraum des 25. August 2010 von 2:00 UTC bis 5:00 UTC gewählt.

Sowohl die Grenzschicht bis fast 2 km als auch die Aerosolschicht in der Höhe bei ca. 6 km ist im Profil durch ein stärkeres Signal erkennbar. Die großen Schwankungen ab 7 km entstehen dadurch, da in diesen Höhen das Rückstreusignal deutlich geringer ist als beispielsweise in der Grenzschicht. Außerdem ist das  $R^2$ , welches mit der Hintergrundstrahlung multipliziert wird, in diesem Höhenbereich ebenfalls deutlich höher, wodurch das Profil diese verrauschte Struktur aufweist. Ab 10 km sind die Ausschläge des Profils so stark, dass hier kaum noch Rückstreusignal zu erkennen ist.

Für manche Messdaten war für eine Auswertung eine logarithmische Darstellung des entfernungskorrigierten Signals vom Vorteil. Dazu wurde das entfernungskorrigierte Signal  $PR^2$  umgerechnet:

$$PR_{\log}^2 = \log[\beta_{\text{raw}} \cdot R^2]. \quad (4.2)$$

Log of range corrected signal@1064 CHM15k-X, IFT, Leipzig, Germany



**Abbildung 4.3:** Eine Verlaufsdarstellung des logarithmischen entfernungskorrigierten Signals  $PR^2$  vom 25. August 2010, 02:00 UTC bis 10:00 UTC.

Besonders deutlich sind in der Darstellung des logarithmischen entfernungskorrigierten Signals die Schatten zu erkennen, welche an den Wolkenkanten abgebildet werden. Da Wolken, die nur gering ausgeprägt sind, in der nicht-logarithmischen Verlaufsdarstellung nicht immer eindeutig ersichtbar sind, können mittels dem logarithmischen Signals  $PR_{\log}^2$  solche Wolken sichtbar gemacht werden. Auch sind die Darstellung von Aerosolschicht sowohl in der Grenzschicht als auch in größeren Höhen mit Hilfe des logarithmischen

Signals  $PR_{\log}^2$  deutlich erkennbarer, wie es im Vergleich zu den Verlaufsdarstellungen in den beiden Abbildungen 4.1 und 4.3 ersichtlich wird. Außerdem werden in der Verlaufsdarstellung des logarithmischen entfernungskorrigierten Signals die Strukturen von Zirruswolken intensiver dargestellt.

### Die Berechnung der Rückstreuung

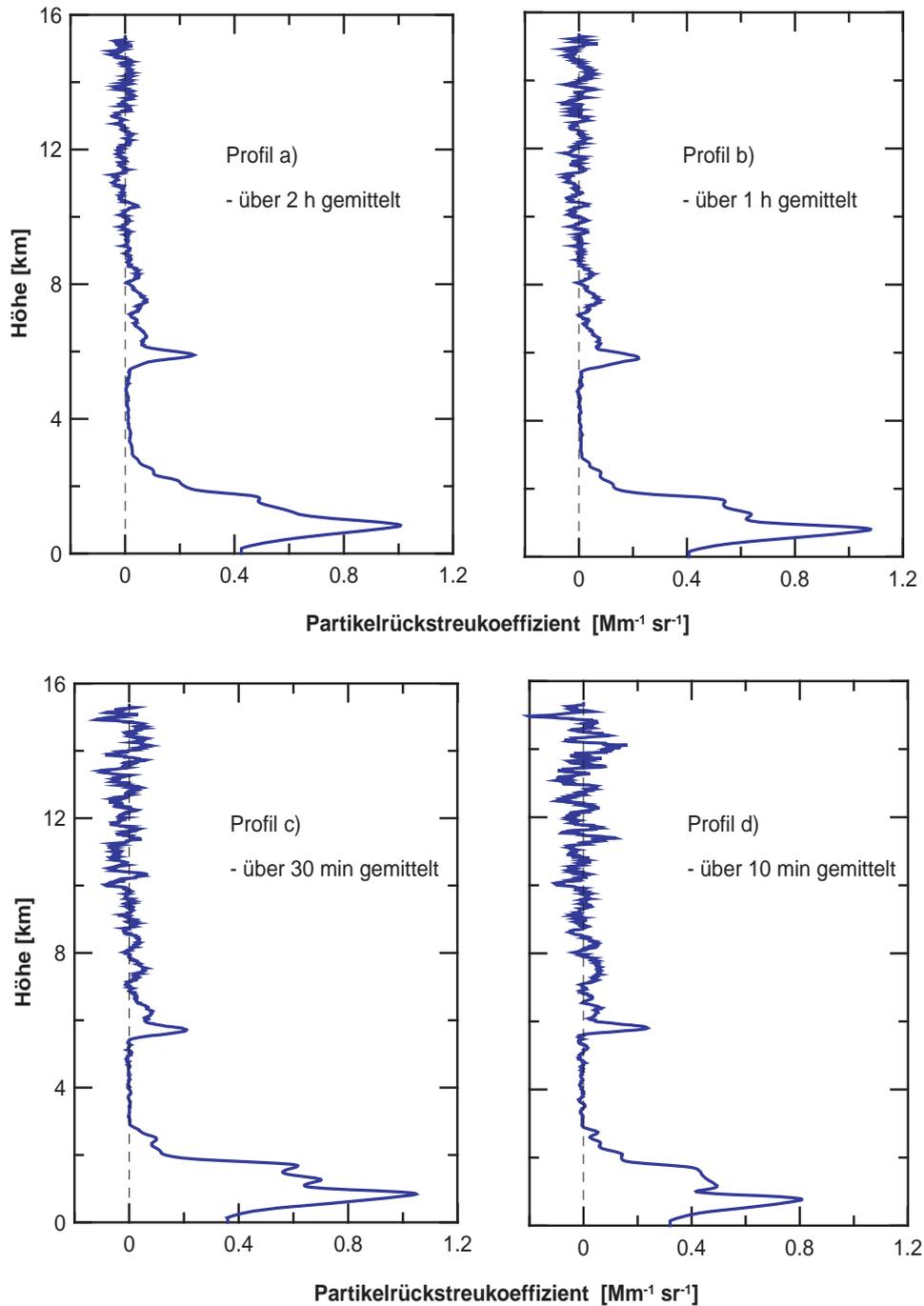
Über die Klett–Methode kann nun die Rückstreuung  $\beta$  berechnet werden, bei der als Ausgangswert ebenfalls das entfernungskorrigierte Signal verwendet wurde. Aufgrund der Rayleigh–Streuung ist der molekulare Anteil des Rückstreusignals bei 1064 nm im Vergleich zum Partikelanteil eher gering. Beim Ceilometer ist das zurückgestreute Signal an Aerosolpartikeln bis zu zwei Größenordnungen größer als das Rückstreusignal von Molekülen in der Atmosphäre. Dies ist die Ursache für die geringen Signale, welche in den aerosolarmen Höhen gemessen werden. Gerade in diesem Bereich muss aber bei der Referenzhöhe  $R_0$  ein Referenzwert für die Partikelrückstreuung  $\beta_P(R_0, \lambda_0)$  festgelegt werden. Der Referenzwert sollte möglichst klein gewählt werden und im folgenden Bereich liegen (Heese, 2009):

$$10^{-12} \text{km}^{-1} \text{sr}^{-1} < \beta_P(R_0, \lambda_0) < 10^{-3} \text{km}^{-1} \text{sr}^{-1}.$$

Entscheidend ist dabei, dass in der Höhe, in der der Referenzwert von  $\beta_P(R, \lambda_0)$  festgelegt wird, auch noch eine Messung des Signals und nicht nur des Rauschen erfolgt.

Die im Klett–Algorithmus benötigte molekulare Rückstreukoeffizienten  $\beta_M(R, \lambda_0)$  werden mit Hilfe der Temperatur– und Druckprofile von den DWD Radiosondenaufstiegen vom Observatorium Lindenberg ermittelt. Mit Hilfe der berechneten molekulare Rückstreuprofile kann ein partikelarmer Höhenbereich gesucht und der Referenzwert  $\beta_P(R_0, \lambda_0)$  von  $\beta_P(R, \lambda_0)$  in der Höhe  $R_0$  festgelegt werden. Damit eine Analyse der Messdaten durchgeführt werden kann, wurden zu den Verlaufsdarstellungen die Profile des Partikelrückstreukoeffizienten erstellt.

Die Profile des Partikelrückstreukoeffizienten wurden mit dem LabView–Programm berechnet. Um eine korrekte Berechnung der Profile zu gewährleisten, mussten die Referenzwerte richtig gewählt werden. Bei der manuellen Auswertung wurde für den Referenzwert der Partikelrückstreuung  $\beta_P(R_0, \lambda_0)$  im Allgemeinen ein Wert um  $10^{-5} \text{km}^{-1} \text{sr}^{-1}$  angenommen. Die Referenzhöhen wurden je nach Messung in den Höhenbereich gesetzt, in dem das Rückstreusignal nahe bei bzw. um den Wert von Null schwanken. Das Profil des Partikelrückstreukoeffizienten ist in der Abbildung 4.4 (a) dargestellt. Für dieses Profil wurde ein Referenzwert für die Partikelrückstreuung von  $\beta_P(R_0, \lambda_0) = 1 \cdot 10^{-5} \text{km}^{-1} \text{sr}^{-1}$  und eine Referenzhöhe von  $R_0 = 4.3 \text{km}$  direkt über der Aerosolschicht festgelegt.



**Abbildung 4.4:** Profile des Partikelrückstreukoeffizienten vom 25. August 2010 mit unterschiedlichen zeitlichen Mittelungsintervallen: (a) Mittelung erfolgte von 02:00 UTC bis 04:00 UTC; (b) Mittelung erfolgte von 03:00 UTC bis 04:00 UTC; (c) Mittelung erfolgte von 03:30 UTC bis 04:00 UTC; (d) Mittelung erfolgte von 03:30 UTC bis 03:40 UTC.

Wie in der Verlaufsdarstellung in Abbildung 4.1 ist auch im Profil die Grenzschicht bis ca. 2 km Höhe erkennbar. Im Gegensatz zur Verlaufsdarstellung können jedoch aus dem Profil Werte abgelesen werden. So ist im Profil (a) in Abbildung 4.4 die maximale Partikelanzahl in der Grenzschicht bei 1 km zu sehen, welche durch eine Rückstreu-  
koeffizienten von  $\beta_P(R, \lambda_0) = 1.0 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$  gekennzeichnet ist. Die Aerosolschicht in 6 km Höhe ist durch ein Maximum des Partikelrückstreu-  
koeffizienten im Profil dargestellt. Über dieser Schicht wird das Profil immer verrauschter und schließlich schwankt es ab 8 km Höhe nur noch um Null.

### Zeitliche Mittelung

Um die Profile auszuwerten, war eine zeitliche Mittelung der Profile notwendig. Die zeitliche Mittelung des Profils (a) in der Abbildung 4.4 erfolgte, wie beim entfernungs-  
korrigierten Signal, über zwei Stunden von 2:00 UTC bis 4:00 UTC. Um die notwendige Dauer der zeitlichen Mittelungen der Messungen zu bestimmen, wurde über einem Zeit-  
raum von 10 min, 30 min und 60 min, gemittelt. In der Abbildung 4.4 ist eine Darstel-  
lung des Profils für den 25. August 2010 mit den verschiedenen zeitlichen Mittelungen zu sehen.

Das Profil (b) in Abbildung 4.4 des Partikelrückstreu-  
koeffizienten ist über eine Stunde gemittelt. Die Grenzschicht und die Aerosolschicht ist analog zum zweistündig gemit-  
telten Profil (a) in den selben Höhen erkennbar. Auch ähneln sich die beiden Profile hinsichtlich ihrer Struktur. Aufgrund eines anderen Mittelungsintervall musste die Re-  
ferenzhöhe neu gewählt werden. Im Profil (b) wurde sie auf 7.05 km herabgesetzt. Bei einer noch geringeren zeitlichen Mittelung von einer halben Stunde, wie es beim Profil (c) der Fall ist, wird das gesamte Profil verrauschter. Besonders in größeren Höhen ab 8 km ist der höhere Einfluss des Rauschsignal deutlich zu erkennen. Die Referenzhöhe wurde auf 7.0 km festgelegt. Das nur über 10 min gemittelte Profil (d) des Partikelrückstreu-  
koeffizienten, mit der Referenzhöhe 6.9 km, unterscheidet sich von den anderen beiden durch einen noch stärkeren Einfluss des Rauschsignals gegenüber dem Rückstreusignal. Daran ist erkennbar, dass die Profile umso verrauschter sind, je kleiner das gemittelte Zeitintervall gewählt wurde. Dies ist auch der Grund, weshalb eine zu geringe zeitliche Mittelung nicht sinnvoll ist.

Bei den Profilen (b) bis (d) ist der Partikelrückstreu-  
koeffizient in der Grenzschicht unterschiedlich groß. Während der zeitlichen Mittelung von 30 min ist die Grenzschicht mit einem Partikelrückstreu-  
koeffizient von mehr als  $1 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$  stärker ausgeprägt als bei den anderen beiden Profilen (b) und (d). Ursache dafür ist vermutlich die Anzahl der Aerosolpartikel, welche besonders im Zeitraum von 3:30 UTC bis 4:30 UTC höher ist als zuvor.

Im Allgemeinen wurden die Profile zeitlich über 2 h bis 3 h gemittelt, da für die Auswertung über diesen Zeitraum eine exakterer Partikelrückstreu-  
koeffizient berechnet werden

konnte. Außerdem wird durch die Mittelung der Partikelrückstreukoeffizient nicht durch statisches Rauschen zu stark beeinflusst.

### Vertikale Mittelung

Die vertikale Mittelung wurde zunächst in verschiedenen Glättungsstufen durchgeführt, die je nach Tageszeit und dem damit verbundenen Rauschsignal entsprechend gewählt wurde. Besonders bei Aerosolschichten in größeren Höhen, in denen das Profil verrauschter ist, konnte durch die räumliche Glättung die Struktur der zu untersuchenden Schicht besser dargestellt werden.

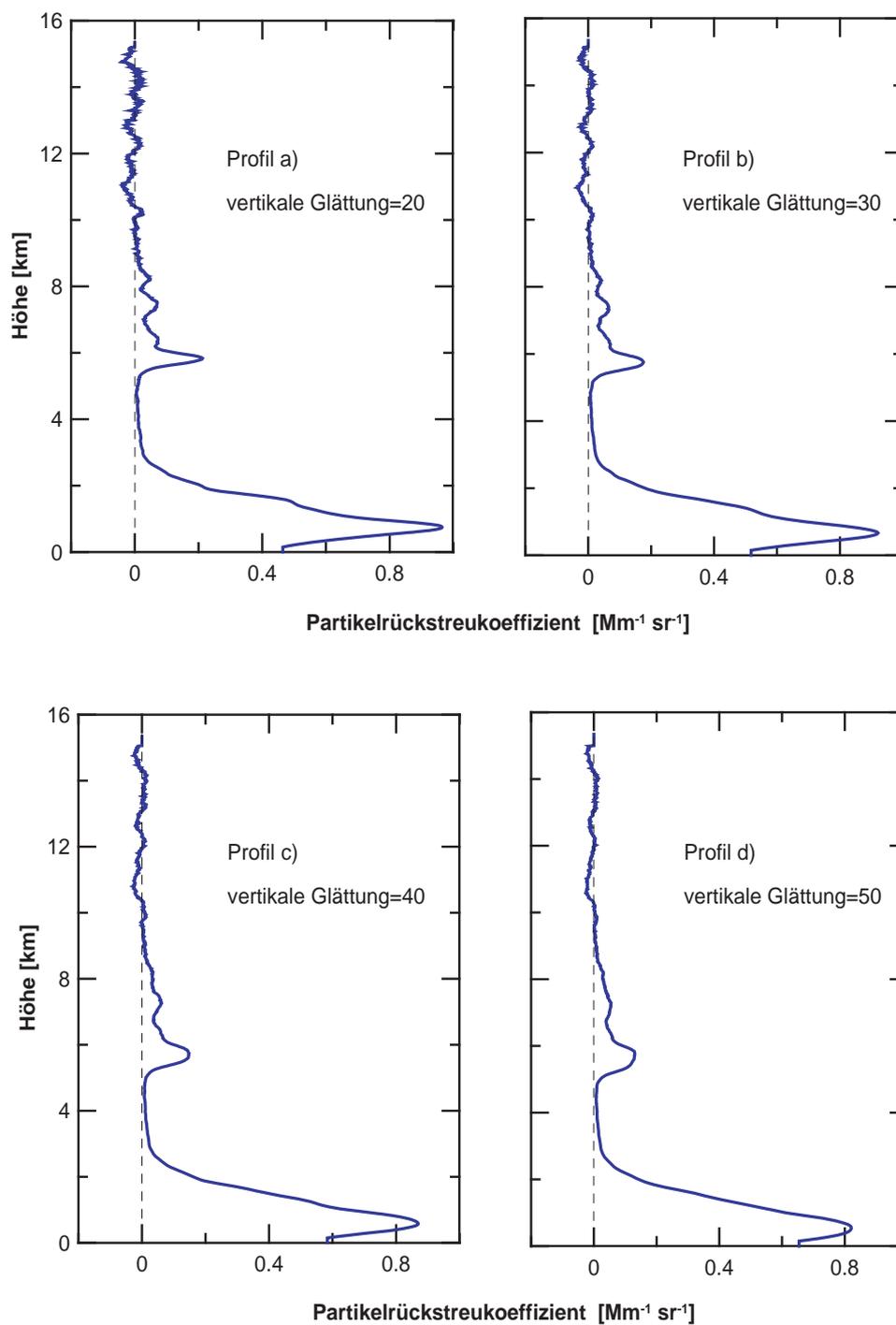
Die 1024 Gitterpunkte, welche die Höhe bis 15.350 km beschreiben, wurden für den 25. August 2010 unterschiedlich gemittelt. Im Profil (a) in Abbildung 4.5 erfolgte eine vertikale Mittelung über 10 Gitterpunkten. Das bedeutet, dass alle 150 m die Werte für die Rückstreuung gemittelt wurden. In Abbildung 4.5 ist dasselbe Profil mit vier verschiedenen Glättungen dargestellt. Im Profil (a) erfolgte eine vertikale Mittelung über 20 und im Profil (b) erfolgte eine Mittelung über 30 Gitterpunkten. Aufgrund der größeren Anzahl von Rückstreuwerten, welche gemittelt wurden, ist die Struktur der beiden Profile des Partikelrückstreukoeffizienten wesentlich glatter und der Einfluss des Rauschens ist geringer. In den unteren beiden Profilen in der Abbildung 4.5 wurde eine noch größere Mittelung vorgenommen, wobei in Profil (d) sogar über 50 Gitterpunkte gemittelt wurde. Der Verlauf unter 6 km des Profils ist durch eine vollständig glatte Struktur gekennzeichnet. Oberhalb 8 km ist kaum noch Rauschen erkennbar.

Aus der Abbildung 4.5 wird deutlich, wie gut sich einzelne Aerosolschicht darstellen lassen und der Einfluss des Rauschens minimiert werden kann. Da dies aber für die Auswertungen in diesem Maße nicht notwendig ist und auch bei geringeren vertikalen Mittelungen Aerosolpartikel erkennen lässt, wurde im Allgemeinen über 10 Gitterpunkte ein Mittelung durchgeführt.

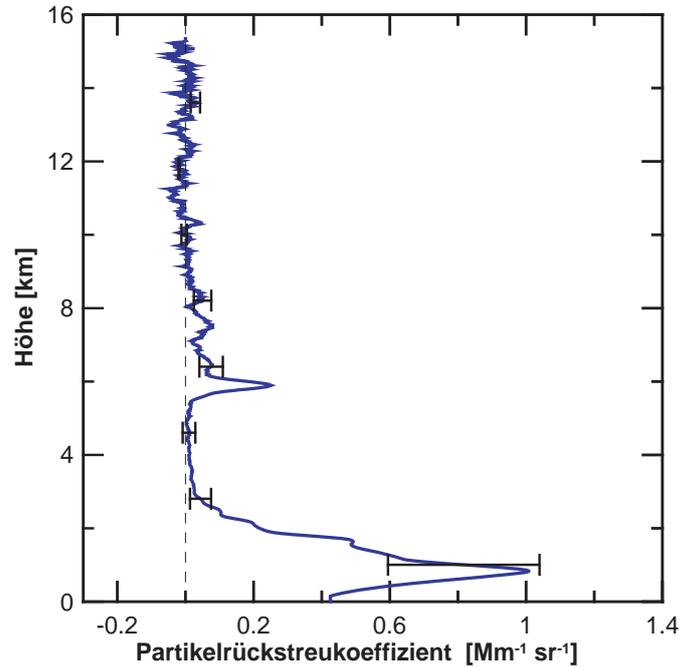
### Fehlerbetrachtung

Bei der Auswertung der Messung ist eine Fehlerbetrachtung notwendig. Jede gemessene und daraus berechnete Größe weist eine gewisse Unsicherheit auf. Im Allgemeinen kann für das Lidarverhältnis ein Fehler von 20% angenommen werden. Der statistische Fehler für das Signalrauschen ist als Fehlerquelle stets zu berücksichtigen, wobei die zeitliche Mittelung über einen längeren Zeitraum sowie die vertikale Glättung über eine große Anzahl von Gitterpunkten zu einer Verminderung dieser Unsicherheit führen. Die Temperatur- und Druckprofile von den Radiosonden besitzen dagegen einen geringen Fehler (Tesche, 2006). Die optische Dicke des Sonnenphotometers hat ebenfalls eine Unsicherheit.

Der Fehler der Profile des Partikelrückstreukoeffizienten variiert bei jeder Messung unterschiedlich stark. Der Referenzwert für die Partikelrückstreuung  $\beta_P(R_0, \lambda_0)$  muss in einen partikelarmen Höhenbereich festgelegt werden, der jedoch ein gewisses Intervall



**Abbildung 4.5:** Profil (a): vertikale Mittelung von 40 Gitterpunkten; Profil (b): vertikale Mittelung von 30 Gitterpunkten; Profil (c): vertikale Mittelung von 40 Gitterpunkten; Profil (d): vertikale Mittelung von 50 Gitterpunkten.



**Abbildung 4.6:** Profil des Partikelrückstreukoeffizienten vom 25. August 2010 von 02:00 UTC bis 04:00 UTC mit Fehlerbalken.

besitzt, in der folglich die Referenzhöhe liegt. Daher wurde der Werte der Referenzhöhe für  $\beta_P(R_0, \lambda_0)$  so häufig variiert, bis die minimale sowie maximale mögliche Referenzhöhe gefunden wurde, die ein für die Auswertung korrektes Profil berechnet. Die Differenz der minimalen sowie maximalen Referenzhöhe ergibt dann den Bereich des möglichen Fehlers, welcher im Profil durch die Fehlerbalken dargestellt ist. Diese Fehlerbalken sind im Profil vom 25. August 2010 von 02:00 UTC bis 04:00 UTC in Abbildung 4.6 beispielhaft dargestellt und werden weiterhin nicht mehr mit angegeben.

### Trajektorienberechnung

Da aus der Verlaufsdarstellung sowie den Profilen jedoch nicht ersichtlich wird, um welche Art von Aerosolen es sich handelt, müssen andere Quellen genutzt werden. Mit Hilfe der Berechnungen von Rückwärtstrajektorien, ist es möglich zu analysieren, durch welche Luftmassen und aus welcher Richtung die Schicht herantransportiert wurde. Falls sich in der Bahn der Trajektorie Quellen mit Aerosolpartikeln befinden, lässt sich schlussfolgern, welcher Typ von Partikeln am Messstandort auftrat, beispielsweise Saharastaub aus Nordafrika oder Rauchpartikel von Waldbränden in Russland.

Die Rückwärtstrajektorie für den 25. August 2010 ist in Abbildung 4.7 dargestellt, welche mit dem HYSPLIT Modell (hybrid single-particle Lagrangian integrated trajectories model, (Draxler und Rolph, 2003)). Der Startwert für die Rückwärtsberechnung

NOAA HYSPLIT MODEL  
 Backward trajectories ending at 0300 UTC 25 Aug 10  
 GDAS Meteorological Data

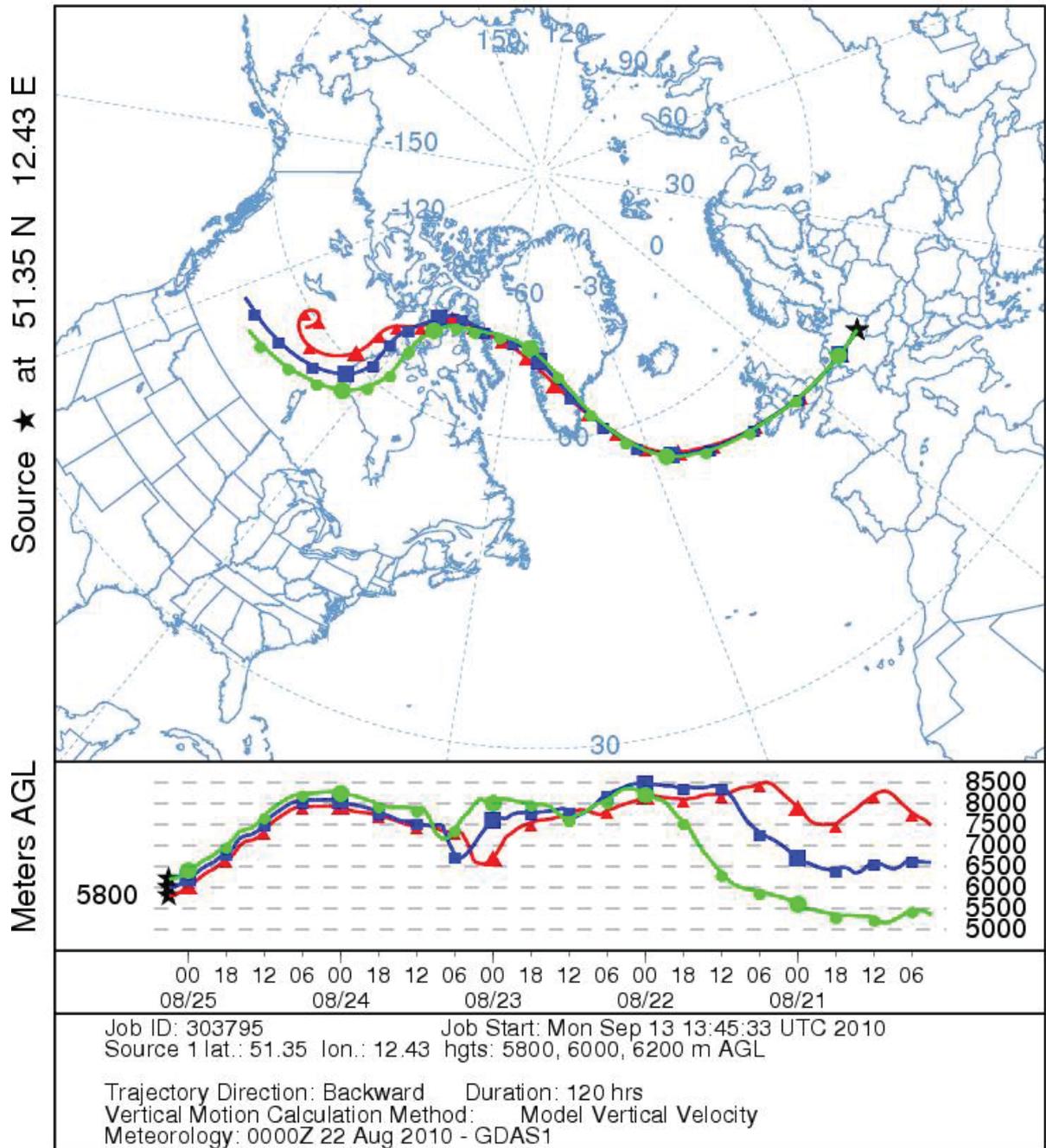
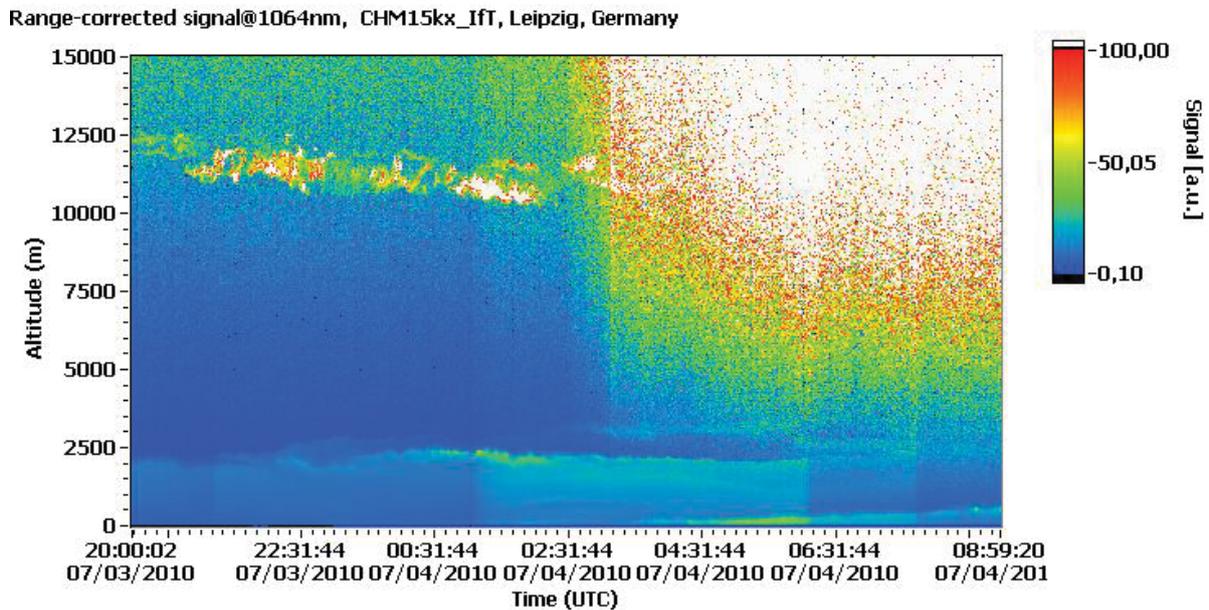


Abbildung 4.7: Rückwärtstrajektorien vom 25. August 2010; Start über Leipzig in 5600 m, 5800 m und 6200 m Höhe.

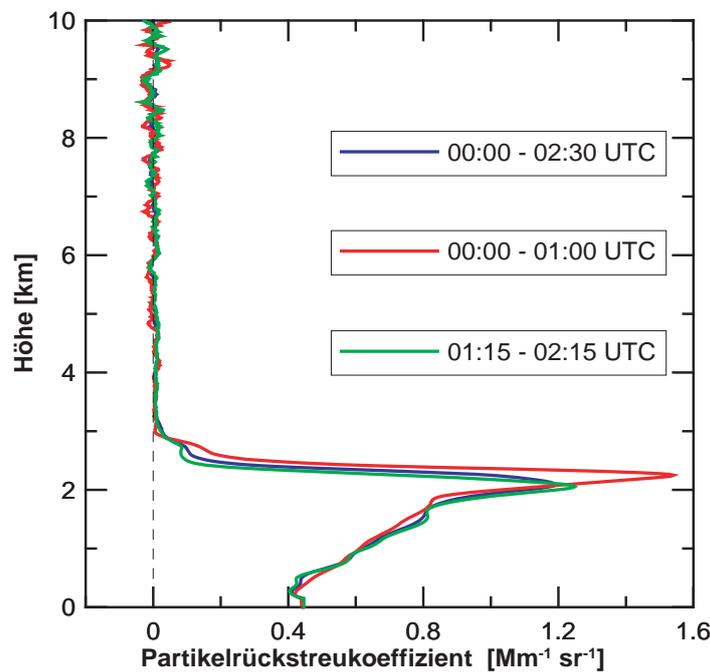
des Verlaufes der Luftmasse wurde auf 3:00 UTC festgelegt, da zu diesem Zeitpunkt die Aerosolschicht gut in der Verlaufsdarstellung der Abbildung 4.1 zu erkennen ist. Um die richtige Luftmasse zu analysieren, muss die Höhe der Trajektorie über dem Messstandort derjenigen entsprechen, in der sich die Aerosolschicht befindet. Wie aus der Abbildung 4.1 ersichtlich wird, ist hierfür die Angabe des Höhenbereich von 5800 m bis 6200 m sinnvoll. Im unteren Teil der Abbildung 4.7 ist der zeitliche und vertikale Verlauf der Luftmasse dargestellt. Da in unterschiedlichen Höhen die Stärke der Luftströmung variiert, bewegen sich die Luftmassen in den einzelnen Höhenbereichen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten. Dies hat zur Folge, dass die Luftmassen in der selben Zeit verschiedene Distanzen zurücklegen und dementsprechend an anderen Orten anzutreffen sind. In diesem Fall bewegt sich die Luftströmung in 5800 m (blau) in einer ähnlichen Geschwindigkeit wie in 6000 m (rot) und 6200 m (grün). Es lässt sich somit die Quelle der Aerosolschicht über England oder dem Atlantik vermuten. Möglicherweise befindet sich die Quelle aber auch über Nordamerika. Von den dort häufiger auftretenden Waldbränden könnten Rauchpartikel durch die Luftströmung bis nach Mitteleuropa transportiert worden sein.

## 4.2 Untersuchung der Signaldynamik



**Abbildung 4.8:** Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals mit Änderung der Signalintensität am 3. bis 4. Juli 2010.

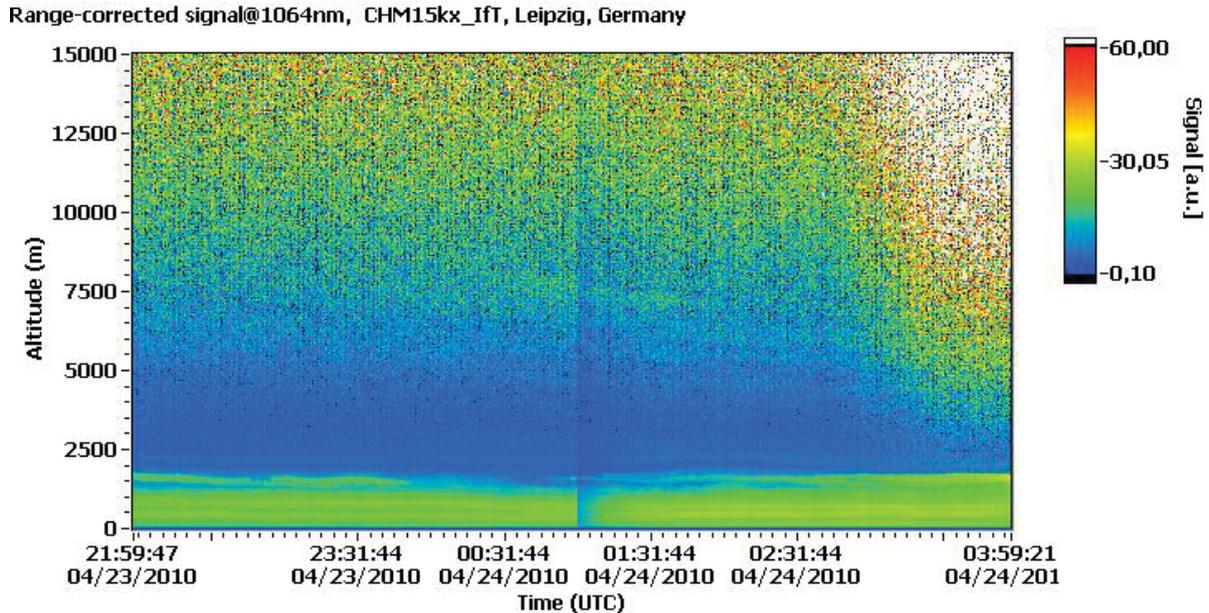
Eine Besonderheit, die während der Messungen auftrat, war die Änderung der Empfindlichkeit der Detektoren mit dem veränderlichen Hintergrundsignal. Beim Übergang von Tag zu Nacht oder beim Eintreten von Wolken mit hoher vertikaler Mächtigkeit wird die Detektoreffizienz vom Gerät verändert. Im Allgemeinen dauerte diese fünf bis zehn Minuten. Bei der Messung vom 4. Juli 2010 trat eine mehrfache Umschaltung der Detektorempfindlichkeit auf. In Abbildung 4.8 ist zu sehen, dass sich die Signalintensität um 21:00 UTC, 01:00 UTC, 06:00 UTC und 08:00 UTC verändert hat. Die Änderung der Empfindlichkeit um 1:00 UTC erfolgt täglich und dient der Kalibrierung der Detektoren. Die anderen Änderungen der Signalintensität werden durch zunehmenden Wolken- oder Strahlungseinfluss der Sonne verursacht.



**Abbildung 4.9:** Profile des Partikelrückstreukoeffizienten vom 3. bis 4. Juli 2010 bei unterschiedlicher Signalintensität: Messung von 00:00 UTC bis 02:30 UTC (blau); Messung von 00:00 UTC bis 01:00 UTC (rot); Messung von 01:15 UTC bis 02:15 UTC (grün)

Nun musste untersucht werden, inwiefern sich diese Veränderung der Signaldynamik auf den Partikelrückstreukoeffizienten auswirkt. Dabei sollte die Rückstreuung vor der Umschaltung von dem zurückgestreuten Licht nach der Umschaltung abweichen, da die Systemfunktion  $E(\lambda_0)$  in der Lidargleichung (2.7) steckt und von der Detektoreffizienz abhängig ist. Voraussetzung hierfür ist, dass die Messung nicht durch Wolken beeinflusst wird. Deshalb wurde für alle Messungen das Signal eine Stunde vor 01:00 UTC, eine

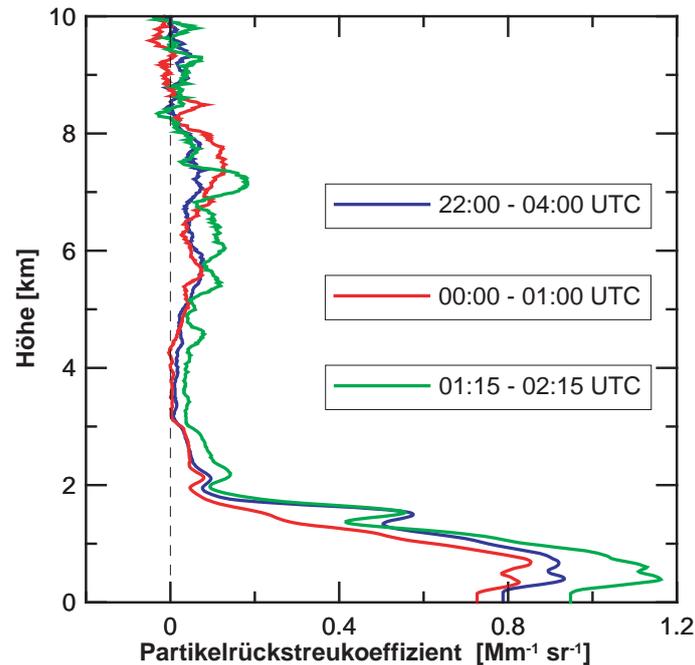
Stunde nach 01:00 UTC sowie mehr als zwei Stunden von 00:00 UTC bis ungefähr 02:30 UTC gegenübergestellt.



**Abbildung 4.10:** Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signal des 23. zum 24. April 2010 von 22:00 UTC bis 04:00 UTC mit einer Änderung der Signaldynamik um 01:00 UTC.

Das zur Abbildung 4.8 gehörende Profil des Partikelrückstreukoeffizienten ist in der Abbildung 4.9 für die drei verschiedenen Zeitperioden dargestellt. Das blaue Profil stellt den zweieinhalb stündigen Verlauf des Partikelrückstreukoeffizienten während der Änderung der Signalintensität dar. Im Vergleich zum grünen Profil nach der Umschaltung des Signals besitzt das blaue Profil eine ähnliche Größenordnung. Dies hat zunächst den Anschein, dass die Signaländerung keine Auswirkungen auf den Partikelrückstreukoeffizient hat. Jedoch unterscheiden sich die beiden Profile vor 01:00 UTC und nach 01:00 UTC. Insbesondere in der Grenzschicht ist der Partikelrückstreukoeffizient verschieden groß. Während vor der Umschaltung des Signals das Maximum des Partikelrückstreukoeffizienten bei ungefähr  $1.4 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$  liegt, nimmt dieser nach 01:15 UTC auf ca.  $1.2 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$  ab. Damit wird deutlich, dass aufgrund der veränderlichen Signaldynamik die Rückstreuung beeinflusst wird.

In diesem Beispiel ist jedoch die Änderung des Partikelrückstreukoeffizienten zwischen 00:00 UTC und 02:00 UTC nicht klar zu erkennen. Vermutlich wird das durch die nicht vorhandenen Aerosolpartikel oberhalb der Grenzschicht verursacht, die den Verlauf eines Profils stärker beeinflussen. Daher soll die Signalintensität am Messbeispiel vom 23. zum 24. April 2010 noch einmal mit Aerosolpartikel weit oberhalb der Grenzschicht



**Abbildung 4.11:** Profile des Partikelrückstreukoeffizient vom 23. bis 24. April 2010 bei unterschiedlicher Signalintensität: Messung von 22:00 UTC bis 04:00 UTC (blau); Messung von 00:00 UTC bis 01:00 UTC (rot); Messung von 01:15 UTC bis 02:15 UTC (grün).

untersucht werden. Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals ist in Abbildung 4.10 dargestellt.

In diesem Zeitraum wurde vom Ceilometer noch minimal Vulkanasche in einer Höhe von 5 km bis 8 km gemessen, welche jedoch in Abbildung 4.10 kaum erkennbar sind. Das über dem Abend um 22:00 UTC bis zum Morgen 04:00 UTC zeitlich gemittelte Profil des Partikelrückstreukoeffizienten ist in Abbildung 4.11 in blau dargestellt. Im Profil ist ebenfalls zwischen 5 km und 8 km ein größerer Partikelrückstreukoeffizient aufgrund der Vulkanasche vorhanden. Die dazugehörigen Profile vor und nach der Änderung der Signalsintensität sind wieder in rot und grün in derselben Abbildung zu erkennen. Auffällig ist dabei die unterschiedliche Größenordnung der drei Profile. Beim grünen Profil liegt das Maximum des Partikelrückstreukoeffizienten bei  $1.16 \text{ Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ . Das Maximum des Partikelrückstreukoeffizienten des roten Profils hat dagegen nur einen Wert von  $0.85 \text{ Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ . Damit ist das Maximum des Partikelrückstreukoeffizienten nach der Änderung der Signalintensität mehr als ein Viertel größer als eine Stunde zuvor.

Da in der Abbildung 4.10 eine homogene Verteilung der Aerosole über den gesamten Messzeitraum zu erkennen ist, ist die Abweichung des Partikelrückstreukoeffizienten nach

Änderung der Signalintensität auf die Detektoreffizienz zurückzuführen.

Besonders in den Fällen, bei denen hohe Aerosolschichten zu beobachten waren, traten verstärkt Abweichungen des Partikelrückstreukoeffizienten vor bzw. nach der Änderung der Signaldynamik auf. Folglich besitzen die Signale bei einer Umschaltung des Gerätes nicht mehr dieselbe Größenordnung. Im Allgemeinen wurde bei der Umschaltung der Signalintensität in der Nacht um 01:00 UTC der Partikelrückstreukoeffizient nur geringfügig beeinflusst. Letztlich lässt sich schlussfolgern, dass die in der Lidargleichung abhängige Detektoreffizienz für die Berechnung des Partikelrückstreukoeffizienten eine Rolle spielt und deshalb nicht über die Empfindlichkeitsänderung gemittelt werden kann.

### 4.3 Automatische Datenauswertung

Ein wichtiger Bestandteil der Diplomarbeit ist die Automatisierung des Auswerteprogramms. Sie soll dazu dienen, eine schnellstmögliche Auswertung der Ceilometerdaten zu gewährleisten. Somit wäre eine Auswertung sofort nach Ende der Messung eines gewählten Messzeitraums möglich und auch später online im Internet darstellbar. Die vorher manuell gewählten Referenzwerte sollen nun anhand des Programms je nach Messung selbstständig bestimmt werden, wobei besonders die Wahl der Referenzhöhen von großer Bedeutung ist. Dafür mussten im LabView-Programm verschiedene Kriterien eingebracht werden.

#### Die Kriterien für die Standardabweichung und den Anstieg

Voraussetzung für eine automatische Referenzhöhenwahl ist das Einbringen derselben Kriterien, welche auch für das manuelle Setzen der Referenzhöhe gilt, d. h. die Referenzhöhen müssen in einen partikelarmen Höhenbereich gesetzt werden. In diesem Bereich muss auch noch Rückstreusignal vorhanden sein und darf nicht nur durch Rauschen gekennzeichnet sein. Mathematisch gesehen muss das Profil in diesem Bereich einen konstanten und möglichst großen Anstieg besitzen. Außerdem dürfen keine zu verschiedenen starke Ausschläge in diesem Teil des Profils vorkommen, da die Ausschläge durch zu starkes Rauschen oder durch Aerosolpartikel verursacht werden. Um eine angemessene Referenzhöhenwahl zu ermöglichen, wurden für das entfernungskorrigierte Signal  $PR^2$  zwei Kriterien erstellt, welche für eine automatische Auswertung erfüllt werden müssen. Zum einen das Kriterium der Standardabweichung  $\sigma(PR^2)$ , welche eine automatische Referenzhöhenwahl im Bereich des Profils realisieren soll, in dem keine zu starken Ausschläge vorkommen. Zum anderen das Anstiegskriterium vom  $PR^2$ -Signal, wodurch eine Festlegung der Referenzhöhe nur möglich ist, wenn das Profil in den Höhen, in denen kaum noch Rückstreusignal vorhanden ist, einen konstanten und möglichst großen Anstieg nahe Null besitzt.

$$\left| \frac{\sigma(PR^2)}{\mu(PR^2)} \right| < \sigma(PR^2) = 0.1, \quad (4.3)$$

$$\left| \frac{m}{\mu(PR^2)} \right| < m = 5 \cdot 10^3. \quad (4.4)$$

$\sigma(PR^2)$  ist die Standardabweichung,  $\mu(PR^2)$  ist die Mittelung und  $m$  ist der Anstieg des entfernungskorrigierten Signals. Durch die beiden Kriterien kann nun die gesuchte Referenzhöhe vom Programm berechnet werden. Folglich ist die gewählte Referenzhöhe annehmbar, sobald die Kriterien für die Standardabweichung (4.3) und das Anstiegskriterium (4.4) erfüllt sind. Die Werte für die Standardabweichung und des Anstiegs können je nach Bedarf variiert werden, jedoch je höher die Wahl für  $\sigma(PR^2)$  und  $m$  ausfällt, um so höher ist die Wahrscheinlichkeit, dass das Programm die Werte für die Referenzhöhe nicht korrekt festlegt. Genauso dürfen die Werte für die beiden Kriterien nicht zu niedrig angesetzt werden, da sonst die Möglichkeit besteht, dass das Programm gar keine Referenzhöhen findet, die die beiden Kriterien erfüllen. Um zu zeigen, dass die beiden Kriterien auch für die Auswertung geeignet sind, sollen zunächst zwei beliebige Werte für die Kriterien gewählt werden, wobei sie sich in einem Bereich befinden, in dem das Programm definitiv eine Referenzhöhe berechnen kann. Daher wurden die Werte für  $\sigma(PR^2) = 0.1$  und  $m = 5 \cdot 10^3$  angenommen.

Um die Exaktheit der Automatisierung zu testen, erfolgte für die bereits manuell ausgewerteten Ceilometerdaten nochmals eine automatische Datenauswertung. Dadurch konnte untersucht werden, inwiefern die Automatisierung funktioniert und wie sie noch zu optimieren ist. Ein Beispiel vom 22. Mai 2010 soll dies verdeutlichen.

In Abbildung 4.12 ist der Morgen des 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC dargestellt. Da die Messung nicht durch Wolken gestört wurde und eine weitere starke Aerosolschicht über der Grenzschicht vorhanden war, lässt sich dieses Beispiel gut für die Überprüfung der Automatisierung nutzen. Der dazugehörige manuell ausgewertete Partikelrückstreukoeffizient ist in Abbildung 4.13 als blaues Profil dargestellt. Der Referenzwert für die Partikelrückstreuung  $\beta_P(R, \lambda_0)$  beträgt  $1 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$  und für die Referenzhöhe wurde ein Höhenwert von 7.0 km angenommen.

In Abbildung 4.13 ist der Vergleich zwischen dem manuell erstellten Profil des Partikelrückstreukoeffizienten und dem Profil, welches mit Hilfe der Automatisierungskriterien (4.3) und (4.4) berechnet wurde, dargestellt. Hierbei ist eindeutig zu erkennen, dass das automatisch erstellte Profil deutlich zu große Werte liefert. Ursache dafür ist ein falsches Kriterium für die Standardabweichung. Für  $\sigma(PR^2)$  wurde mit 0.1 ein zu niedriger Wert angesetzt, sodass das Kriterium (4.3) nicht erfüllt werden konnte. Das

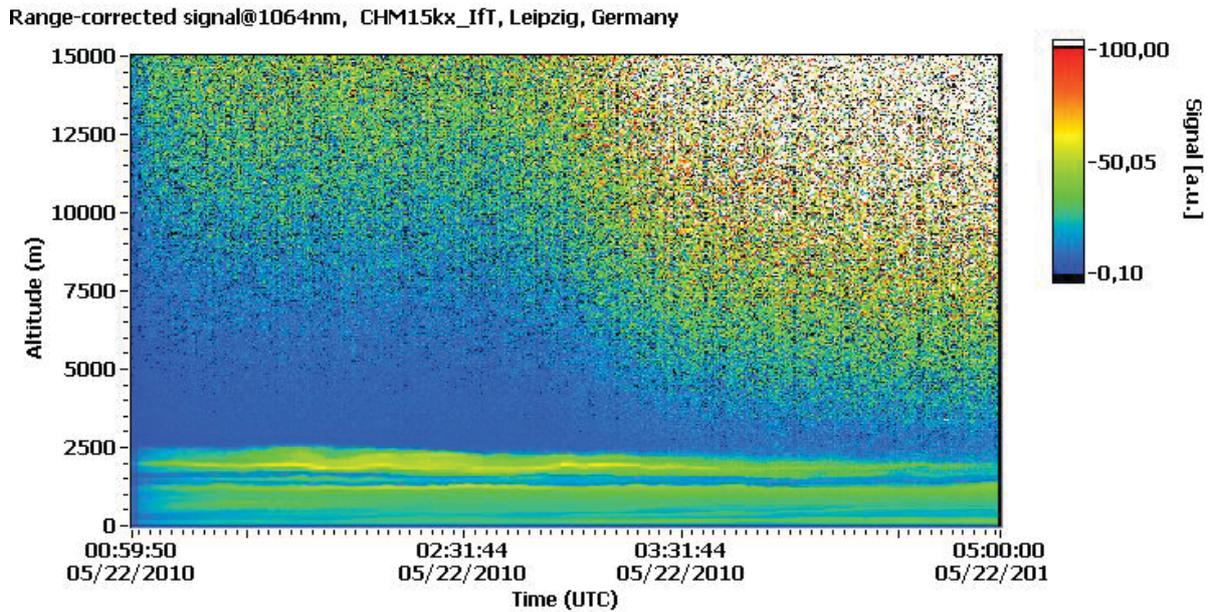


Abbildung 4.12: Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals  $PR^2$  vom 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC.

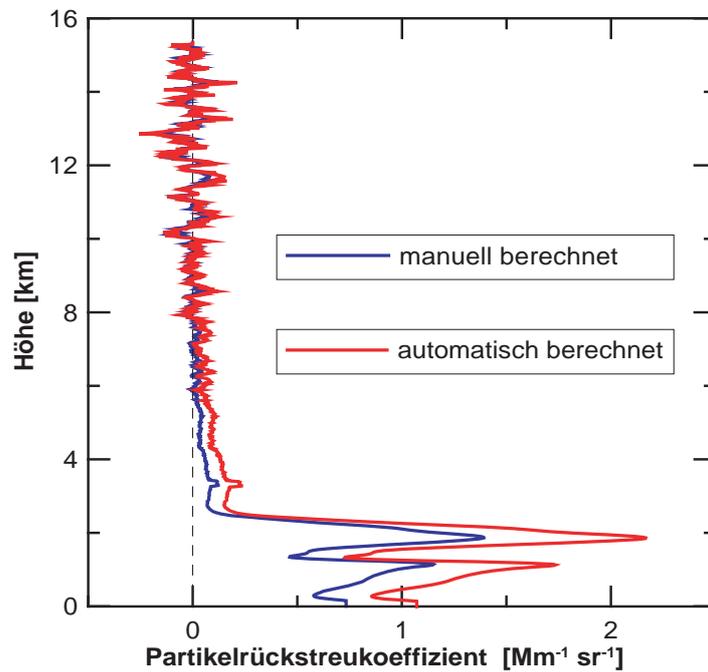
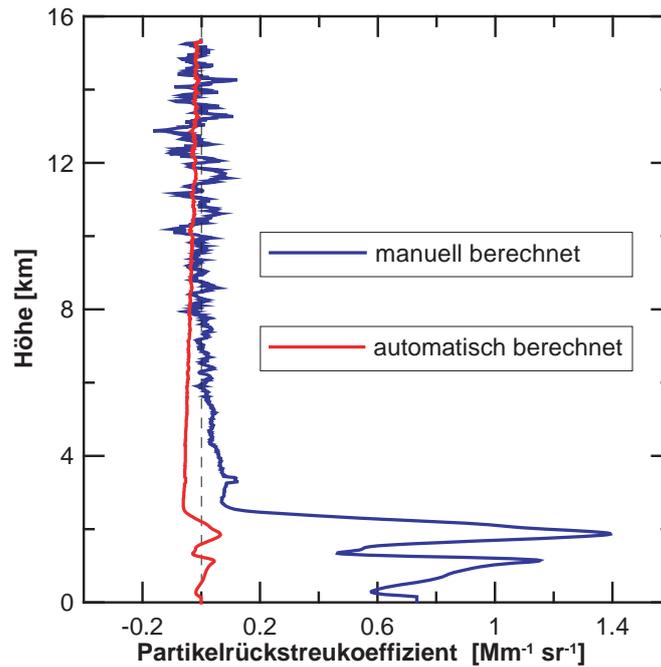


Abbildung 4.13: Profil des Partikelrückstreukoeffizient vom 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC: manuell erstellt (blau); erstellt nach den zwei Kriterien 4.3 und 4.4 (rot).

Auswerteprogramm ist jedoch so konzipiert, dass es beim Erreichen der maximalen vorgesehenen Höhe stoppt und diese dann als Referenzhöhe annimmt. Mit 9.51 km liegt die Referenzhöhe deswegen zu hoch und es wird ein Profil mit einem zu großen Partikelrückstreukoeffizient vom Programm erstellt.

Es ist also notwendig, die Standardabweichung zu vergrößern, da  $\sigma$  bei diesem Messbeispiel zu niedrig gewählt wurde. Für den Fall  $\sigma(PR^2) = 0.3$  ist das entsprechende Profil in Abbildung 4.14 dargestellt.



**Abbildung 4.14:** Profil des Partikelrückstreukoeffizienten vom 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC: manuell erstellt (blau); erstellt nach dem Kriterium  $\sigma(PR^2) = 0.3$  (rot).

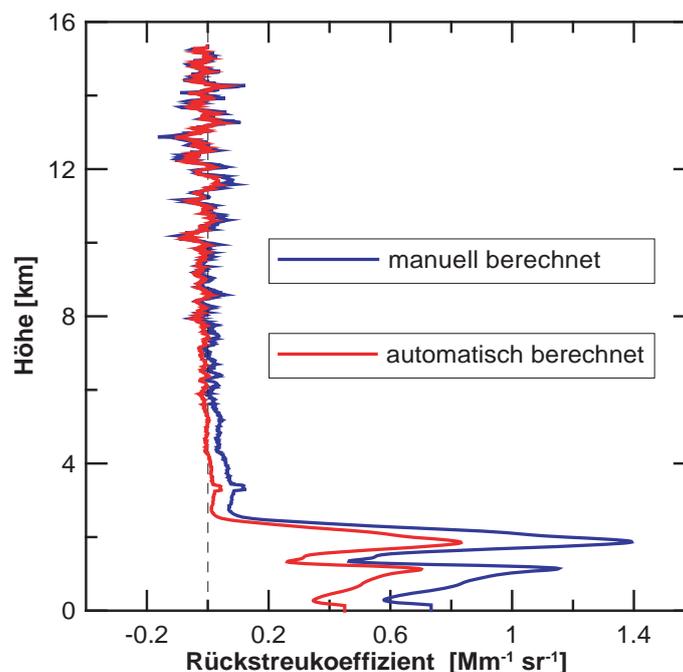
In diesem Fall ist das mittels der automatischen Auswertung erstellte Rückstreuprofil wesentlich zu klein. Die zu hohe Standardabweichung führt dazu, dass das Auswerteprogramm die Referenzhöhe zu niedrig ansetzt. Die Referenzhöhe von gerade einmal 1.08 km befindet sich sogar noch in der Grenzschicht. Dadurch wird das Profil zu weit in den negativen Bereich des Partikelrückstreukoeffizienten versetzt. Dies lässt folgern, dass die Wahl der Standardabweichung entscheidend ist, inwiefern sich das Profil verändert. Da aber bei jeder Auswertung für die Messdaten  $\sigma(PR^2)$  unterschiedliche Werte annehmen muss, ist nur eine dauerhafte automatische Datenauswertung möglich, wenn die Standardabweichung während der Auswertung verändert wird.

### Das Kriterium der Standardabweichung iterativ erhöhen

Auf den Startwert für die Standardabweichung  $\sigma(PR^2)$ , für welchen stets 0.1 angenommen wurde, erfolgte eine iterative Erhöhung um einen Faktor 0.01, sobald das Programm keinen Wert für die Referenzhöhen nach (4.3) und (4.4) festlegen konnte. Dieser Vorgang wurde solange wiederholt, bis die beiden Kriterien erfüllt wurden.

$$\left| \frac{\sigma(PR^2)}{\mu(PR^2)} \right| < \sigma(PR^2) = 0.1 + k \cdot 0.1, \quad (4.5)$$

Der Faktor  $k$  in Gleichung (4.5) beschreibt die Anzahl der Iterationen des Auswerteprogramms, welche das Programm benötigt um die Werte für die Referenzhöhe zu finden. Aufgrund der so geringen Erhöhung von  $\sigma(PR^2)$  wurden die Referenzhöhen in einem Höhenbereich gesetzt, der im Allgemeinen auch angemessen ist.



**Abbildung 4.15:** Profil des Partikelrückstreukoeffizient vom 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC: manuell erstellt (blau); erstellt nach dem Kriterium der Standardabweichung, welche iterativ erhöht wurde (rot).

Für die Messung vom 22. Mai ist das nach diesem Kriterium automatisch erstellte Profil des Partikelrückstreukoeffizienten in Abbildung 4.15 dargestellt. Mittels des Auswerteprogramm wurde für die Referenzhöhe ein Wert von 3.95 km berechnet. Im Gegensatz

zum automatisch erstellten Profil in Abbildung 4.13 liegt die Referenzhöhe in einem für die Auswertung angemessenen Höhenbereich. Dennoch ist in Abbildung 4.15 zu sehen, dass der Partikelrückstreukoeffizient des manuell erstellten Profils größer ist, als bei dem Profil, welches mit Hilfe der automatischen Datenauswertung ermittelt wurde.

Ursache für den zu geringen Partikelrückstreukoeffizienten des automatisch ausgewerteten Profils ist die Referenzhöhe. Beim Betrachten des entfernungskorrigierten Signal  $PR^2$  welches in Abbildung 4.16 dargestellt ist, wird deutlich, dass unter 4 km noch Aerosolpartikel gemessen wurden. Da jedoch der untere Referenzwert bei 3.95 km gesetzt wurde, sind bei der Berechnung des Profils alle Partikel darüber nicht mit berücksichtigt worden. Die Referenzhöhe liegt somit in einem Bereich, welcher sich unterhalb einer dünnen Aerosolschicht befindet. Daher darf die Referenzhöhe vom Programm nicht in solch eine Höhe gesetzt werden, in der noch Einfluss von Aerosolpartikeln zu beobachten ist. Um dies zu vermeiden, muss für die Referenzhöhen ein Anfangswert bezüglich der Höhe festgelegt werden, bei dem die automatische Auswertung starten soll.

### Signal zu Rauschen als Kriterium

Dafür wird das Signal zu Rauschen (Signal-to-Noise Ratio (SNR)) als weiteres Kriterium verwendet. Es ist notwendig, das Rauschen  $\Delta P_{\text{signal}}$  zu erläutern, da es das gemessene Signal des CHM 15k-x unterschiedlich stark beeinflusst. Während in der Nacht das Rauschen erst in einem größeren Höhenbereich beginnt, ist am Tag meist schon wenige 100 m über der Grenzschicht Rauschen zu beobachten. Die Stärke des Rauschens ist tagsüber deutlich höher als in der Nacht. Der Grund hierfür ist die als Hintergrundstrahlung bezeichnete Sonnenstrahlung.

Um den Einfluss des Rauschens zu untersuchen, wird das Verhältnis zwischen Signal und Rauschen (SNR) bestimmt. Über das SNR lässt sich zeigen, in welchem Maße  $\Delta P_{\text{signal}}$  in das gemessene Signal  $P(R, \lambda_0)$  mit eingeht. Bei jeder Messung besteht das ankommende totale Signal  $P_{\text{tot}}$  aus dem Rückstreusignal  $P_{\text{signal}}$  des Lasers und dem Hintergrundsignal  $P_{\text{BG}}$  (Heese et al., 2010):

$$P_{\text{tot}} = P_{\text{signal}} + P_{\text{BG}}. \quad (4.6)$$

Zur Berechnung des SNR wird das Gaußsche Fehlerfortpflanzungsgesetz verwendet. Folglich berechnet sich das Rauschen dieses Rückstreusignal  $\Delta P_{\text{signal}}$  nach Gauß zu:

$$\Delta P_{\text{signal}} = \sqrt{\Delta P_{\text{tot}}^2 + \Delta P_{\text{BG}}^2}. \quad (4.7)$$

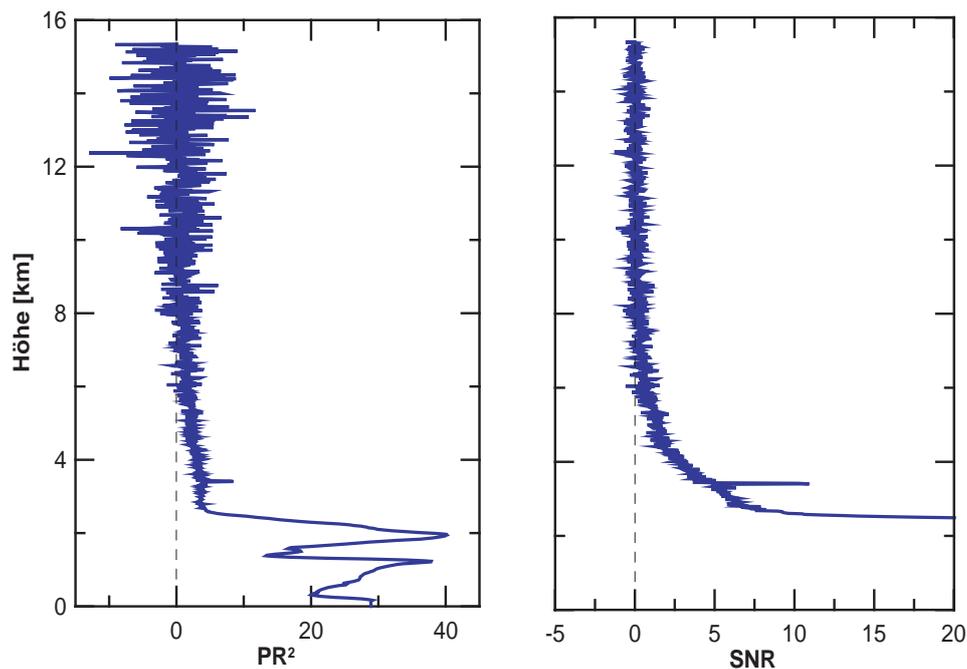
Die Zählrate des Photonenzählers des Lidars ist Poisson-verteilt und damit ist in diesem Falle die Anwendung einer Poisson-Statistik möglich. So folgt aus der Gleichung (4.7) aufgrund der Zählstatistik:

$$\begin{aligned}\Delta P_{\text{signal}} &= \sqrt{P_{\text{tot}} + P_{\text{BG}}} \\ &= \sqrt{P_{\text{signal}} + 2 \cdot P_{\text{BG}}}.\end{aligned}\quad (4.8)$$

Das SNR ist nun der Quotient aus  $P_{\text{signal}}$  und  $\Delta P_{\text{signal}}$ . Wenn der zweite Term durch die eben genannte Beziehung ersetzt wird, ergibt sich für das SNR (Heese et al., 2010):

$$SNR = \frac{P_{\text{signal}}}{\sqrt{P_{\text{signal}} + 2 \cdot P_{\text{BG}}}}.\quad (4.9)$$

Aus der Gleichung (4.9) ist zu erkennen, dass in der Nacht bei geringerer Hintergrundstrahlung das SNR größer als am Tag ist.



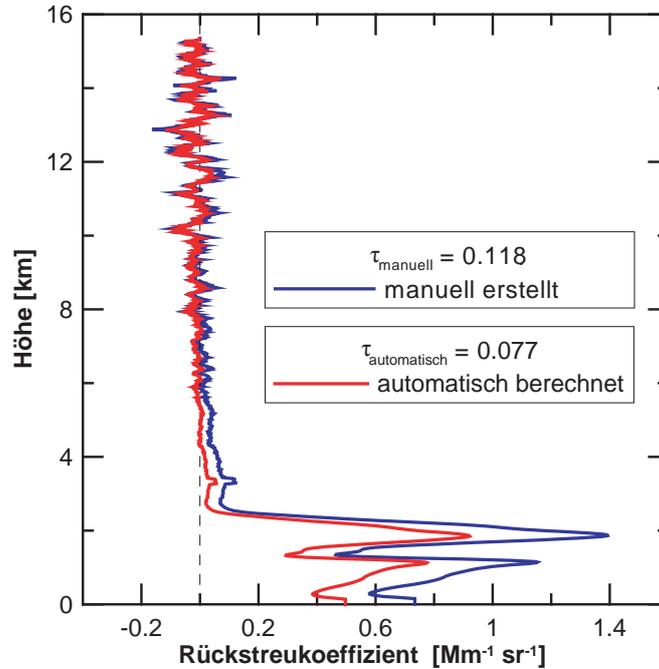
**Abbildung 4.16:** Das entfernungskorrigiertes Signal  $PR^2$  sowie SNR der Messung vom 22. Mai 2010.

Im Höhenbereich, in dem noch Rückstreusignal durch Partikel gemessen wird, besitzt das SNR einen Wert, welcher deutlich größeren als eins ist. Sobald dieser Wert unterschritten

wird, entspricht dies einer Höhe  $H$ , in der das empfangene Rückstreusignal um Null schwankt. Da genau in diesem Bereich die Referenzhöhen gesetzt werden sollen, muss schließlich gelten:

$$H(SNR \leq 1) = H_{\text{Start}}. \quad (4.10)$$

Wobei  $H_{\text{Start}}$  den niedrigste Referenzwert entspricht, der überhaupt möglich sein soll. In Folge des SNR-Kriteriums (4.10), erfolgte eine Verschiebung der Referenzhöhe auf 4.29 km, da aufgrund der Aerosolschicht bei 4 km das SNR in Abbildung 4.16 erst oberhalb dieser Höhe kleiner eins wird. Das entsprechende Profil des Partikelrückstreukoeffizienten ist in Abbildung 4.17 dargestellt.



**Abbildung 4.17:** Profil des Partikelrückstreukoeffizient vom 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC: manuell erstellt (blau); erstellt nach dem SNR-Kriterium (rot).

Im Allgemeinen können die vom Ceilometer gemessenen Werten für die Auswertung verwendet werden, wenn sie in dem Höhenbereich liegen, indem das SNR größer als eins ist. Sobald das SNR den Wert von eins unterschreitet, überwiegt das Rauschen und die Messwerte sind für eine korrekte Auswertung nicht mehr geeignet. Da dies aber bei

fast allen Messungen der Fall war, wurde bei der Auswertung das SNR als Kontrollwert vernachlässigt. Ansonsten wäre eine Auswertung der Daten nicht möglich gewesen, da auch in der Nacht das SNR bereits in zu geringen Höhen zu kleine Werte annahm. Dadurch lagen die gewählten Referenzhöhen für die Profile des Partikelrückstreuoeffizienten häufig bei einem SNR-Wert unter eins, was zur Folge hätte, dass den Werten bei solchen Referenzhöhen nicht mehr für eine angemessene Auswertung genutzt werden dürften.

Durch das SNR-Kriterium konnte eine geringere Abweichung des automatisch erstellten Profils gegenüber dem manuell erstellten Profil ermöglicht werden (4.17). Um die beiden Partikelrückstreuoeffizienten besser vergleichen zu können, ist eine Berechnung der optischen Dicke sinnvoll.

### Die Berechnung der optischen Dicke mit dem Ceilometer

Für die Berechnung der optischen Dicke aus der Ceilometermessung wurde das für den Klett-Algorithmus verwendete Lidarverhältnis genutzt. Aus den beiden Gleichungen (2.9) und (2.10) wird deutlich, dass sich aus dem Produkt der Rückstreuung und dem Lidarverhältnis die Extinktion ergibt. Da hauptsächlich mit einem konstanten Verhältnis gerechnet wurde, war die Gestalt der Profile des Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten identisch. Um die optischen Dicke zu erhalten, muss über die berechnete Extinktion integriert werden. Als Obergrenze wurde in den meisten Fällen der Wert bei der Referenzhöhe  $R_0$  gewählt. Die Wahl der Untergrenze hängt vom Verlauf des Rückstreuprofils ab. Unter 1 km nimmt das Profil bei einem bestimmten Höhenwert rapide ab. Dieser Wert, welcher häufig in einem Bereich von 150 m lag, wurde schließlich bis zum Boden extrapoliert da hier der unbekannte Überlapp des Ceilometers eintritt (Heese, 2009).

Die optische Dicke wurde ebenfalls im LabView-Programm berechnet. Anhand des Vergleichs zur optischen Dicke von AERONET, welche durch die Messung der Intensität der Sonneneinstrahlung mittels des Sonnenphotometer des Typs Cimel CE 318N von Cimel Elektronik bestimmt wurde, konnte überprüft werden, inwiefern die Profile realistisch waren. Falls die berechnete optische Dicke nur gering von der optischen Dicke des Sonnenphotometers abwich, konnte sie für die Auswertung der Messdaten verwendet werden. Somit erfolgte eine Kalibrierung der Profile durch die optischen Dicke. Bei größeren Abweichungen der beiden Aerosol Optischen Dicken war das Profil für eine korrekte Auswertung unangebracht und eine Berechnung der Rückstreuung wurde erneut vorgenommen, wobei die Referenzwerte neu festgelegt wurden. Da aufgrund der Gestalt des Profils meist keine Aussage über die richtige Größenordnung möglich war, wurde die Abweichung der berechneten optischen Dicke zu der mittels Sonnenphotometer bestimmten optischen Dicke als der entscheidende Vergleichswert zur Überprüfung der Profile verwendet.

Beim Vergleich der optischen Dicke ist eine unterschiedliche Größenordnung der beiden Profile in Abbildung (4.17) noch erkennbar. Die optische Dicke des manuell erstellten

Profils ist mit  $\tau_{\text{manuell}} = 0.118$  deutlich größer, als die optische Dicke des automatisch erstellten Profils, welche nur einen Wert um 0.077 besitzt. Die mittels des Sonnenphotometers berechnete  $\tau_{\text{AERONET}}$  hat einen Wert um 0.121. Um die Exaktheit des Profils zu überprüfen, sollte die ermittelte optische Dicke nicht zu stark von  $\tau_{\text{AERONET}} = 0.121$  abweichen. Während für das manuell erstellte Profil die Abweichung 1.8% beträgt, ist die  $\tau_{\text{automat}}$  mit 36.7% mehr als ein Drittel kleiner, als die optische Dicke von AERONET. Das bedeutet, dass durch das SNR-Kriterium schon eine gewisse Genauigkeit erreicht werden kann, aber für eine angemessene Auswertung ist dieses Kriterium noch nicht ausreichend.

### Das Kriterium der optischen Dicke

Um eine noch bessere Auswertung zu ermöglichen, ist es erforderlich, den Vergleich der optischen Dicke als weiteres Kriterium mit einzubeziehen. Dabei soll das Programm so arbeiten, dass nach dem Festlegen der Referenzhöhen mittels den bereits oben erläuterten Kriterien, die optische Dicke für das entsprechende Profil des Partikelrückstreuungskoeffizienten bestimmt wird. Diese soll nun mit der optischen Dicke von AERONET verglichen werden. Falls die Abweichung zwischen den beiden Werten der optischen Dicke zu groß ist, wird vom Programm wiederum eine neue Referenzhöhe festgelegt, um die Abweichung zu minimieren. Als Anfangswert kann beispielsweise 20% zugelassen werden:

$$|\tau_{\text{AERONET}} \cdot (80\%)| < |\tau_{\text{automat}} \cdot 100\%| < |\tau_{\text{AERONET}} \cdot (120\%)|. \quad (4.11)$$

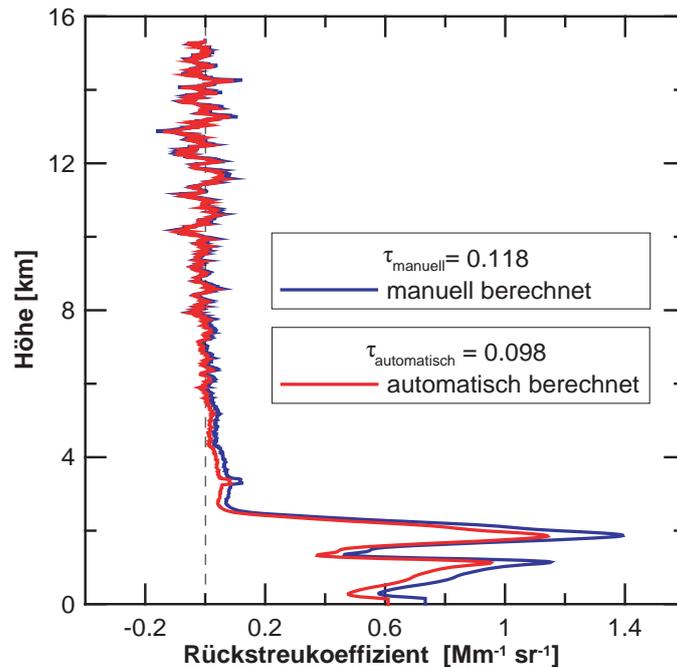
Damit bei der nächsten Iteration nicht wieder dieselben Werte für die Referenzhöhe angenommen wird, muss das SNR, ähnlich wie bei der Standardabweichung  $\sigma(PR^2)$ , stets um einen kleinen Wert verringert werden, damit die Anfangshöhe  $H_{\text{Start}}$  ebenfalls erhöht wird. Im Falle, dass keine mögliche Referenzhöhe berechnet werden kann, ist für solche Daten auch mit dem Kriterium (4.11) keine korrekte Auswertung möglich. Folglich muss der erlaubte Prozentwert für die Abweichung der optischen Dicke erhöht werden.

In Abbildung 4.18 liegen nun die beiden Profile des Partikelrückstreuungskoeffizienten nahe beieinander. Die Referenzhöhe für das Profil, welches mit dem automatischen Auswerteprogramm erstellt wurde, beträgt 5.55 km. Die vom Programm bestimmte  $\tau_{\text{automatisch}}$  nimmt einen Wert von 0.098 an, welche 19% der optischen Dicke von AERONET entspricht. Somit ist in diesem Fall das Ergebnis der automatische Datenauswertung akzeptabel.

### Das Höhen-Kriterium

Auch wenn die oben genannten Kriterien im Allgemeinen eine angemessene automatische Auswertung zu lassen, gibt es einige Messdaten, bei denen dennoch keine korrekte Auswertung vom Programm durchgeführt wird. Ursache dafür ist die Kriterium (4.11). Da eine ständige Verringerung des SNR erfolgt, sobald die Abweichung der optischen Dicke zu hoch ist, kann es vorkommen, dass das Minimum des SNR unterschritten wird. Dadurch kann die Anfangshöhe  $H_{\text{Start}}$  für die Referenzhöhe nicht mehr erhöht werden. Folglich werden möglicherweise die Referenzhöhe in zu geringen Höhen gesetzt. Deshalb sollte für die neu gewählte Anfangshöhe der Referenzhöhe nicht anhand des SNR ermittelt werden, sondern durch den Höhenwert selbst.

$$H_{\text{Start}} = 2 \text{ km} + k \cdot 0.1 \text{ km}, \quad (4.12)$$

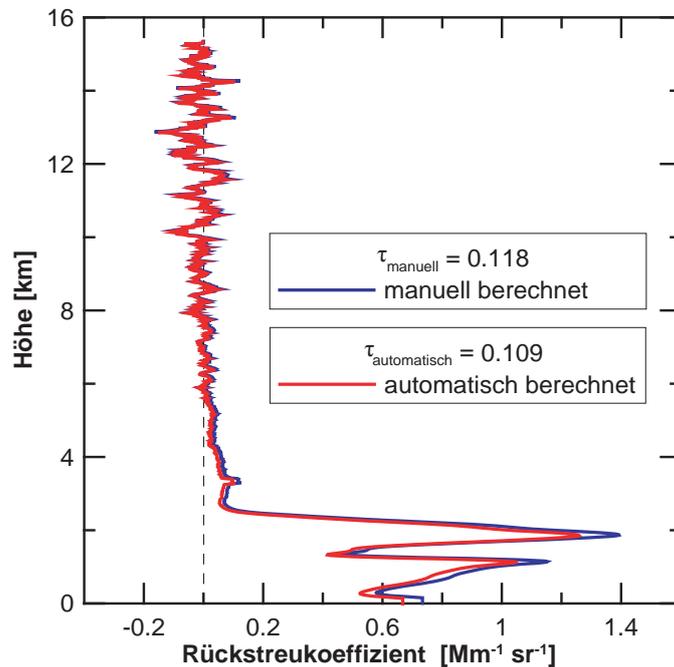


**Abbildung 4.18:** Profil des Partikelrückstreukoeffizient vom 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC: manuell erstellt (blau); erstellt nach dem Kriterium der optischen Dicke (rot).

D. h. , dass der Wert für die  $H_{\text{Start}}$  auf 2 km vorher festgelegt und stets um  $k \cdot 100$  erhöht wird, wobei  $k$  wieder die Anzahl der Iterationen des Auswerteprogramms ist. Aufgrund des Kriteriums der optischen Dicke ist das Setzen der Referenzhöhe durch das

Programm in einen zu geringen Höhenbereich, wie etwa die Grenzschichthöhe, ebenfalls ausgeschlossen. Außerdem ist mit dem Kriterium (4.12) im Allgemeinen auch eine geringere Abweichung von  $\tau_{\text{AERONET}}$  realisierbar.

In der Abbildung 4.18 unterscheiden sich die Werte der optischen Dicke, mit  $\tau_{\text{manuell}} = 0.118$  und  $\tau_{\text{automatisch}} = 0.098$ , noch um ca. 17%. Da die manuell berechnete optische Dicke sehr gut mit der  $\tau_{\text{AERONET}}$  übereinstimmt, lässt sich folgern, dass  $\tau_{\text{automatisch}}$  und damit das dazugehörige Profil noch eine gewisse Ungenauigkeit besitzen. Der Grund für diese Unsicherheit ist die Unterschreitung des SNR-Minimums, welches bei der Bestimmung der neuen Anfangshöhe für die Referenzhöhen erreicht wurde.

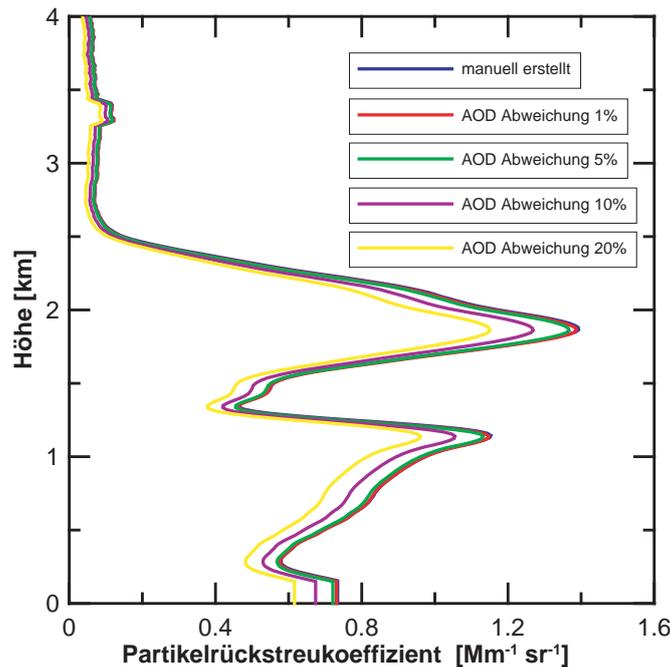


**Abbildung 4.19:** Profil des Partikelrückstreukoeffizient vom 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC: manuell erstellt (blau); erstellt nach dem Höhen-Kriterium (rot).

Beim Herabsetzen der Abweichung von der optischen Dicke auf 10% kann anhand des Kriteriums (4.12) ein Profil mit der Referenzhöhe 5.895 km automatisch erstellt werden. Wie in Abbildung 4.19 zu erkennen ist, sind beide Profile nahezu identisch. Dies wird auch mittels der Abweichung der optischen Dicke verdeutlicht, welche sich mit  $\tau_{\text{automatisch}} = 0.109$  nur 9.7% von  $\tau_{\text{AERONET}} = 0.121$  unterscheidet.

Dennoch ist es möglich, das automatisch erstellte Profil in 4.19 noch besser der manuellen Auswertung anzupassen. Wenn der Abweichungswert von der optischen Dicke auf 5% weiter verkleinert wird, erstellt das Auswerteprogramm ein Profil, dessen optische

Dicke einen Wert von 0.119 entspricht. Dieser Wert ist sogar noch näher an  $\tau_{\text{automatisch}}$  als die  $\tau_{\text{manuell}}$ . Selbst bei einer Abweichung der optischen Dicke von nur 1% berechnet das Programm noch ein Profil, bei der sich die  $\tau_{\text{automatisch}}$  erst nach der vierten Kommastelle von der  $\tau_{\text{AERONET}}$  unterscheidet. In Abbildung 4.20 sind die Verläufe eines Rückstreuprofils mit unterschiedlichen Abweichungswerten als Voraussetzung dargestellt. Um die Änderung des Profils mit der zugelassenen Abweichung der optischen Dicke besser zu erkennen, sollen diese im folgenden ausschließlich im Bereich der Grenzschicht betrachtet werden.



**Abbildung 4.20:** Profil des Partikelrückstreukoeffizienten vom 22. Mai 2010 von 01:00 UTC bis 05:00 UTC: manuell erstellt (blau); erstellt mit 20% Abweichung der optischen Dicke (gelb); erstellt mit 10% Abweichung der optischen Dicke (violett); erstellt mit 5% Abweichung der optischen Dicke (grün); erstellt mit 1% Abweichung der optischen Dicke (rot)

Die Abbildung 4.20 zeigt, wie sich das automatisch berechnete Profil dem manuell berechneten Profil des Partikelrückstreukoeffizienten anpasst, je niedriger die erlaubte Abweichung der optischen Dicke ist. Die einzelnen Profile werden mit nahezu konstanter Struktur nach links verschoben, sobald der Abweichungswert größer wird. Besonders im Bereich der Aerosolschichten nehmen die Werte im Profil deutlich ab, was zu der geringen optischen Dicke führt, während die Profile bei starker Ab- bzw. Zunahme des Partikelrückstreukoeffizienten, wie beispielsweise bei einer Höhe von 1200 m oder in Bodennähe, fast identisch sind.

Falls AERONET stets eine absolut korrekte optische Dicke zur Verfügung stellen könnte, wäre mit Hilfe der Automatisierung nach den oben genannten Kriterien eine exakte Berechnung des Partikelrückstreukoeffizienten möglich. Da dies aufgrund der Unsicherheiten des Sonnenphotometers jedoch nicht der Fall ist, gilt die  $\tau_{\text{AERONET}}$  nur als Orientierungswert. Folglich sollte die vom Programm ermittelte optische Dicke im Bereich der  $\tau_{\text{AERONET}}$  liegen. Deshalb wurde im folgenden eine Abweichung von 10% für diesen Wert erlaubt. Mit diesem Abweichungswert und den Kriterien wurde schließlich fast die gesamte Auswertung durchgeführt. Trotz der Automatisierung ist es notwendig, einige Größen für die Auswertung des Programms manuell festzulegen. Dabei müssen die Messdaten vom Ceilometer sowie die Radiosonden eingelesen, die Zeiträume je Auswertung neu gewählt und  $\tau_{\text{AERONET}}$  neu eingegeben werden.

Im Allgemeinen konnte durch alle oben genannten Kriterien die Messdaten angemessen ausgewertet werden. Aufgrund der Automatisierung ist es nun möglich, beliebige Messdaten wesentlich schneller auszuwerten als mit der herkömmlichen, manuellen Methode. Des Weiteren ist es möglich, eine noch effektivere Automatisierung zu realisieren, indem das Programm die Zeiträume der betrachteten Messungen selbst auswählt. Dafür müsste das Auswerteprogramm alle Messperioden in denen Wolken auftraten herausfiltern. Da das Ceilometer bereits alle gemessenen Wolken als weitere Größe in die Datei mit abspeichert, können diese Daten aussortiert werden. Jedoch wurde diese Größe erst nach der Messzeit in die Ceilometerdatei mit eingebunden und von daher war es notwendig, die Auswahl der wolkenfreien Messzeiträume noch manuell festzulegen.



# 5 Messbeispiele

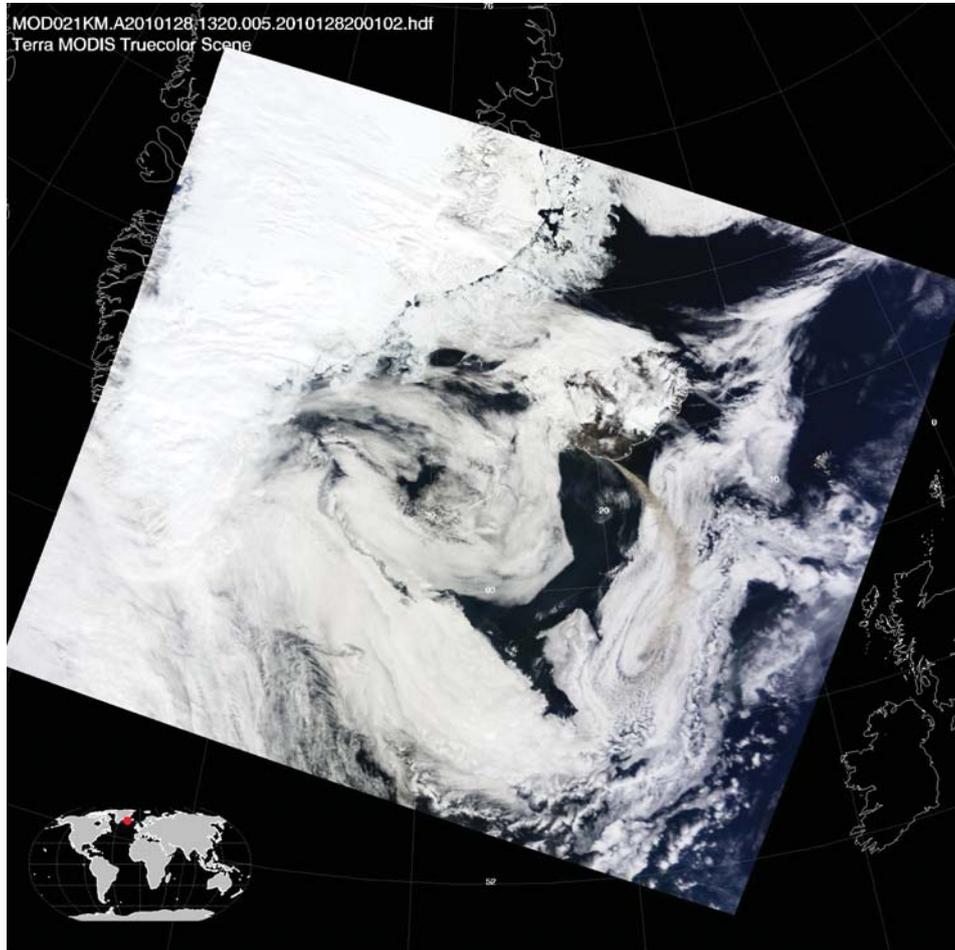
Im Laufe des Messzeitraums wurden unterschiedliche Aerosoltypen beobachtet. Besondere Bedeutung hatte dabei die vom isländischen Vulkanausbruch stammende Asche, da der Ausbruch ein einmaliges Ereignis darstellte. Ein weiterer Aerosoltyp der vom Ceilometer gemessen wurde, ist der alljährlich vorkommende Saharastaub. Urbanes Aerosol in der Grenzschicht trat verständlicherweise am häufigsten während der Messperiode auf. Rauchpartikel von den Waldbränden in Russland im August 2010 konnte jedoch nicht nachgewiesen werden. In diesen Kapitel sollen die verschiedenen gemessenen Aerosoltyp genauer erläutert werden.

## 5.1 Messung: Vulkanasche

Im April erreichte die Asche des isländischen Vulkan Eyjafjallajökull Europa und wurde u. a. vom Ceilometer am IfT gemessen. Besonderheit dieses Aerosols ist, dass es nicht über seine Form sowie seine Zusammensetzung definiert wird, sondern nur über die Korngröße. Während eines Vulkanausbruches entstehen Gesteinsfragmente, sogenannte Pyroklasten. Diejenigen Pyroklasten, die kleiner als 2 mm sind, werden als Asche bezeichnet. Dabei wird zwischen grober Asche, welche im Bereich von 2 mm bis 0.06 mm liegt und feiner Asche, welche kleiner als 0.06 mm ist, unterschieden (Pichler, 1990).

Der über 1600 m hohe Vulkan Eyjafjallajökull befindet sich unter dem gleichnamigen Gletscher an der Südküste Islands. Der Vulkan, welchem bis jetzt noch keiner eindeutigen Vulkanart zugeordnet werden konnte, besitzt einen Kraterdurchmesser von 3 km bis 4 km. Seit der Besiedlung der isländischen Insel war Eyjafjallajökull vor 2010 viermal aktiv. Im März 2009 wurden zahlreiche Erdbeben im Süden um den Eyjafjallajökull registriert. Anfang März 2010 konnten schließlich Verformungen der Erdkruste und weitere Erdbeben in der Region des Vulkans festgestellt werden, was auf einen zeitnahen Ausbruch hindeutete. Die erste große Eruption erfolgte im Zeitraum vom 20. März bis 12. April 2010, wobei sich die Ausbruchsstelle zwischen dem Gletscher Mýrdalsjökull und dem Eyjafjallajökull befand. Außerdem lag zu diesem Zeitpunkt nur ein effusiver Ausbruch vor, welcher ausschließlich durch langsames Fließen von Lava charakterisiert ist. Die zweite weitaus bedeutendere Eruption des Eyjafjallajökull begann am 14. April und war wiederum durch drei Eruptionsphasen gekennzeichnet (Ansmann et al. (2010);

Schumann et al. (2010)). Die explosive Eruption fand unterhalb des höchsten Gipfels des Vulkans statt. Am Morgen des 14. April stiegen Wolken aus Asche mehrere Kilometer in die Atmosphäre empor.



**Abbildung 5.1:** Das Satellitenbild vom Instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) auf dem Satelliten Terra zeigt den Austritt der Asche aus dem Vulkan Eyjafjallajökull am 08. Mai 2010 13:20 UTC aus (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>).

In den nächsten Tagen wurden in einigen Regionen über Mittel- und Osteuropa bis 8 km Höhe Asche gemessen. Über Leipzig erfolgte die Messung der Asche mit einem IFT Mehrwellenlängen Raman-Lidar und dem Sonnenphotometer bereits am 16. April 2010. An diesem Tag, bei dem die Ascheschicht eine vertikale Ausdehnung von 2.5 km bis 6 km Höhe erreichte, wurde mit dem Raman-Lidar bei einer Wellenlänge von 532 nm eine optische Dicke von 1.0 bestimmt. Im mittleren Teil der Schicht betrug die Konzentration

der Asche  $1000 \pm 350 \mu\text{g}/\text{m}^2$  (Ansmann et al., 2010). Damit war am 16. April 2010 die intensivste Schicht der Vulkanasche des Eyjafjallajökull über Leipzig zu beobachten.

Da die Asche andere mikrophysikalischen Eigenschaften besitzt als urbanes Aerosol, war für die Vulkanasche ein anderes Lidarverhältnis zu erwarten. Mit Hilfe des Mehrwellenlängen Raman–Lidars und der Raman–Methode ist es möglich, sowohl das Profil des Extinktions– als auch des Rückstreuoeffizienten unabhängig voneinander zu bestimmen. Der Quotient der beiden Größen ergibt dann das Lidarverhältnis. Für die Vulkanasche wurde mit diesem Verfahren ein Lidarverhältnis von 60 sr mit einer Unsicherheit von 10% berechnet (Ansmann et al., 2010):

$$\text{Lidarverhältnis für Vulkanasche : } S_{\text{P}}(\text{Asche}) = 60 \pm 6\text{sr.} \quad (5.1)$$

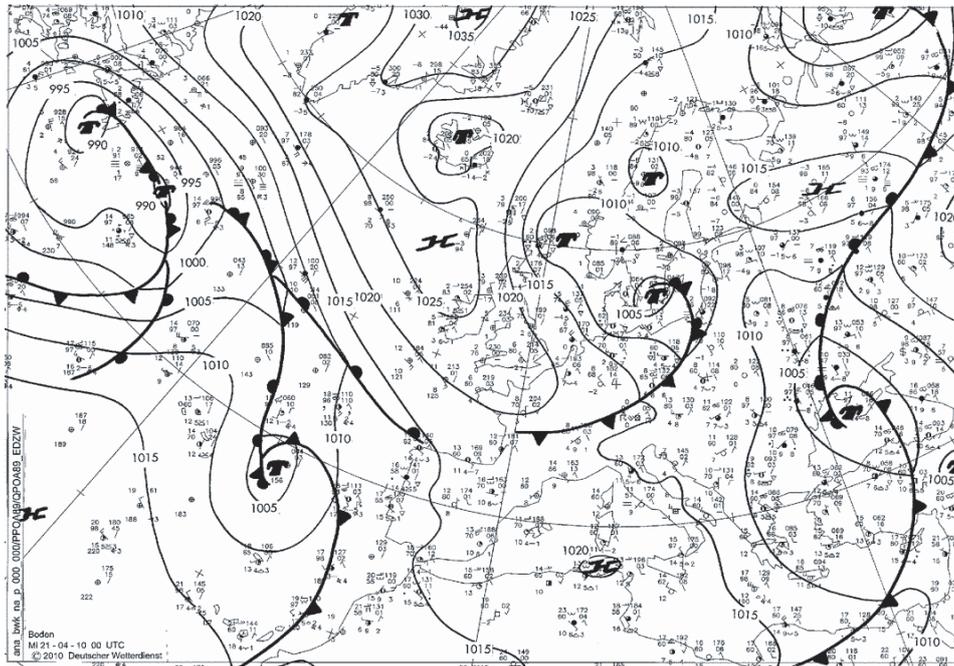
Auch im Mai trat weiter Asche aus dem Vulkan aus, wie es im Satellitenbild vom Eyjafjallajökull am 8. Mai in Abbildung 5.1 zu erkennen ist. Zusätzlich wurde am 15. Mai 2010 durch ein verstärktes Erdbeben ein weiterer explosiver Ausbruch verursacht. Das Vulkanasche Beratungszentrum (Volcanic Ash Advisory Center (VAAC)) sagte mittels Modellberechnung stark ausgeprägte Aschschichten über Europa voraus (Schumann et al., 2010). Die Eruption nahm am 17. Mai 2010 weiter zu und wurde erst in den darauffolgenden Tagen schwächer. Während die Vulkanasche bereits am 17. Mai 2010 den Norden Deutschlands erreichte, war die Asche einen Tag später über Leipzig zu beobachten.

Aufgrund der Aschewolke des Vulkans wurde der Flugverkehr in Teilen Europas ab dem 15. April stark beeinträchtigt. Erwähnenswert ist dabei, dass einige Flughäfen komplett geschlossen wurden und dementsprechend volkswirtschaftliche Verluste von mehreren Milliarden Euro zu verzeichnen waren.

### Gemessene Vulkanasche mit dem Ceilometer

Über Leipzig konnte die Vulkanasche des Eyjafjallajökull vom Ceilometer Ende April und Anfang Mai 2010 beobachtet werden. Die erste Messung der Asche erfolgte vom 21. April zum 22. April, da zu diesem Zeitpunkt das Messgerät erstmals eingeschaltet wurde. Eine Darstellung der Wetterlage am 21. April 2010, ist in Abbildung 5.2 zu sehen. Zum einen brachte die nordwestliche Luftströmung die Vulkanasche nach Mitteleuropa und zum anderen war nach dem Frontdurchgang der Himmel für einige Zeit wolkenfrei. Dadurch war eine günstige Voraussetzung vorhanden, die Asche über Leipzig zu messen.

In Abbildung 5.3 ist die Messung des 21. zum 22. April 2010 von 22:30 UTC bis 02:00 UTC mit den verschiedenen Schichten der Asche und die Grenzschicht bis 2 km dargestellt. Die Ascheschichten befinden sich dabei in einem Höhenbereich von 3 km bis 7 km. Das Profil des Partikelrückstreuoeffizienten ist in Abbildung 5.4 dargestellt, wobei aufgrund der Änderung der Signalintensität der Partikelrückstreuoeffizient für den 21. zum



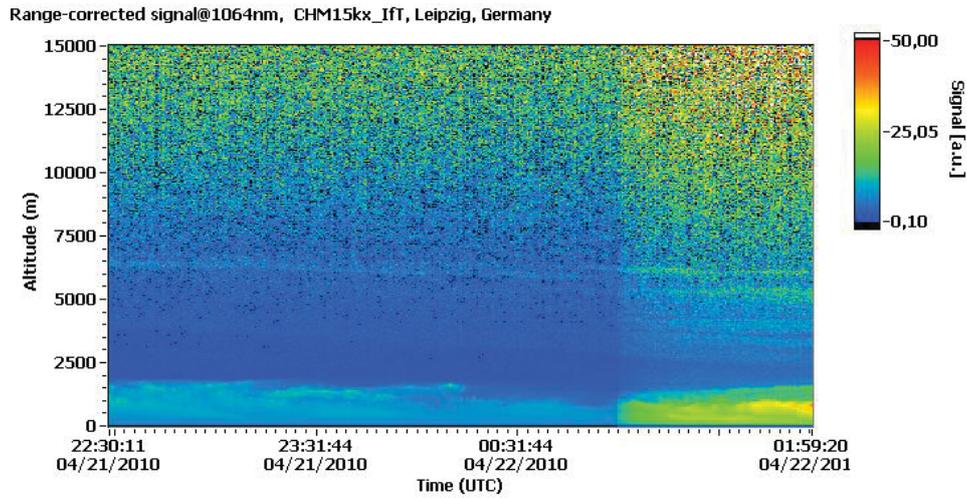
<http://www.wetter3.de>

Abbildung 5.2: Bodenwetterkarte des 21. Aprils 2010 um 00:00 UTC.

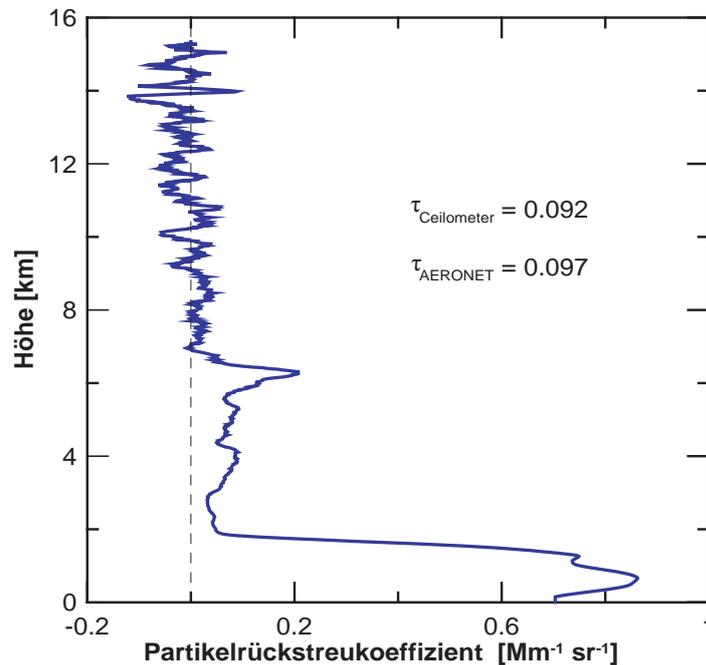
22. April 2010 nur von 22:30 UTC bis 01:00 UTC berechnet wurde. Im Profil ist die Grenzschicht mit einer Mächtigkeit von 2 km erkennbar. Insbesondere ist im Profil die mit der Höhe zunehmenden Werte des Partikelrückstreukoeffizienten zwischen 3 km und 7 km der Asche zu erkennen. Die einzelnen Extrema der Rückstreuung lassen vermuten, dass es sich um verschieden stark ausgeprägte Schichten von Vulkanasche handelt. Die Partikelrückstreukoeffizienten in der Vulkanascheschicht erreichen ihren höchsten Wert von ca.  $0.2 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$  in einer Höhe von 6 km.

Auffällig an dem Profil ist dessen Verlauf ab 7 km Höhe. Der Anstieg des Profils ist dort leicht negativ. Ursache hierfür sind die bis 7 km auftretenden Ascheschichten, wodurch die Referenzhöhe um 8 km festgelegt wurde. Da jedoch in diesem Bereich Rauschen aufgrund der Hintergrundstrahlung und kaum noch Rückstreusignal vorhanden ist, dürfte die Referenzhöhe für eine korrekte Auswertung nicht verwendet werden.

Trotz dieser schwierigen Bedingungen konnte ein Profil mit passender optischen Dicke erstellt werden. Während am Nachmittag des 21. Aprils 2010 die optische Dicke von AERONET bei  $\tau_{\text{AERONET}} = 0.10$  lag, wurde der nächste Wert von  $\tau_{\text{AERONET}}$  am 22. April 2010 um 05:00 UTC gemessen. Da dieser 0.094 betrug und die optische Dicke des Ceilometers, welche mittels automatischer Datenauswertung berechnet wurde, einen Wert von 0.092 annahm, besitzen die beiden optischen Dicken eine Abweichung von unter 10%.



**Abbildung 5.3:** Die Verlaufsdarstellung mit Ascheschichten vom Vulkan Eyjafjallajökull oberhalb der Grenzschicht zwischen 3 km bis 7 km des 21. zum 22. April 2010 von 22:30 UTC bis 02:00 UTC.



**Abbildung 5.4:** Das Profil des Partikelrückstreukoeffizienten mit den Ascheschichten vom Vulkan Eyjafjallajökull oberhalb der Grenzschicht zwischen 3 km bis 7 km des 21. zum 22. April 2010 von 22:30 UTC bis 01:00 UTC.

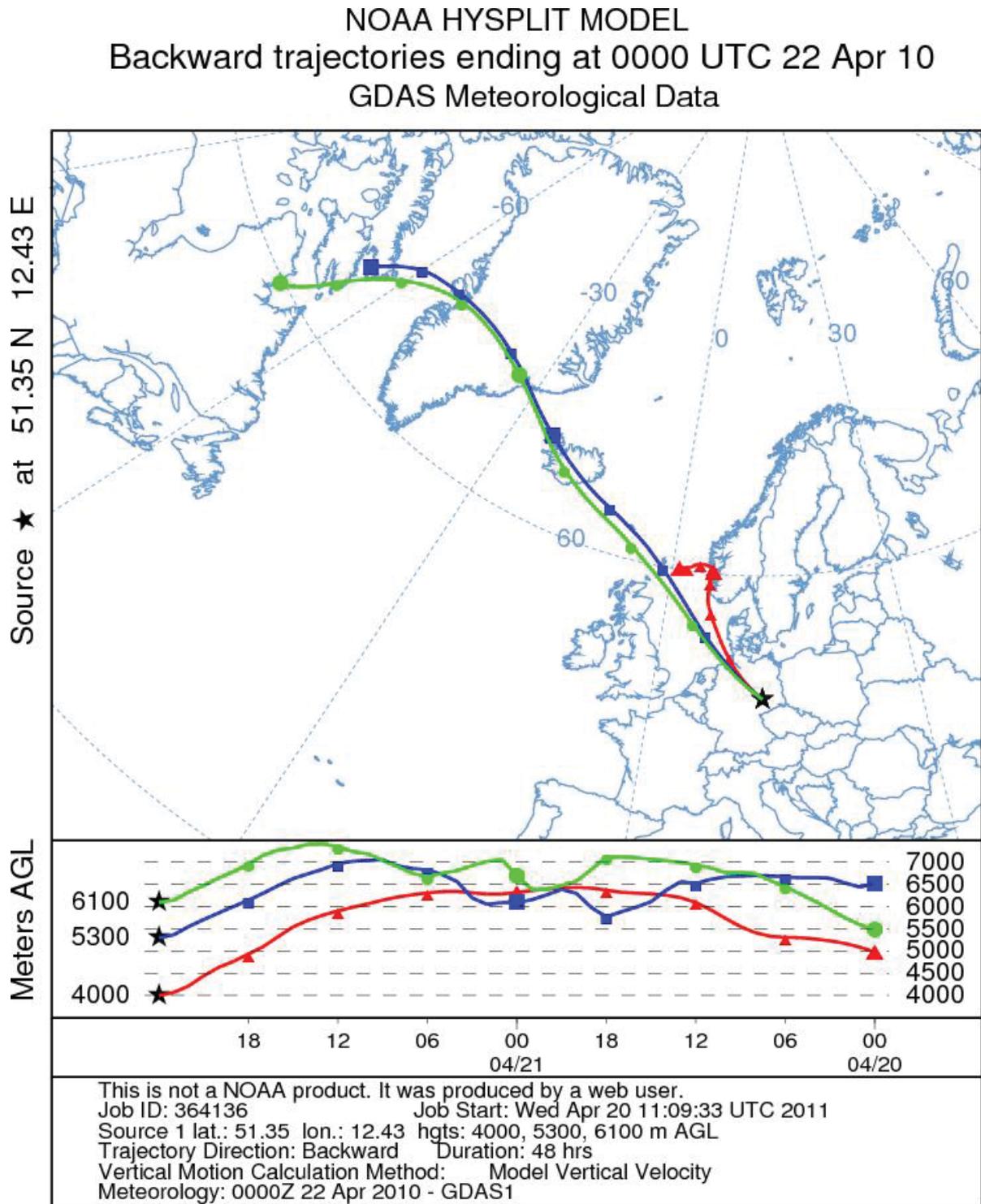
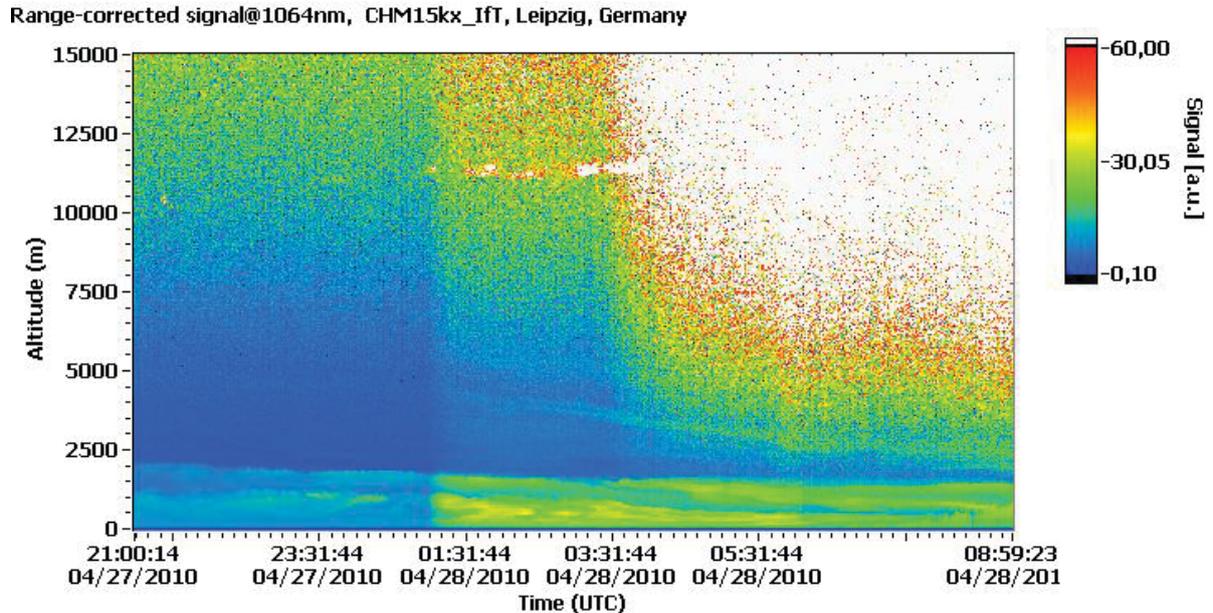


Abbildung 5.5: Die Rückwärtstrajektorie vom 22. April 2010 um 00:00 UTC.



**Abbildung 5.6:** Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals mit Ascheschichten vom Vulkan Eyjafjallajökull bis fast 5 km in Nacht vom 27. April 2010 zum 28. April 2010.

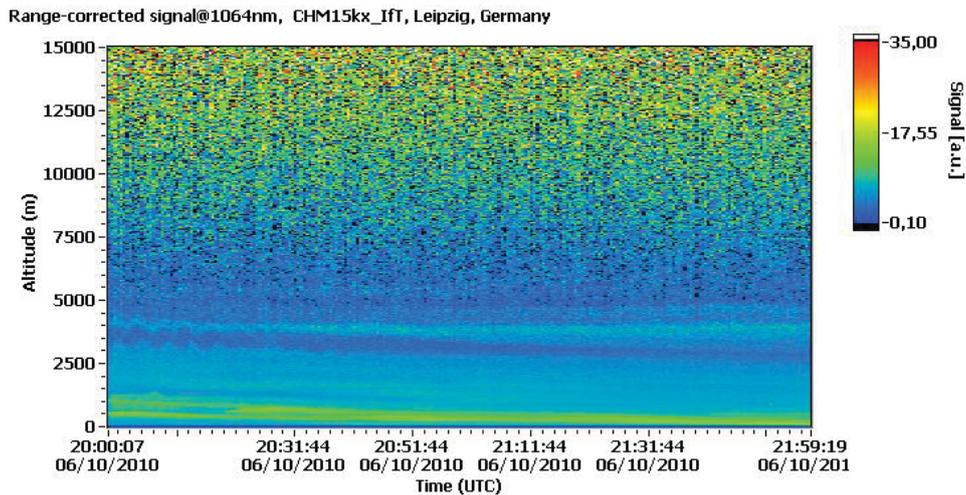
Da anhand der Ceilometermessung keine eindeutige Aussage über den Typ des Aerosols möglich ist, wurde die dazugehörige Rückwärtstrajektorie in die Auswertung mit einbezogen. Dafür wurde die Rückwärtstrajektorien vom 22. April 2010 um 00:00 UTC berechnet, welche in Abbildung 5.5 (Draxler und Rolph, 2003) dargestellt sind. Die Luftmasse lag ungefähr einen Tag zuvor über Island und Umgebung. Aufgrund der verschiedenen Maxima im Profil wurden die Trajektorien für 4 km, 5.3 km und 6.1 km Ankunftshöhe bestimmt. Am 21. April 2010 um 00:00 UTC befanden sich alle drei Trajektorien in einer Höhe zwischen 6 km und 6.5 km, wobei die beiden höchstgelegenen Trajektorien direkt über den südlichen Teil Islands verlaufen. Daraus lässt sich folgern, dass es sich bei den beobachteten Schichten um Vulkanasche handelt.

Ein weitere Messung der Vulkanasche konnte in der Nacht vom 27. April 2010 auf den 28. April 2010 durchgeführt werden. Während sich die Ascheschicht nachts noch in einem Höhenbereich von 4.5 km befand, sank sie am darauffolgenden Morgen einige Kilometer ab. Um 06:00 UTC lag die Schicht nur 1 km über der Grenzschicht, wie es in Abbildung 5.6 zu sehen ist. Der Partikelrückstreukoeffizient im Höhenbereich der Ascheschicht ist im Vergleich zum 21. bis 22. April 2010 geringer. Das Maximum des Partikelrückstreukoeffizienten in diesem Bereich befindet sich mit  $0.19 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$  in einer Höhe von nur 2.5 km. Oberhalb von 3 km ist der Partikelrückstreukoeffizient kleiner als  $0.1 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$  und nimmt mit zunehmender Höhe kontinuierlich ab.

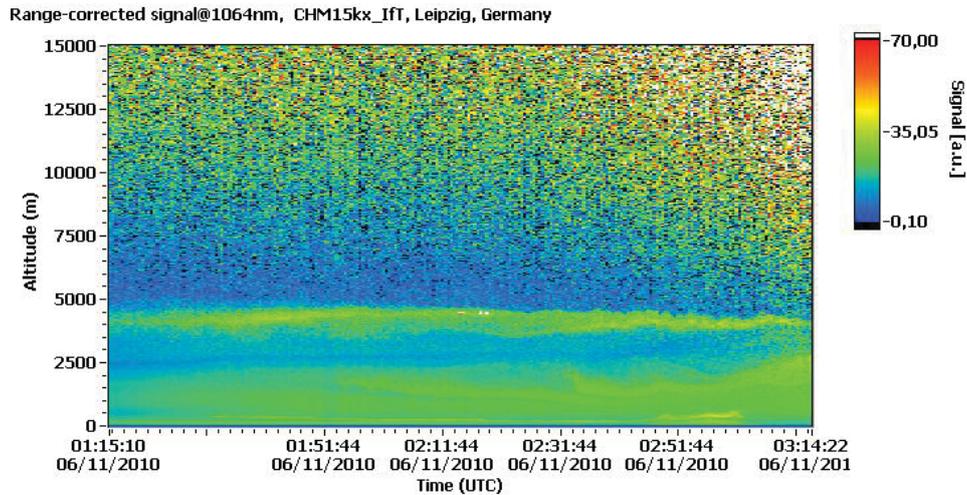
Im weiteren Verlauf der Messungen von Vulkanasche im Mai ist in den Profilen eine Schichtung dieser Aerosolpartikel zu beobachten. Die höchste Ascheschicht liegt dabei oft oberhalb von 5 km. Da insbesondere der Mai 2010 durch viel Wolkenbildung und Niederschlag gekennzeichnet war, erfolgte keine Messung von Aerosolpartikel über der Grenzschicht mit Hilfe des Ceilometers. Damit waren mit diesem Gerät nur die Messungen der Vulkanasche Ende April möglich, auch wenn bis zum 9. Juli 2010 stets Aktivitäten des Eyjafjallajökull zu beobachten waren.

## 5.2 Messung: Saharastaub

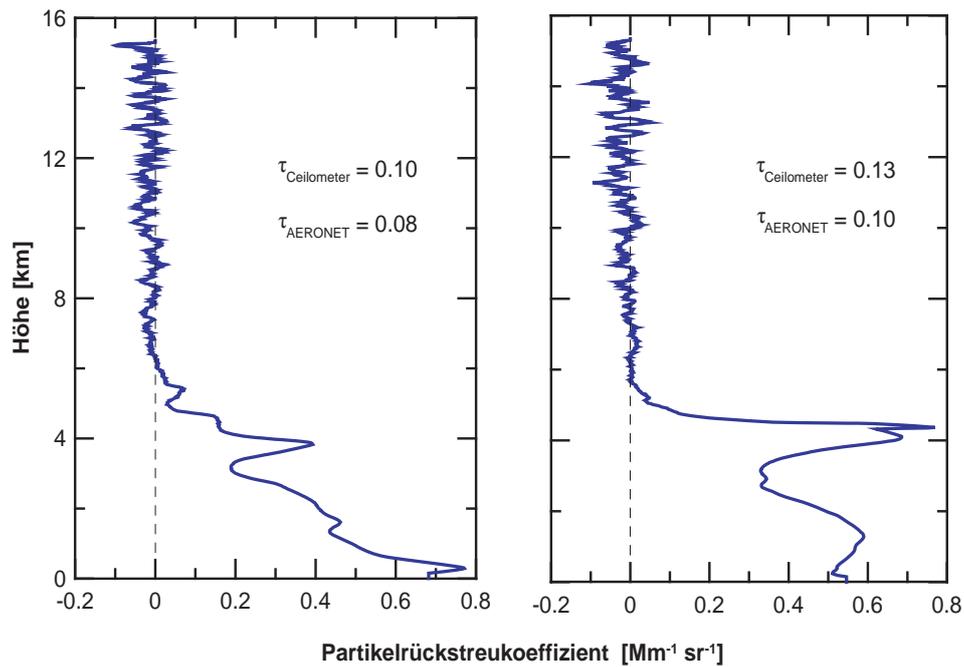
Ein weiterer Aerosoltyp, welche jedes Jahr über Leipzig beobachtet wird, ist der von der Sahara stammende Wüstenstaub. Der Saharastaub ist ein Mineralaerosol, welches vorwiegend aus Oxiden, Quarz und zum Teil aus Phosphor besteht. Dieser wird von Nordafrika über den Atlas und das Mittelmeer nach Nordost bis Deutschland gebracht und kann vom nahen Erdboden bis in eine Höhe von 6 km auftreten (Müller et al. (2003); Heese et al. (2008)). Der Transport dieses Mineralaerosols nach Mitteleuropa findet vor allem im Frühjahr statt. Dieser wird durch die jahreszeitlichen Vorstöße von Kaltluft nach Nordafrika verursacht, welche wiederum der Grund für die Entstehung von Sandstürmen sind. Aufgrund des starken Meridionaltransport gelangt der Staub schließlich nach Deutschland. Im April oder Mai kommen solche Ereignisse ungefähr zehnmal im Monat vor. Dagegen wird im restlichen Verlauf des Jahres Saharastaub weniger häufig beobachtet (Guderian, 2000).



**Abbildung 5.7:** Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierte Signals mit Saharastaub bis ungefähr 5 km des 10. Juni 2010 von 20:00 UTC bis 22:00 UTC.



**Abbildung 5.8:** Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierte Signals mit Saharastaub bis ungefähr 5 km des 11. Juni 2010 von 01:15 UTC bis 03:15 UTC.



**Abbildung 5.9:** a) Das Profil des Partikelrückstreukoeffizienten mit Staubschichten bis ungefähr 5 km des 10. Juni 2010 von 20:00 UTC bis 22:00 UTC; b) Das Profil des Partikelrückstreukoeffizienten mit Staubschichten bis ungefähr 5 km des 10. Juni 2010 von 01:15 UTC bis 03:15 UTC.

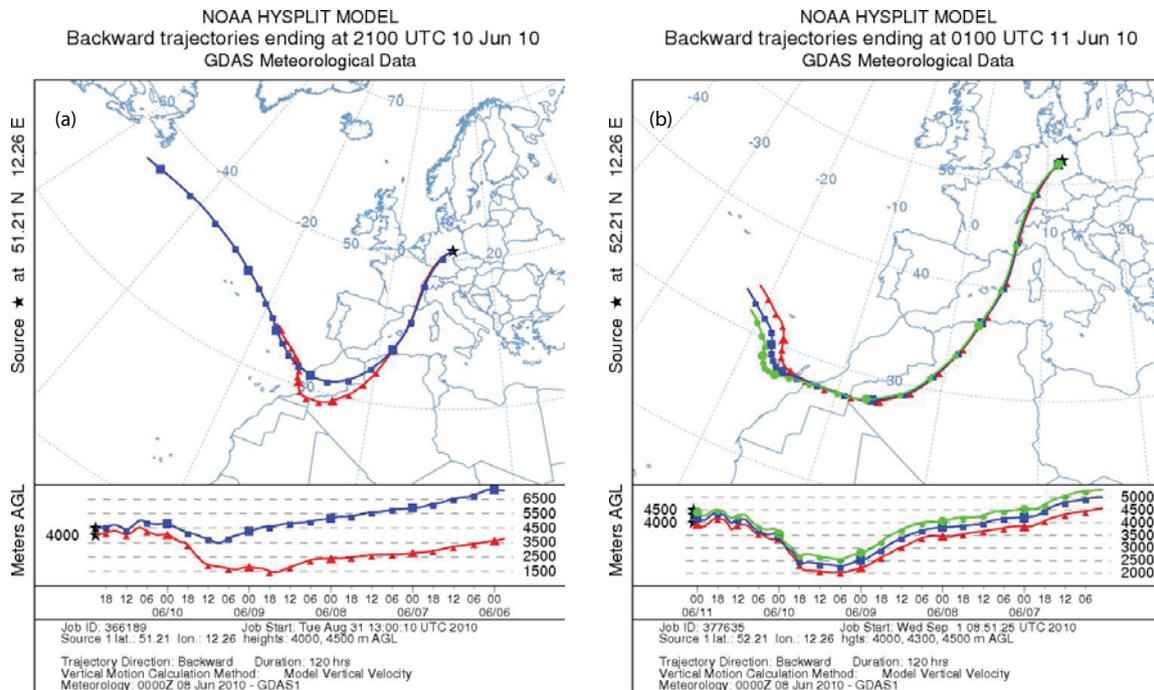


Abbildung 5.10: Rückwärtstrajektorien vom 10. Juni 2010 (a) und 11. Juni 2010 (b).

Insgesamt gab es im gesamten Messzeitraum zwei Perioden im Juni und Juli 2010, in denen größere Mengen an Saharastaub über mehrere Tage beobachtet wurden. Da jedoch Mitte Juli das Ceilometer aufgrund von technischen Störungen nicht einsatzbereit war, wird hier die Messung des Wüstenstaubs nur vom 10. und 11. Juni 2010 gezeigt.

In Abbildung 5.7 ist die Messung der Staubschicht über zwei Stunden dargestellt. Besonders auffällig ist dabei die interne Schwerewelle, welche bei 4 km von 20:00 UTC bis 20:20 UTC zu sehen ist. Am 11. Juni 2010 ist das entfernungskorrigierte Signal im Bereich des Saharastaubs höher als am Abend des 10. Juni. Insgesamt erreicht der Wüstenstaub stets eine Höhe bis 5 km, wie es in den beiden Abbildungen 5.7 und 5.8 zu erkennen ist.

Der Vergleich der dazugehörigen Profile des Partikelrückstreuoeffizienten (in Abbildung 5.9) zeigt, dass der Partikelrückstreuoeffizient in der Höhe um 4 km von 01:15 UTC bis 03:15 UTC mit  $0.8 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$  ebenfalls größer ist, als der am 10. Juni von 20:00 UTC bis 22:00 UTC. Das Profil vom 10. Juni zeigt einen weitaus geringeren Partikelrückstreuoeffizienten bei 4 km. Am 10. Juni 2010 von 20:00 UTC bis 22:00 UTC ist außerdem

der Partikelrückstreuungskoeffizient in dieser Höhe nur halb so groß ist, wie im Bereich der Grenzschicht. Dagegen zeigt das Profil vom 11. Juni bei 5 km das Maximum des Rückstreuungskoeffizienten. Folglich ist nachts die Rückstreuung in der Grenzschicht geringer als in der Schicht des Wüstenstaubs. Außerdem ist eine größere optische Dicke an diesen zwei Tagen gemessen worden. Während sie am 10. Juni 2010 und 11. Juni 2010 bei 0.10 bzw. 0.13 lag, nahm die optische Dicke zehn Tag zuvor sowie danach stets einen Wert unter 0.10 an.

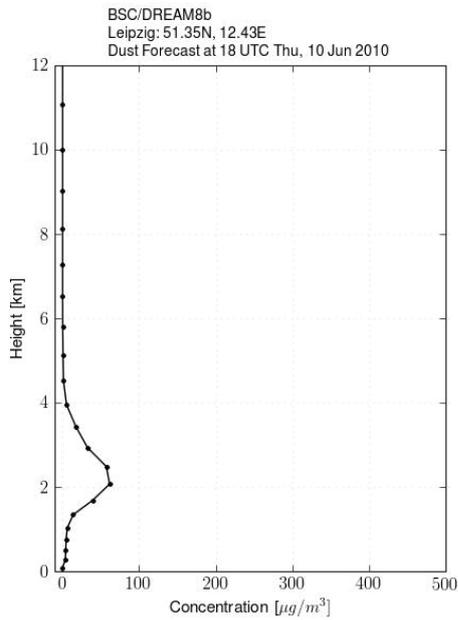
Um zu überprüfen, ob es sich bei dem gemessenen Aerosol um Saharastaub handelt, sollten die entsprechenden Rückwärtstrajektorien betrachtet werden. Die Abbildung 5.10 (Draxler und Rolph, 2003) zeigt jeweils den rückwärtigen Verlauf der Luftmassen vom 10. Juni 2010, 21:00 UTC und vom 11. Juni 2010, 01:00 UTC.

Die Trajektorie vom 10. Juni 2010 zeigt, dass die Luftmassen in einem Höhenbereich von 4 km (rot) und 4.5 km (blau) aus Nordafrika stammen. Besonders die Luftmasse, die fast zwei Tage zuvor über Algerien lag, befand sich in einer Höhe von nur 1.5 km. Dadurch war der Transport von großen Mengen des Staubs möglich, auch wenn in Höhen bis 5 km Saharastaub in diesen Wüstenregionen anzutreffen ist (Heese et al., 2008). Jedoch ist unter 5 km weitaus mehr Wüstenstaub zu beobachten, welche von den Luftmassen nach Europa transportiert wurde. Erst über dem Mittelmeer stiegen die Luftmassen wahrscheinlich wieder empor.

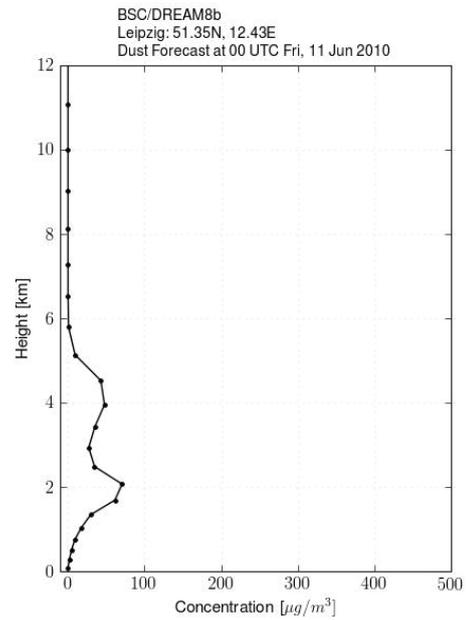
Ein nahezu identischer Trajektorienverlauf ist am 11. Juni 2010 zu beobachten, welcher in der rechten Abbildung von 5.10 dargestellt ist. Die Luftmassen in einer Höhe von 4 km (rot), 4.3 km (blau) und 4.5 km (grün) befanden sich zwei Tage vorher auch über Algerien. Aufgrund ihrer dortigen Höhe von 2 km bis 2.5 km konnte ebenfalls eine große Menge Staub nach Europa befördert werden. Über dem Mittelmeerraum stiegen die Staubschichten auf Höhen oberhalb von 3.5 km an.

Das Barcelona Supercomputing Center (BSC) ermöglicht mittels des Modells DREAM (Dust Regional Atmospheric Model) die Vorhersage von Saharastaubgehalt in der Atmosphäre. DREAM liefert dabei alle sechs Stunden die Konzentration von Saharastaub u. a. über Leipzig. In der Abbildung 5.11 ([http://www.bsc.es/plantillaH.php?cat\\_id=519](http://www.bsc.es/plantillaH.php?cat_id=519)) ist in (a) um 18:00 UTC und in b) um 00:00 UTC vom 10. und 11. Juni 2010 die Konzentration des Saharastaubs dargestellt. Um 18:00 UTC ist zunächst nur Saharastaub bei 2 km bis 3 km vom Modell berechnet worden. Erst 11. Juni 2010 ab 00:00 UTC ist laut BSC Saharastaub über 4 km zu erwarten. Damit passt die Modellrechnung ebenfalls zur Messung, da die Staubschicht auch im Profil von 20:00 UTC bis 22:00 UTC vom 10. Juni nicht so stark ausgeprägt ist.

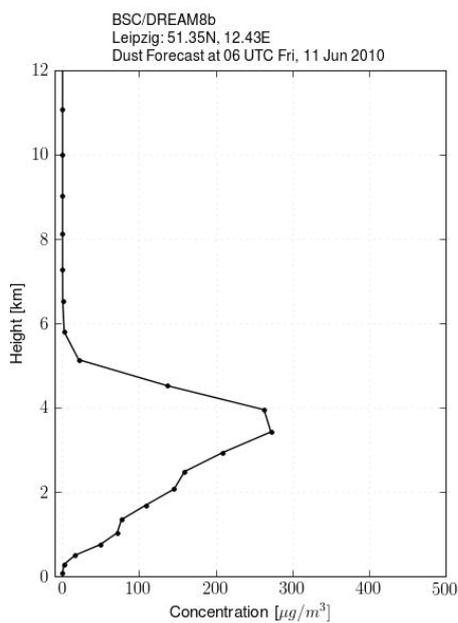
Die Konzentration des Wüstenstaubs nimmt am 11. Juni 2010 weiter zu. Während um 00:00 UTC das Maximum der Konzentration des Staubs bei  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$  liegt, wurde vom Modell sechs Stunden später ein Konzentrationsmaximum von fast  $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$



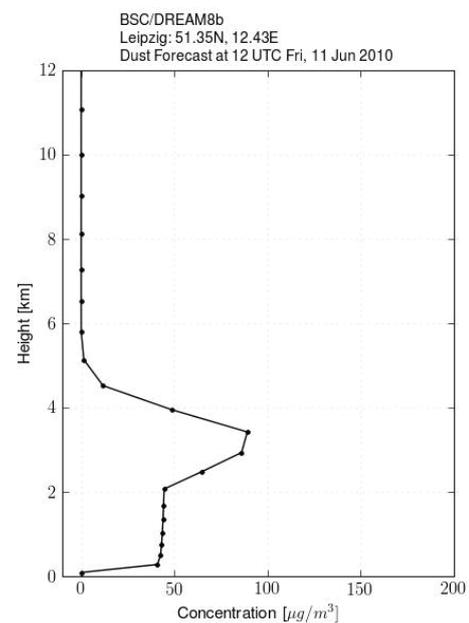
(a) 18:00 UTC.



(b) 00:00 UTC.



(c) 06:00 UTC.



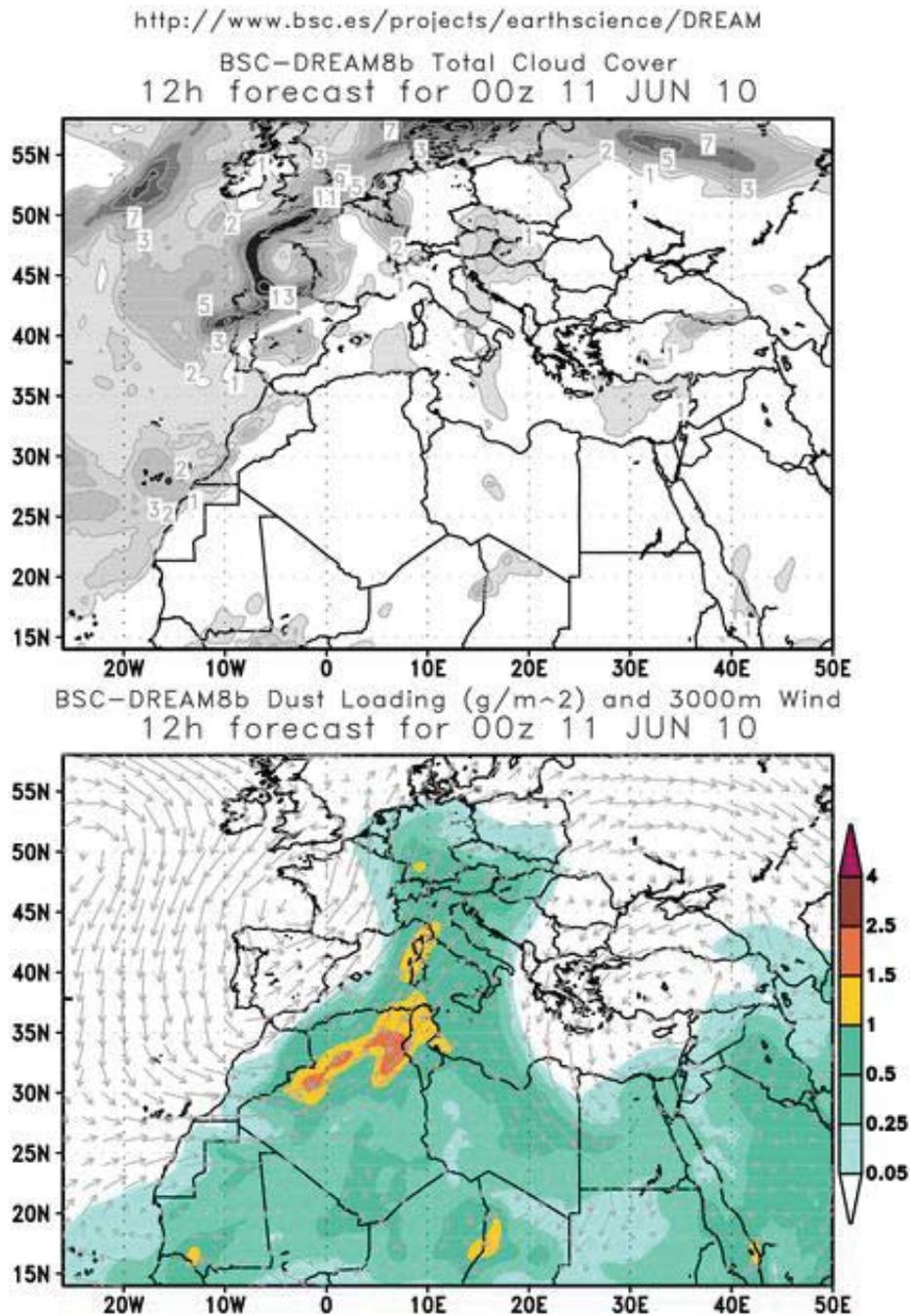
(d) 12:00 UTC.

**Abbildung 5.11:** DREAM-Vorhersage der Konzentration des Saharstaubs des 10. und 11. Juni 2010 von 18:00 UTC bis 12:00 UTC.

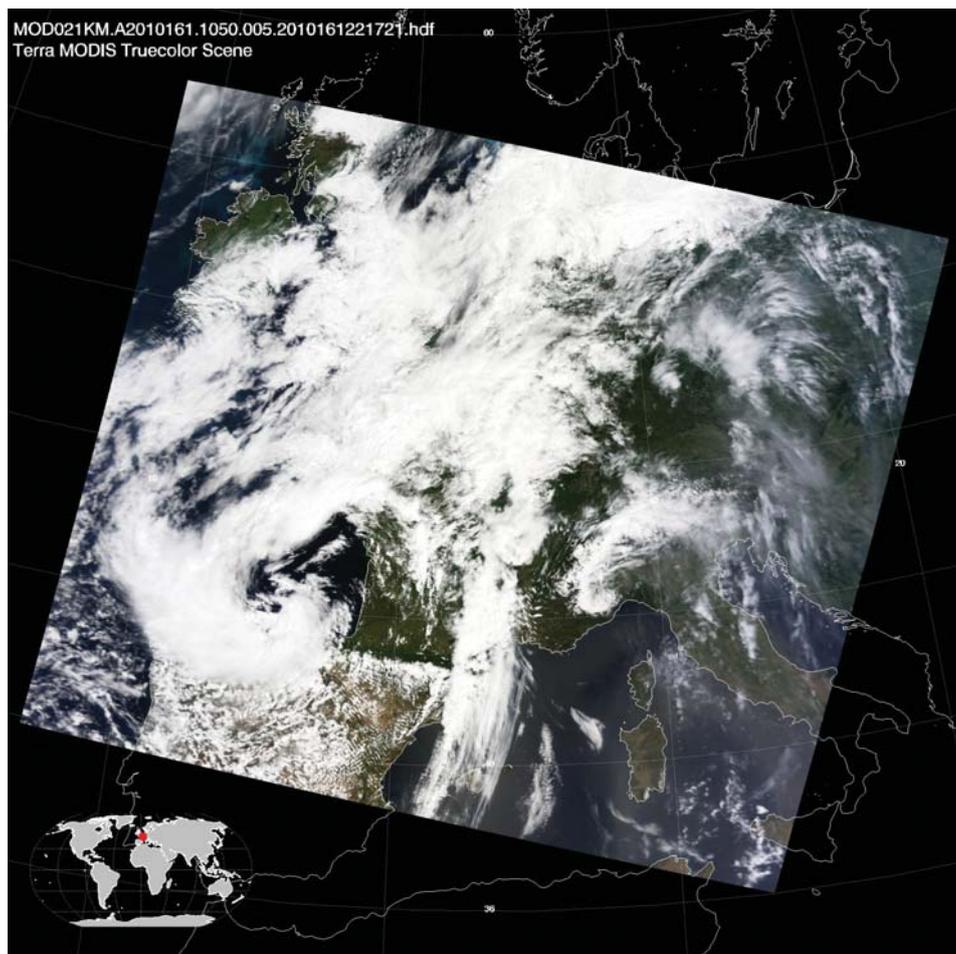
berechnet, wie es in Abbildung 5.11 zu sehen ist. Der größere Partikelrückstreuoeffizient im Profil von 01:15 UTC bis 03:15 UTC bei 4 km (Abbildung 5.9 (b)), welche die gemessene Staubschicht kennzeichnet, stimmt mit der Zunahme der Konzentration des Saharastaubs überein. Das Modell DREAM berechnet sowohl 06:00 UTC als auch für 12:00 UTC eine höhere Konzentration von Saharastaub über Leipzig als 12 Stunden zuvor, wie es in (c) und (d) der Abbildung 5.11 dargestellt ist.

In Abbildung 5.12 ist die Vorhersage der Wolkenverteilung sowie des Staubgehalts des 11. Juni 2010 um 00:00 UTC dargestellt. Im oberen Teil der Abbildung ist zu erkennen, dass nur geringe Bewölkung über Europa und Deutschland zu erwarten ist. Daraus lässt sich schließen, dass laut Modell der Saharastaub nicht durch Niederschlag ausgewaschen wurde. Folglich war für den Staubtransport eine günstige Wetterlage vorhergesagt. In der unteren Abbildung von 5.12 ist eine mögliche Staubverteilung der sich bewegenden Luftmassen sowie die Windrichtung in 3 km Höhe um 00:00 UTC des 11. Junis 2010 dargestellt. Es ist daraus ersichtlich, dass aufgrund der Windrichtung Saharastaub über Mitteleuropa zu erwarten ist.

Letztlich ist der Wüstenstaub auch auf den Satellitenbildern zu erkennen. In der Abbildung 5.13 befand sich bereits am Vormittag des 10. Junis 2010 eine Staubschicht über dem Mittelmeer. Im Satellitenbild ist der Saharastaub besonders über Sardinien und dem Tyrrhenischem Meer zu erkennen, welcher im Bild das Meer trüber erscheinen lässt. Da an diesem Tag eine Luftströmung nach Norden zu beobachten war, erfolgte ein Transport von Saharastaub in Richtung Mitteleuropa.



**Abbildung 5.12:** Oben: Vorhersage der Wolkenverteilung über Europa und Nordafrika vom 11. Juni 2010 um 00:00 UTC; Unten: Staubvorhersage und Windpfeile über Europa und Nordafrika vom 11. Juni 2010 um 00:00 UTC ([http://www.bsc.es/plantillaH.php?cat\\_id=519](http://www.bsc.es/plantillaH.php?cat_id=519)).

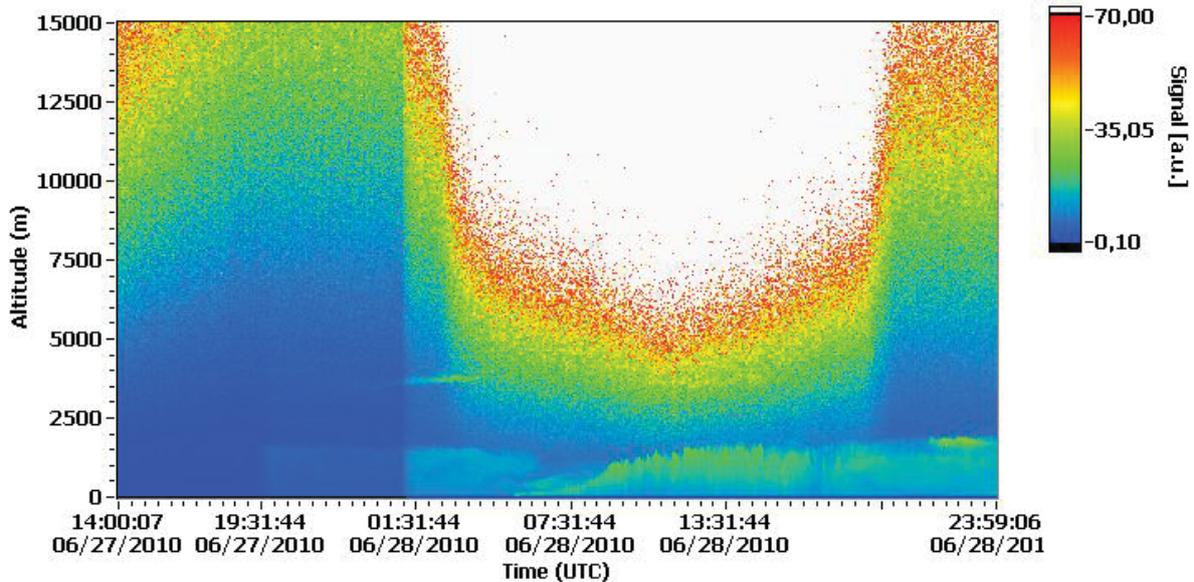


**Abbildung 5.13:** Das Satellitenbild vom Instrument MODIS auf dem Satelliten Terra zeigt Saharastaub über dem Mittelmeerraum am 10.06.2010 um 10.50 Uhr (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>).

## 5.3 Messung: Grenzschicht

Mit dem Ceilometer sind neben der Messung von Aerosolschichten in der Höhe auch die Partikel im Grenzschichtbereich messbar. Dadurch ist die Untersuchung des täglichen Verlauf der Grenzschicht möglich. Voraussetzung dafür sind Tage, bei denen keine tiefen Wolken mit Niederschlag auftreten.

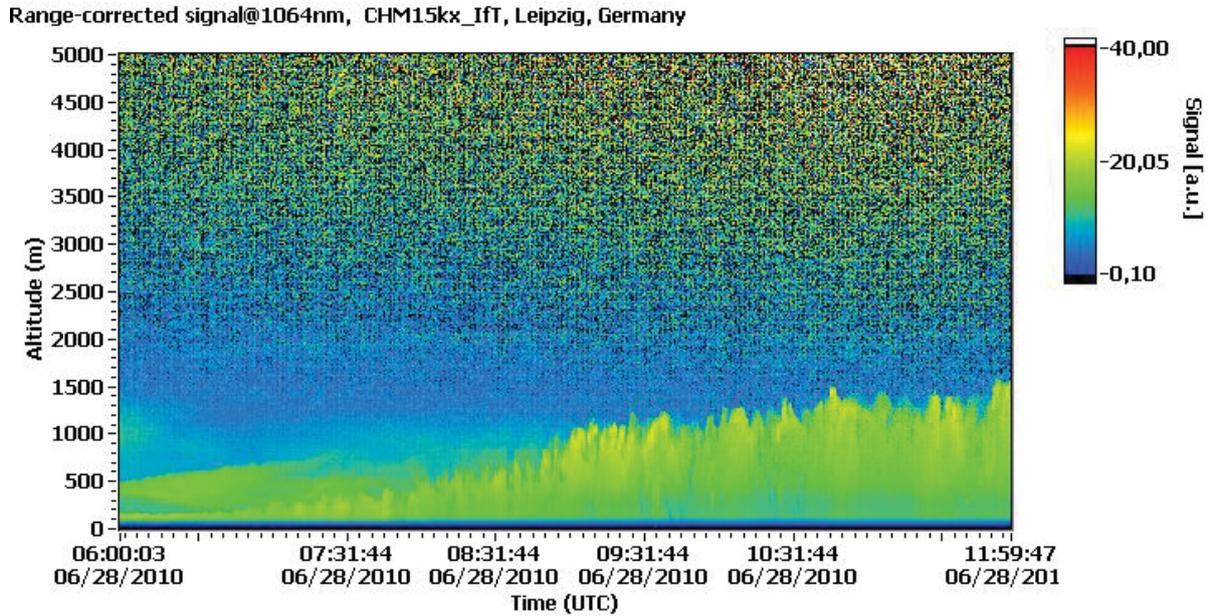
Range-corrected signal@1064nm, CHM15kx\_Ift, Leipzig, Germany



**Abbildung 5.14:** Die Verlaufscharakteristik des entfernungskorrigierten Signals mit dem Tagesgang der Grenzschicht vom 27. bis 28. Juni 2010.

Vom 27. bis 28. Juni 2010 wurde eine Messung über 34 Stunden ohne den Einfluss von Wolken durchgeführt. In Abbildung 5.15 ist der Tagesgang der Grenzschicht deutlich zu erkennen, welcher bereits in Kapitel 2 erläutert wurde. Während des Sonnenaufgangs bildet sich ab 07:00 UTC die Mischungsschicht mit der Entrainmentzone aus. Im weiteren Tagesverlauf des 28. Juni 2010 nimmt in der Verlaufscharakteristik das entfernungskorrigierte Signal in der Grenzschicht zu, was auf die Mischungsschicht zurückzuführen ist. Am späten Abend nimmt dieser wiederum ab und die Mischungsschicht löst sich auf. Der in Abbildung 5.15 gemessene Verlauf der Grenzschicht verhält sich dementsprechend analog zur Abbildung 2.1. Besonders die weitaus schwächer ausgeprägte Restschicht, welche bis 05:00 UTC des 28. Juni vorhanden ist, ist in der Verlaufscharakteristik deutlich zu erkennen.

In der Abbildung 5.15 ist ein Ausschnitt des Verlaufs der Grenzschicht von 06:00 UTC bis 12:00 UTC bis 5 km dargestellt. Innerhalb dieser sechs Stunden bildet sich die

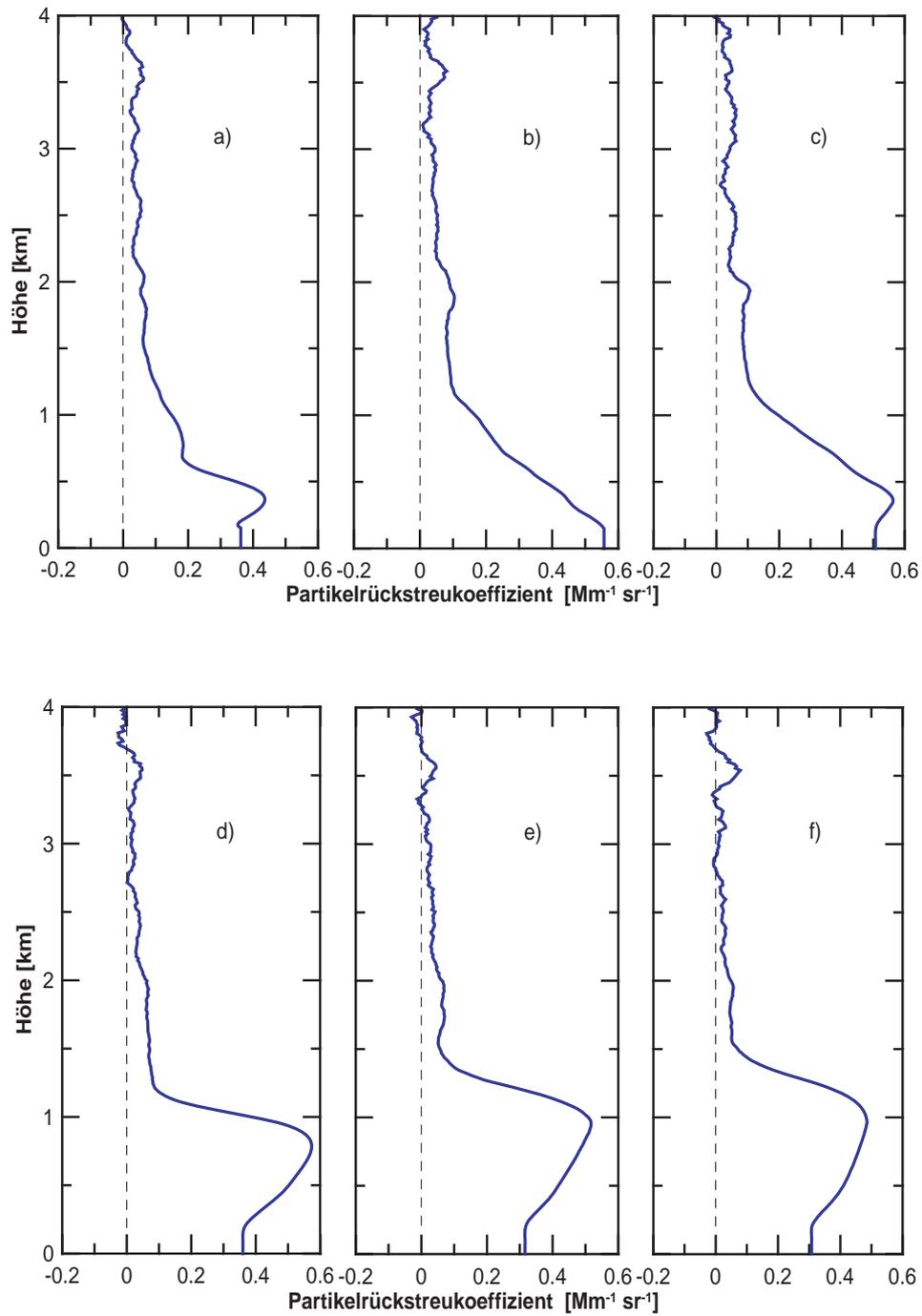


**Abbildung 5.15:** Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierte Signals mit Grenzschichtenstehung am Morgen des 28. Juni 2010.

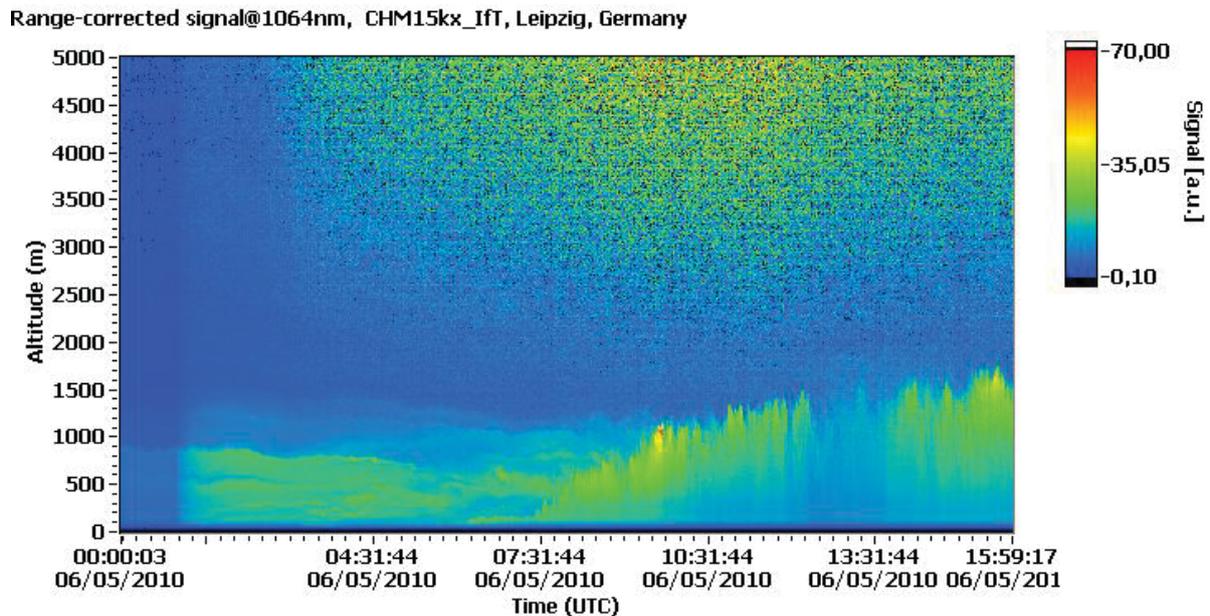
Mischungsschicht aus. Um diesen Verlauf besser zu beschreiben, sollen die dazugehörigen Profile des Partikelrückstreukoeffizienten von 06:00 UTC bis 12:00 UTC berechnet werden. Für jede Stunde wurde ein separates Profil erstellt.

In Abbildung 5.16 ist in (a) die Grenzschicht von 06:00 UTC bis 07:00 UTC und in (b) von 07:00 UTC bis 08:00 UTC dargestellt. Um 06:00 UTC ist der Partikelrückstreukoeffizient besonders oberhalb von 500 m mit  $0.2 \text{ Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$  noch gering, da hier noch die schwach ausgeprägte Restschicht vorliegt. Unter 500 m befindet sich die stabile Schicht, wie sie in Abbildung 2.1 dargestellt ist und durch eine größeren Partikelrückstreukoeffizienten gekennzeichnet ist. Eine Stunde später nimmt der Partikelrückstreukoeffizient in der Grenzschicht bis 1 km zu. In den nächsten Stunden erfolgt eine Zunahme des Rückstreukoeffizienten bis in diese Höhe noch deutlicher, was insbesondere im Profil (c) zu erkennen ist. Im Gegensatz zu den da vorigen drei Stunden hat das Profil (d) von der Abbildung 5.16 von 09:00 UTC bis 10:00 UTC sein höchsten Wert bei ca. 800 m. Zu diesem Zeitpunkt hat sich die Mischungsschicht nahezu ausgebildet. Folglich hat der Partikelrückstreukoeffizient sein Maximum im oberen Teil der Grenzschicht erreicht.

In der Abbildung 5.16 sind zusätzlich noch in (e) die Grenzschicht von 10:00 UTC bis 11:00 UTC und in (f) die Grenzschicht von 11:00 UTC bis 12:00 UTC zusehen. Die jetzt vollständig ausgebildete Mischungsschicht hat eine Höhe bis 1.5 km erreicht. Insgesamt hat der Partikelrückstreukoeffizient im Vergleich zum frühen Morgen deutlich zugenommen. Dies wird durch die Werte der optischen Dicke bestätigt. Während die



**Abbildung 5.16:** Profile des Partikelrückstreukoeffizienten: 06:00 UTC bis 07:00 UTC (a); 07:00 UTC bis 08:00 UTC (b); 08:00 UTC bis 09:00 UTC (c); 09:00 UTC bis 10:00 UTC (d); 10:00 UTC bis 11:00 UTC (e); 11:00 UTC bis 12:00 UTC (f).



**Abbildung 5.17:** Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals mit Tagesgang der Grenzschicht des 05. Juni 2010 von 00:00 UTC bis 16:00 UTC

optische Dicke in der Grenzschicht von 06:00 UTC bis 07:00 UTC einen Wert von 0.019 annimmt, wurde von 11:00 UTC bis 12:00 UTC eine optische Dicke von 0.031 bis 1.5 km berechnet. Damit ist ein Anstieg der optischen Dicke innerhalb der Grenzschicht um mehr als ein Drittel in sechs Stunden zu beobachten.

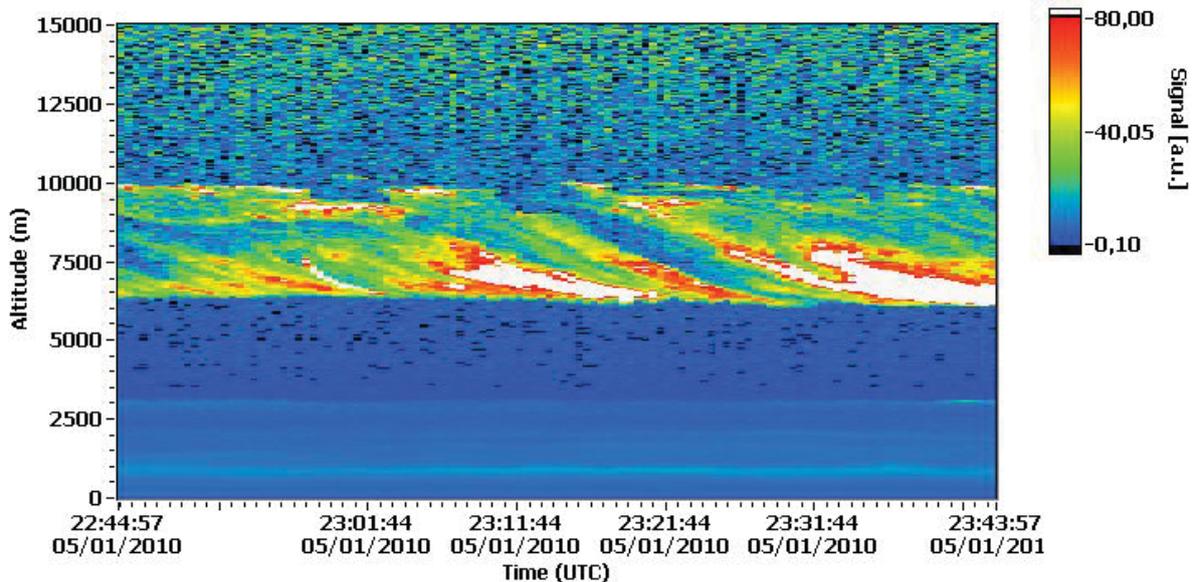
Bei wolkenfreien Wetterlagen war stets die Messung des Tagesgangs der Grenzschicht möglich. Da jedoch der Messzeitraum vorwiegend durch Wolken und dem damit verbundenen Niederschlag gekennzeichnet war, wurde eine vollständige Entstehung der Grenzschicht während des Sonnenaufgangs nur in fünf Fällen gemessen.

Ein weiteres Beispiel einer Grenzschichtenentstehung ist in Abbildung 5.17 zu sehen. Hier ist wieder der typische Tagesgang der Grenzschicht zu sehen sowie die Entstehung der Mischungsschicht vom 05. Juni 2010 zwischen 06:00 UTC und 12:00 UTC. Im Vergleich zum 28. Juni 2010 sind in diesem Zeitraum unterschiedlich große Signalintensitäten gemessen worden. Während um 10:00 Uhr ein größeres Signal gemessen wurde, ist in der Verlaufsdarstellung in Abbildung 5.17 eine Abschwächung der Signalintensität zwischen 12:30 UTC und 14:00 UTC zu erkennen.

## 5.4 Messung: Zirrusbewölkung

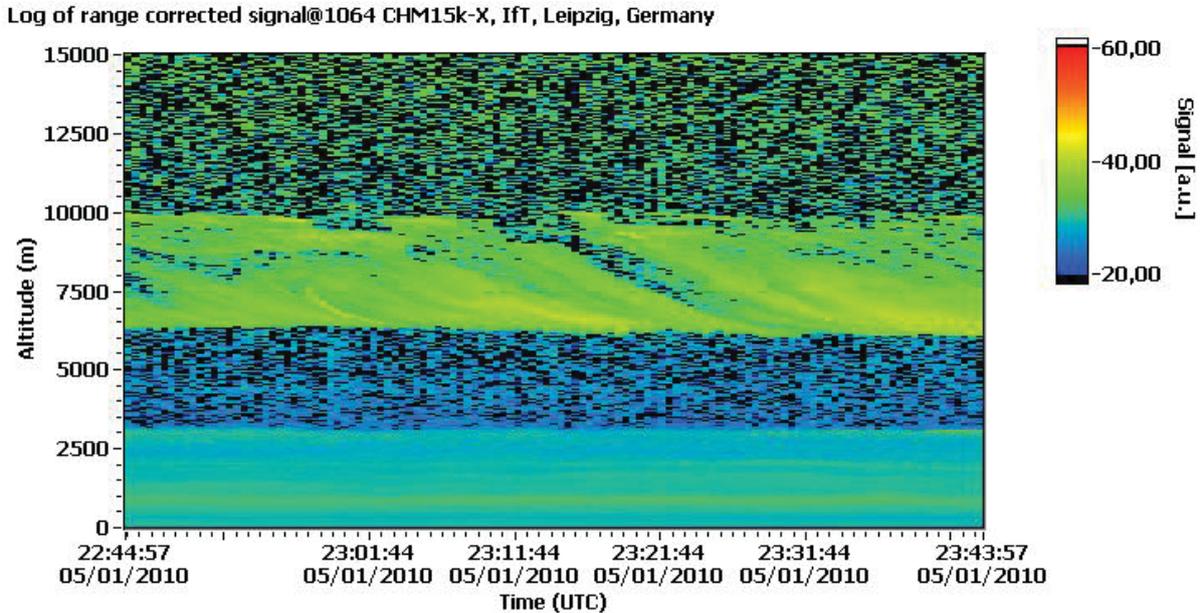
Die Messung von Zirrusbewölkung ist mit dem Ceilometer ebenfalls möglich. Diese Eiskristalle sind in einer Höhe zwischen 8 km und 12 km anzutreffen. Insgesamt gibt es drei Gattungen, welche als Zirruswolken bezeichnet werden. Dabei wird bei der Wolkenklassifizierung zwischen Cirrus, Cirrostratus und Cirrocumulus unterschieden. Der Hauptunterschied dieser drei Arten liegt in ihrer Struktur. Während der Cirrus durch getrennte Fasern, die am Himmel wie Federn aussehen, gekennzeichnet ist und deshalb auch als Federwolke bezeichnet wird, besteht der Cirrostratus aus strukturlosen bis faserigen Schleiern aus Eiskristallen. Für den letzteren wird darum häufig die Bezeichnung Schleierwolke verwendet. Die feinen Schäfchenwolken, welche dem Cirrocumulus entspricht, sind wiederum durch kleine runde Büschel charakterisiert, die ebenfalls ausschließlich aus Eiskristallen bestehen. Bei solchen Schäfchenwolken sind meist regelmäßige Anordnungen zu beobachten. Aufgrund der Durchlässigkeit von Sonnenstrahlen besitzen Zirruswolken keinen Eigenschatten (Emeis, 2000).

Range-corrected signal@1064nm, CHM15kx\_Ift, Leipzig, Germany



**Abbildung 5.18:** Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals mit Zirruswolken zwischen 6.5 km und 10 km am 01. Mai 2010 um 22:45 UTC bis 23:45 UTC.

In der Abbildung 5.18 ist das entfernungskorrigierte Signal und in der Abbildung 5.19 das logarithmische entfernungskorrigierte Signal vom 01. Mai 2010 von 22:45 UTC bis 23:45 UTC dargestellt. In beiden Verlaufsdarstellungen ist neben der Grenzschicht die Zirrusbewölkung in einer Höhe von 6.5 km bis 10 km zu sehen. Anhand des logarithmischen entfernungskorrigierten Signals in Abbildung 5.19 kommt nicht nur die Struktur



**Abbildung 5.19:** Die Verlaufsdarstellung des logarithmischen entfernungskorrigierten Signals mit Zirruswolken zwischen 6.5 km und 10 km am 01. Mai 2010 um 22:45 UTC bis 23:45 UTC.

der Grenzschicht, sondern auch die der Wolken noch besser zur Geltung. Außerdem wird durch die beiden Abbildungen deutlich, dass die Zirruswolken optisch dünner als andere Wolkenarten sind, da oberhalb von den Zirren noch Signal zu erkennen ist.

Eine weiteres gutes Beispiel von Zirren wurde Anfang August 2010 gemessen. Die Abbildung 5.20 zeigt Zirruswolken über zweieinhalb Stunden zwischen 7 km bis 10 km. Die Messung vom 05. August 2010 von 01:00 UTC bis 03:30 UTC zeigt zusätzlich noch eine Aerosolschicht oberhalb der Grenzschicht in einer Höhe von 2 km bis 3 km. Das dazugehörige logarithmische entfernungskorrigierte Signal ist in Abbildung 5.21 dargestellt. Darin ist auch wieder die Zirrusbewölkung anschaulicher dargestellt. Aus den Verlaufs-darstellungen wird ebenfalls deutlich, dass oberhalb der optisch dünnen Zirrusbewölkung noch Rückstreusignal gemessen wurde.

In Abbildung 5.22 im Profil (a) ist der Versuch der Berechnung des Partikelrückstreukoeffizient vom 1. Mai 2010 dargestellt, welche über eine Stunde gemittelt sind. In der Höhe, in der sich die Zirren befinden, tritt jedoch eine Unstetigkeit auf. Im Bereich von 8 km nimmt der Rückstreukoeffizient zunächst fast bis  $\beta_P(R, \lambda) = 1 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$  zu. Kurz danach fällt der Wert für den Partikelrückstreukoeffizienten auf fast  $\beta_P(R, \lambda) = -2.5 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$ . Über 8 km schwankt das Profil wieder um den üblichen Wert von Null. Der übliche Verlauf des Profil ist in diesem Fall nicht darstellbar. Unterhalb der Zirruswolken besitzt der Partikelrückstreukoeffizient eine korrekte Größenordnung. In den

Range-corrected signal@1064nm, CHM15kx\_Ift, Leipzig, Germany

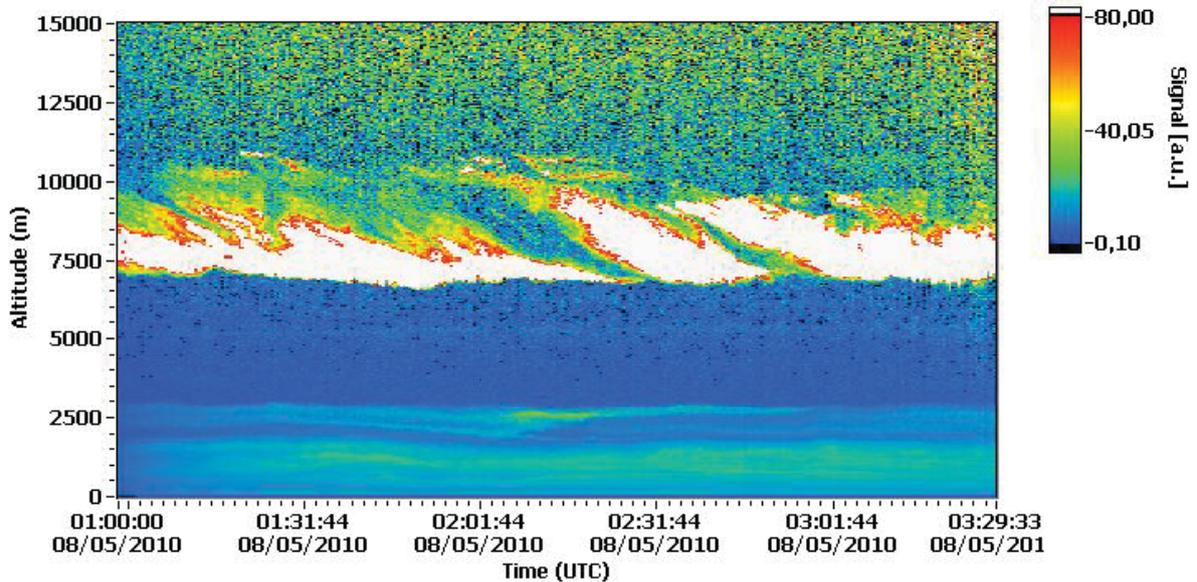


Abbildung 5.20: Die Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals mit Zirruswolken zwischen 7 km und 10 km am 05. August 2010 um 01:00 UTC bis 02:30 UTC.

Log of range corrected signal@1064 CHM15k-X, Ift, Leipzig, Germany

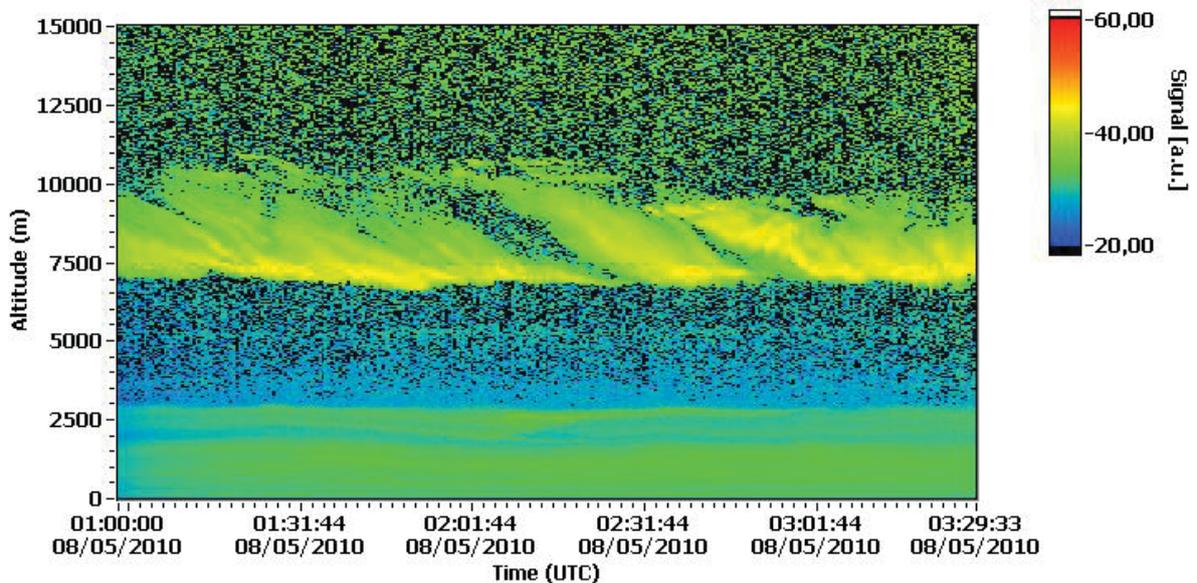
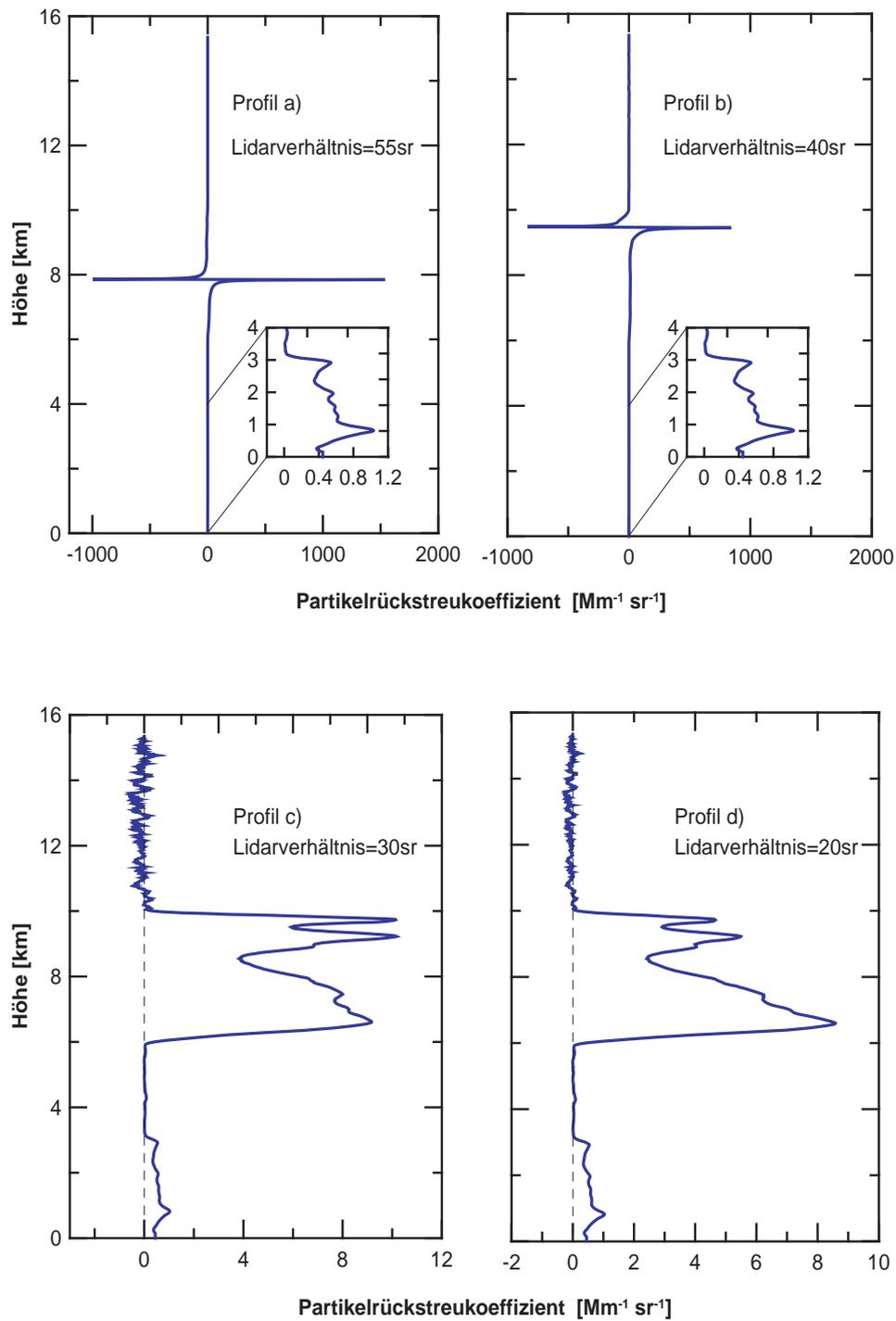


Abbildung 5.21: Die Verlaufsdarstellung des logarithmischen entfernungskorrigierten Signals mit Zirruswolken zwischen 7 km und 10 km am 05. August 2010 um 01:00 UTC bis 02:30 UTC.



**Abbildung 5.22:** Profile des Partikelrückstreukoeffizienten vom 01. Mai 2010 um 22:45 UTC bis 23:45 UTC mit unterschiedlichen Lidarverhältnissen.

Profilen (a) und (b) ist daneben jeweils das Profil bis 4 km zu sehen. Der Partikelrückstreukoeffizient hat in der Grenzschicht einen maximalen Wert von ca.  $1 \text{ Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ . Damit wäre in der Zirruswolke der Partikelrückstreukoeffizient tausendmal höher als in der Grenzschicht. Aufgrund des stark negativen Partikelrückstreukoeffizienten bei über 8 km ist das Profil so nicht auswertbar.

Berechnungen mit dem Mehrwellenlängen Raman-Lidar und der Raman-Methode zeigen, dass für das Lidarverhältnis in einer Zirruswolke kein Wert von 55 sr angenommen werden darf (Ansmann et al., 1992a). Wenn Zirren aus absinkenden Eiskristallen bestehen, können Extinktions- und Partikelrückstreukoeffizient sehr unterschiedlich sein. Aufgrund ihrer Struktur wirken einige Eispartikel wie kleine Spiegel und verursachen so größere Rückstreusignale, während der Extinktionskoeffizient bei diesen Kristallen klein ist. Folglich kann das Lidarverhältnis einen Wert unter 3 sr annehmen (Ansmann et al., 1992a). Besonders die Abhängigkeit des Lidarverhältnis von der unterschiedliche Größe der Eiskristalle ist der Grund, weshalb das Verhältnis in einem Bereich von 6 sr bis 20 sr liegt. Für Eispartikel mit einer Größe von  $100 \mu\text{m}$  wurde ein Lidarverhältnis von 10.6 sr bestimmt. Dagegen hat ein Partikel mit einer Größe von  $300 \mu\text{m}$  schon ein Lidarverhältnis von 16 sr (Ansmann et al., 1992a).

Da die Größe und Struktur der Partikel in der Zirruswolke vom 01. Mai 2010 unbekannt ist, wurde für die Berechnung des Partikelrückstreukoeffizienten das Lidarverhältnis iterativ von 50 sr um einen Wert von 10 sr in dem Höhenbereich verringert, in der sich die Zirruswolke befindet. In Abbildung 5.22 ist das Profil (b) des Partikelrückstreukoeffizienten in der Höhe ab 6 km mit einem Lidarverhältnis von 40 sr berechnet wurden. Auch hier ist es noch zu hoch angesetzt. Im Profil (c) in Abbildung 5.22 ist der Verlauf des Partikelrückstreukoeffizienten mit einem Lidarverhältnis von 30 sr im Bereich der Zirruswolke schon deutlich besser. Lediglich bei 11 km Höhe ist der Koeffizient leicht negativ. Das beste Ergebnis konnte bei der Verwendung von einem Lidarverhältnis von 20 sr erreicht werden. Das resultierende Profil (d) des Partikelrückstreukoeffizienten ist ebenfalls in der Abbildung 5.22 dargestellt.

Bei den Messungen, in denen Zirrusbewölkung auftrat, wurde somit stets das Lidarverhältnis im betroffenen Höhebereich angepasst. Im Allgemeinen wurde dann ein Lidarverhältnis von  $S_{\text{Zirrus}}(R, \lambda) = 20 \text{ sr}$  gewählt.

## 6 Zusammenfassung

Das Thema dieser Diplomarbeit war die Untersuchung der Qualität der Messungen des von Jenoptik entwickelten Ceilometers CHM 15k-x. Es wurde untersucht inwieweit die Berechnung von den Profilen des Partikelrückstreukoeffizienten aus den Ceilometermessungen möglich und eine automatische Datenauswertung realisierbar ist. Das CHM 15k-x ist eine neue Generation von Ceilometern, welches derzeit auch vom DWD eingesetzt wird.

Die Datenauswertung der Messungen wurde zunächst manuell durchgeführt. Nach der Anpassung des Auswerteprogramm für die Ceilometerdaten, konnten mit Hilfe der Klett-Methode die Profile des Partikelrückstreukoeffizienten berechnet werden. Dafür war die manuelle Wahl der Referenzhöhe und des Referenzwertes für den Partikelrückstreukoeffizienten erforderlich. Die Messungen des Sonnenphotometers lieferten die optische Dicke, welche als Vergleichswert in der Auswertung verwendet wurde. Damit konnten die Ceilometermessungen kalibriert werden.

Die Automatisierung der Datenauswertung wurde mit Hilfe von verschiedenen Kriterien erfolgreich durchgeführt. Das Kriterium der Standardabweichung sowie das Anstiegskriterium grenzen zunächst die automatische Wahl der Referenzhöhe ein. Die Standardabweichung muss zusätzlich iterativ erhöht werden, da der Wert der Standardabweichung entscheidend ist, inwiefern sich das Profil verändert. Durch das Höhen-Kriterium wurde eine geeignete Anfangshöhe für den Höhenbereich, in dem die automatische Wahl der Referenzhöhe erfolgen soll, festgelegt. Schließlich konnten mit Hilfe des Vergleiches der optischen Dicke des Ceilometers mit der optischen Dicke des Sonnenphotometers die Profile des Partikelrückstreukoeffizienten berechnet werden, sodass eine korrekte automatische Datenauswertung ermöglicht wurde.

In dieser Arbeit wurde der Messzeitraum von April bis September 2010 bearbeitet. Dabei wurden unterschiedliche Aerosoltypen beobachtet, die u. a. mit Hilfe von Trajektorienberechnungen nachgewiesen werden konnten. Neben dem Saharastaub war vor allem die Messung der Vulkanasche Eyjafjallajökull von Bedeutung (Ansmann et al. (2010); Schumann et al. (2010)). Da so ein Phänomen selten vorkommt und für die europäische Volkswirtschaft eine enorme Tragweite besitzt, ist die Untersuchung dieser Aerosolart vom besonderen Interesse. Mittels des Ceilometers konnte die vertikale Ascheverteilung sowie die Intensität der Ascheschichten vor allem Ende April 2010 berechnet werden.

## 6 Zusammenfassung

---

Im Gegensatz zum Vulkanausbruch ist Wüstentaub aus der Sahara im Jahr häufiger über Deutschland zu beobachten (Guderian, 2000). Die Rückstreuung, die Extinktion und das Lidarverhältnis von Saharastaub ist am IfT während der beiden Messkampagnen SAMUM und SAMUM 2 im Detail von Tesche et al. (2008) und Heese et al. (2008) untersucht worden. Auch über Zentraleuropa wurden die optischen Eigenschaften von Saharastaub gemessen und berechnet (Müller et al., 2003). Das dabei für Staub ermittelte Lidarverhältnis von 55 sr wurde für die Berechnung des Partikelrückstreukoeffizienten des vom Ceilometer gemessenen Saharastaubs verwendet. Neben der Berechnung von Rückwärtstrajektorien lieferte vor allem das Barcelona Supercomputing Center Hinweise darauf, wann sich möglicherweise eine Saharastaubschicht über Leipzig befand.

Die Grenzschicht konnte bereits ab 150 m Bodenhöhe mit dem Ceilometer gemessen werden. Sowohl der Tagesgang als auch die Struktur der Grenzschicht konnte dadurch deutlich dargestellt werden. In den einstündigen Profilen des Partikelrückstreukoeffizienten ist die Entstehung der Grenzschicht ebenfalls erkennbar. Auch für die Bestimmung der Grenzschichthöhen kann das Ceilometer verwendet werden.

Schließlich wurden auch Zirruswolken gemessen, dessen Struktur besonders in den logarithmischen Verlaufsdarstellungen deutlich erkennbar sind. Für die Berechnung der Profile des Partikelrückstreukoeffizienten war es notwendig, im Höhenbereich der Zirruswolken das Lidarverhältnis auf ca. 20 sr herabzusetzen (Ansmann et al., 1992a). Dadurch war die Berechnung von realistischen Profilen des Partikelrückstreukoeffizienten auch im Bereich der Zirren möglich.

Im Allgemeinen kann gefolgert werden, dass mit CHM 15k-x hochaufgelöste Messungen von Aerosolschichten bis 15 km durchgeführt werden können. Um jedoch die Profile des Partikelrückstreukoeffizienten aus den Ceilometermessungen abzuleiten, müssen diese mit Hilfe der optischen Dicke des Sonnenphotometers kalibriert werden. Dabei wird abgesehen vom Zirrusbereich ein konstantes Lidarverhältnis angenommen, welches aus den Messungen eines Raman-Lidar übernommen wurde.

Zukünftig gilt es noch die automatische Datenauswertung zu erweitern. Besonders die Größen, welche momentan noch manuell gesetzt werden müssen, sollten möglichst automatisch in das Auswerteprogramm eingebracht werden. U. a. das Lidarverhältnis, das nicht nur bei unterschiedlich auftretenden Aerosoltypen angepasst werden muss, sondern auch bei Messungen, bei denen Zirruswolken zu beobachten sind. Gerade bei diesen hohen Wolken, bei denen das Verhältnis deutlich niedriger gewählt werden muss, spielt die Anpassung eine wichtige Rolle. Eine weitere Verbesserung des Programms ist mittels der gemessenen Wolkenhöhen vom Ceilometer möglich. Der Zeitraum für die Auswertung wurde bisher manuell gewählt und kann mit Hilfe der Wolkenhöhenmessung des Ceilometers automatisch festgelegt werden. Die Messzeiträume, in denen Wolken zu beobachten sind, würden dann vom Programm aussortiert werden. Statt die Radiosonden von Lindenberg manuell einzulesen, können die Daten einer Standard- bzw. Modellatmosphäre

## 6 Zusammenfassung

---

verwendet werden. Auch sollte die Messung der optischen Dicke vom Sonnenphotometer vor Ort dem Auswerteprogramm direkt zur Verfügung gestellt werden. Mit der vollständigen Automatisierung würde eine sofortige Auswertung und eine online Darstellung der Profile des Partikelrückstreukoeffizienten aus den Ceilometermessungen im Internet möglich sein. Diese Arbeiten werden im Anschluss an die Diplomarbeit durchgeführt, sodass die Ceilometermessungen in Zukunft online auf der Webseite des IfT zu Verfügung stehen.



# Literaturverzeichnis

- A. Ansmann, M. Riebesell und C. Weitkamp. Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar. *Optical Letters*, 15(13):746–748, 1990.
- A. Ansmann, M. Riebesell, U. Wandinger, C. Weitkamp, E. Voss, W. Lahmann und W. Michaelis. Combined Raman Elastic-Backscatter LIDAR for Vertical Profiling of Moisture, Aerosol Extinction, Backscatter, and LIDAR Ratio. *Appl. Phys. B*, 55: 18–28, 1992a.
- A. Ansmann, U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp und W. Michaelis. Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar. *Appl. Opt.*, 31(33):7113–7131, 1992b.
- A. Ansmann, M. Tesche, S. Groß, V. Freudenthaler, P. Seifert, A. Hiebsch, J. Schmidt, U. Wandinger, I. Mattis, D. Müller und M. Wiegner. The 16 April 2010 major volcanic ash plume over central Europe: EARLINET lidar and AERONET photometer observations at Leipzig and Munich, Germany. *Geophysical Research Letters*, 37, L13810, 2010.
- P.R. Bosch R. Dave L.A. Meyer B. Metz, O.R. Davidson. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007.
- H. Baars. Continuous monitoring of the planetary–boundary–layer depth with lidar. Diplomarbeit, Universität Leipzig, 2007. – 67 S.
- H. Baars, A. Ansmann, R. Engelmann und D. Althausen. Continuous monitoring of the boundary–layer top with lidar. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 10749, 2008.
- H. Breuer. *dtv-Atlas Physik*. Deutscher Taschenbuch Verlag, 2004. – 205 S.
- R. R. Draxler und G. D. Rolph. Model access via NOAA ARL READY. *HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory)*, 2003.
- S. Emeis. *Meteorologie in Stichwörtern*. 199. Gebrüder Borntraeger, 2000. –199 S.

## Literaturverzeichnis

---

- R. Engelmann. Entwicklung eines Mini-Ramanlidar und Aufbau einer kombinierten Sende- und Empfangseinheit für ein Doppler-Wind-Lidar. Diplomarbeit, Universität Leipzig, 2003. – 57 S.
- D. Etling. *Theoretische Meteorologie – Eine Einführung*. Springer Verlag, 2002. – 354 S.
- F. G. Fernald. Analysis of atmospheric lidar observations: some comments. *Appl. Opt.*, 23(5), 1984.
- H. Flentje, B. Heese, J. Reichardt und W. Thomas. Aerosol profiling using the ceilometer network of the German Meteorological Service. *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 3:3643–3673, 2010.
- T. Foken. *Angewandte Meteorologie*. Springer Verlag, 2006. – 325 S.
- M. Grein. Charakterisierung und Erweiterung der Empfängeroptik des IfT-Ramanlidars MARTHA für kombinierte Aerosol- und Wolkenmessungen. Diplomarbeit, Universität Leipzig, 2006. – 78 S.
- R. Guderian. *Handbuch der Umweltveränderungen und Ökotoxikologie – Atmosphäre*. Springer Verlag, 2000. – 516 S.
- B. Heese. Nutzbarkeit der DWD Jenoptik-Ceilometer für die Bestimmung vertikaler Aerosolverteilungen. Abschlußbericht zum Werkvertrag zwischen dem DWD und dem Leibniz-Institut für Troposphärenforschung Leipzig. – 24 S., 2009.
- B. Heese, D. Althausen, T. Dinter, M. Esselborn, T. Müller, M. Tesche und M. Wiegner. Vertically resolved dust optical properties during SAMUM: Tinfoo compared to Ouarzazate. *Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology*, 61B:195–205, 2008.
- B. Heese, H. Flentje, D. Althausen, A. Ansmann und S. Frey. Ceilometer lidar comparison: backscatter coefficient retrieval and signal-to-noise ratio determination. *Atmos. Meas. Tech.*, 3:1763–1770, 2010.
- B. N. Holben, Eck T. F., I. Slutsker, D. Tarre, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kaufmann, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak und A. Smirnov. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environm.*, 1998.
- Jenoptik. CHM 15k / CHM 15 k-x Wolkenhöhenmessgerät (Ceilometer) – Bedienerhandbuch. – 73 S., 2009.
- J. D. Klett. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Opt.*, 20:211–220, 1981.
- H. Kraus. *Die Atmosphäre der Erde – eine Einführung in die Meteorologie*. Springer Verlag, 2004. – 422 S.

- H. Kraus. *Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie*. Springer Verlag, 2008. – 211 S.
- H. Malberg. *Meteorologie und Klimatologie*. Springer Verlag, 1990. – 364 S.
- K. M. Markowicz, P. J. Flatau, A. E. Kardas, J. Remiszewska und W. Thomas. Ceilometer Retrieval of the Boundary Layer Vertical Aerosol Extinction Structure. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25:928–944, 2007.
- G. Martucci, C. Milroy und C. D. O’Dowd. Detection of Cloud-Base Height Using Jenoptik CHM15K and Vaisala CL31 Ceilometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27:305–318, 2010.
- I.G. McKendry, D. van der Kamp, K.B. Strawbridge, A. Christen und B. Crawford. Simultaneous observations of boundary-layer aerosol layers with CL31 ceilometer and 1064/532 nm lidar. *Atmospheric Environment*, 43:5847–5852, 2009.
- D. Müller, I. Mattis, U. Wandinger, A. Ansmann und D. Althausen. Saharan dust over a central European EARLINET-AERONET site: Combined observations with Raman lidar and Sun photometer. *Journal of Geophysical Research*, 108(D12), 4345, 2003.
- C. Münkler. Bestimmung der Mischungsschichthöhe mit einem kompakten Laser-Ceilometer. – 10 S., 2007.
- C. Münkler und R. Roininen. Mixing layer height assessment with a compact Lidar ceilometer. – 4 S., 2007.
- C. Münkler, N. Eresmaa, J. Räsänen und A. Karpipinen. Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. *Boundary-Layer Meteorol*, 124:117–128, 2006.
- M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden und C.E. Hanson. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007.
- D. Petty und J. Comstock. Cirrus Extinction and Lidar Ratio Derived from Raman Lidar Measurements at the Atmospheric Radiation Measurement Program Southern Site. *Sixteenth ARM Science Team Meeting Proceedings*, 2006.
- H. Pfeifer, H. Schmiedel und R. Stannarius. *Kompaktkurs Physik*. B. G. Teubner, 2004. – 636 S.
- H. Pichler. *Italienische Vulkan-Gebiete 3*. Gebrüder Borntraeger, 1990. – 272 S.
- U. Schumann, B. Weinzierl, O. Reitebuch, H. Schlager, A. Minikin, C. Forster, R. Baumann, T. Sailer, K. Graf, H. Mannstein, C. Voigt, S. Rahm, R. Simmet, M. Scheibe, M. Lichtenstern, P. Stock, H. Rüba, D. Schäuble, A. Tafferner, M. Rautenhaus, T. Gerz, H. Ziereis, M. Krautstrunk, C. Mallaun, J.-F. Gayet, K. Lieke, K. Kandler, M. Ebert, S. Weinbruch, A. Stohl, J. Gasteiger, H. Olafsson und K. Sturm. Airborne

## Literaturverzeichnis

---

- observations of the Eyjafjalla volcano ash cloud over Europe during air space closure in April and May 2010. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10:22131–22218, 2010.
- P. Seifert. Seasonal Dependence of Geometrical and Optical Properties of Tropical Cirrus Determined from Lidar, Radiosonde, and Satellite Observations over the Polluted Tropical Indian Ocean (Maldives). Diplomarbeit, Universität Leipzig, 2006. – 81 S.
- S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor und H.L. Miller. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007.
- A. M. Sundström, T. Nousiainen und T. Petäjä. On the Quantitative Low-Level Aerosol Measurements Using Ceilometer-Type Lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:2340–2352, 2009.
- M. Tesche. Optische und mikrophysikalische Charakterisierung anthropogener Partikel in Südchina (Pearl River Delta) und Nordchina (Peking) anhand von Ramanlidar- und Sonnenphotometermessungen. Diplomarbeit, Universität Leipzig, 2006. – 91 S.
- M. Tesche, A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, I. Mattis, B. Heese, V. Freudenthaler, M. Wiegner, M. Esselborn, G. Pisani und P. Knippertz. Vertical profiling of Saharan dust with Raman lidars and airborne HSRL in southern Morocco during SAMUM. *Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology*, 61B:144–164, 2008.
- S. Versick. Vergleich verschiedener Messmethoden für Strahlungskenngrößen des atmosphärischen Aerosols. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe (TH), [http://www.imk-tro.kit.edu/download/Versick\\_Diplomarbeit.pdf](http://www.imk-tro.kit.edu/download/Versick_Diplomarbeit.pdf), 2006. 136.
- C. Weitkamp. *Lidar – Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. Springer Verlag, 2005. – 480 S.

# Danksagung

Die vorliegende Diplomarbeit entstand am Leibniz–Institut für Troposphärenforschung e. V. in Leipzig unter sorgfältiger Betreuung von Frau Dr. Birgit Heese. Ich möchte mich bei ihr für ihre Unterstützung, zahlreichen Anmerkungen und Verbesserungsvorschlägen bedanken.

Mein Dank gilt ebenfalls Holger Baars, der mir ein Auswerteprogramm für die Ceilometermessungen zur Verfügung gestellt hat.

Bedanken möchte ich mich auch bei der Lidargruppe sowie der Abteilung Physik für die angenehme Atmosphäre und die Hilfsbereitschaft bei kleineren Fragen und Problemen.

Einen ganz besonderen Dank gilt meinen Kommilitonen während des Studiums. Vor allem Andreas Hänel, Michael Jähn und Johannes Größ möchte ich an dieser Stelle erwähnen, die mich fachlich und moralisch unterstützt haben.

Außerdem danke ich Herrn Dr. Albert Ansmann und Herrn Prof. Dr. Andreas Macke für die Übernahme der Begutachtung dieser Arbeit.

Schließlich danke ich noch all denjenigen, die mit ihrer Unterstützung zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.



# Erklärung der Urheberschaft

Ich erkläre hiermit an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit ohne Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe; die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form in keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht.

Ort, Datum

Unterschrift