



Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
Swiss Federal Institute of Technology Zurich

Praktikumsbericht

Gruppe LIDAR

Mai 2011

Betreuer:

Wienhold, Frank, IAC ETH

Kienast-Sjögren, Erika, IAC ETH

Autoren:

Fröb, Friederike

Müller, Stephan

Neitzel, Paul

Rosser, Silvan

Weber, Luca

Zusammenfassung

Mit einem elastischen Aerosol-LIDAR können horizontal und vertikal unterschiedlich verteilte Aerosolkonzentrationen gemessen werden. Im zeitlichen Verlauf werden somit lokale Wetterphänomene sowie Transportprozesse in der Atmosphäre sichtbar. In diesem Bericht werden die im März vom Dach des CHN-Gebäudes gesammelten LIDAR-Daten analysiert und interpretiert.

In einem ersten Schritt werden die Daten mithilfe des Programms MATLAB visualisiert. Für die horizontale Schwenkbewegung werden nur die Rohdaten betrachtet, für die vertikale Schwenkbewegung des LIDARs zusätzlich die invertierten Daten. Im nächsten Schritt werden die Daten interpretiert und geprüft, ob die Ergebnisse mit meteorologischen Daten übereinstimmen.

Für die horizontale Schwenkbewegung können nur qualitative Aussagen getroffen werden. Sehr starke Aerosolquellen werden detektiert und große Unterschiede in der Aerosolkonzentration der Atmosphäre sieht man in den Rohdaten. Für weitere Untersuchungen müssen die Daten invertiert werden.

Bei der Auswertung der vertikalen Schwenkbewegung werden lokale Wetterphänomene wie eine Nebelauflösung untersucht sowie Grenzschichtschwankungen und Änderungen in der Aerosol Optischen Dicke beschrieben. Diese meteorologischen Situationen lassen sich gut mit den LIDAR-Daten beschreiben.

Geprüft wird auch ob die in der Gruppe Gasphase gefundenen nächtlichen Ozonschwankungen durch die LIDAR-Messung bestätigt werden. Es werden verschiedene Szenarien untersucht wobei einige nach der Analyse ausgeschlossen werden konnten. Eine abschließende Erklärung des Phänomens kann nicht gegeben werden.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	Seite 2
1. Einleitung	Seite 4
2. Methoden	Seite 5
2.1. LIDAR	Seite 5
2.2. LIDAR - Gleichung	Seite 5
2.2.1. Grundgleichungen der Strahlung	Seite 5
2.2.2. Lösung der LIDAR - Gleichung	Seite 7
2.2.3. Boundary Condition	Seite 8
2.3. COSMO-Modell	Seite 9
2.4. MATLAB	Seite 11
3. Resultate	Seite 15
3.1. Nebelauflösung	Seite 15
3.1.1. Beobachtung 4. / 5. März	Seite 15
3.1.2. Analyse der Grenzschicht	Seite 17
3.1.3. statistische Auswertung	Seite 19
3.2. Grenzschicht - Oszillation	Seite 22
3.3. Horizontaler Scan	Seite 27
3.3.1. Fernwärmekraftwerk Josefstrasse	Seite 29
3.3.2. Schönwettertage	Seite 31
4. Schlussfolgerung	Seite 33
5. Authors Contribution	Seite 35
6. Literaturangabe	Seite 36

1. Einleitung

Während des Praktikums 'Atmosphäre' wurden Messungen mit dem elastischen Aerosol-LIDAR durchgeführt, das sich auf dem Dach des Atmosphäreninstituts der ETH befindet. Das LIDAR (Light detection and ranging) dient der Messung von Aerosolen und anderen atmosphärischen Partikeln. Das Messinstrument ist um zwei Achsen schwenkbar, so dass sowohl horizontales Abscannen der Luft als auch vertikales Scannen möglich ist.

Die Messungen umfassen drei Perioden. Bei der Auswertung der Daten wurde nach Tagen gesucht an denen das Signal des LIDAR auffällig war, diese Tage wurden genauer analysiert.

Die 1. Periode dauerte vom 2. März am 10. März 2011. Hier sollten verschiedene Schichten mit der Höhe sowie Wolken und Nebel identifiziert werden. Dazu wurde vertikal in Richtung Westen gescannt. In dieser Messperiode war die Nebelauflösung am 5. März sehr gut ersichtlich. Dabei wurde untersucht, ob sich der Nebel strahlungsbedingt oder bedingt durch Advektionsprozesse auflöste. Zudem wurde analysiert, wie die optische Dicke von verschiedenen atmosphärischen Parametern abhängt.

In der 2. Periode (10. März - 21. März 2011) wurde das Instrument auf die horizontale Schwenkbewegung umgestellt, um diese Schwenkbewegung zu testen und mögliche Aerosol-Quellen über der Stadt zu erkennen. Eine weitere Fragestellung war, ob die Aerosol-Extinktion sich zwischen der Seeregion und der Industrieregion unterscheidet. In den graphischen Darstellungen der Daten tauchte immer wieder ein markantes Signal in westnordwestlicher Richtung auf, welches die Frage eröffnete, woher dieses Signal stammt. Auffallend war auch, dass die Reichweite des Signals während der Messperiode stark variierte. Daher wurde untersucht, welche meteorologischen Parameter dies beeinflussen. Hierzu dienten die beiden Schönwettertage vom 14. März und vom 20. März.

Während der 3. Messperiode (21. März - 31. März 2011) wurde erneut in nordwestliche Richtung zum Höngherberg vertikal gescannt, um die vertikale Anordnung der Luftschichten zu identifizieren. Außerdem waren Vergleiche mit den Luftschadstoffmessungen auf dem Höngherberg beabsichtigt. Die Messwagen-Gruppe Höngherberg hat in ihren Messungen bemerkt, dass es verschiedene Nächte auftraten, in denen es starke Ozonschwankungen beobachtet wurden. Dabei wurde die These geäußert, dies könnte mit einer schwankenden Grenzschichthöhe zusammenhängen. Diese These soll mit den LIDAR-Messungen überprüft und verifiziert werden.

2. Methoden

Dieses Kapitel behandelt die für die Analyse der LIDAR - Daten notwendigen Methoden. Es werden die mathematischen Grundlagen zur Lösung der LIDAR - Gleichung präsentiert, das COSMO - Modell vorgestellt und die Datenauswertung mit MATLAB erläutert.

2.1. LIDAR

Elektro-magnetische Wellen, die sich in unserer Atmosphäre ausbreiten, unterliegen Absorptions- und Streuungsprozessen. Sie werden an Molekülen und Partikeln gestreut bzw. absorbiert und emittiert.

Das LIDAR (Light Detection and Ranging) ist eine Apparatur, die sich die Absorptions- und Streuungsprozesse von Licht zu Nutze macht, um Aussagen über die Atmosphäre treffen zu können. Das LIDAR sendet elektromagnetische Strahlung aus, die von Teilchen (Moleküle, Partikel) durch Absorption und Streuung zurück geworfen wird und vom Gerät detektiert wird. Die Komplexität von Streuung und Absorption kann drastisch verringert werden, wenn zur Analyse nur ein schmales Band elektromagnetischer Strahlung verwendet wird. Diese Laser haben meist eine Bandbreite von 10^{-7} nm und können als monochromatisch angesehen werden (Kovalev, 2004). Des werden sehr kurze Lichtpulse erzeugt die mit einer sehr hohen Zeitauflösung gemessen werden, um aus der Laufzeit die Entfernung der verschiedenen stark streuenden Schichten zu bestimmen.

2.2. LIDAR - Gleichung

Um aus Rohsignal verwendbare, physikalische Parameter zu bestimmen muss die LIDAR – Gleichung angewendet werden. Im Folgenden werden Grundlagen eingeführt, die zum allgemeinen Verständnis der LIDAR - Gleichung notwendig sind.

2.2.1. Grundgleichungen der Strahlung

Das Lambert-Beersche Gesetz besagt, dass die Intensität I eines Strahls, der ein Medium durchläuft, von seinem Anfangswert I_0 exponentiell mit dem Weg r abnimmt. σ_t ist der totale Extinktionskoeffizient.

$$I(r) = I_0 \cdot e^{-\sigma_t(r,\lambda) \cdot r}$$

Der Extinktionskoeffizient σ_t beschreibt, um welchen Faktor ein elektromagnetischer Puls pro Längeneinheit abnimmt. Der Extinktionskoeffizient ist abhängig von der Wellenlänge des Pulses und vom Ort der Wechselwirkung, der hier durch den Abstand r zum Gerät beschrieben wird. Er kann in den elastischen Streuungs- und den Absorptionskoeffizienten unterteilt werden.

$$\sigma_t(r,\lambda) = \beta(r,\lambda) + \sigma_A(r,\lambda)$$

Das Integral des Extinktionskoeffizienten über eine bestimmte Länge H wird als optische Dicke τ bezeichnet. Sie beschreibt, um wieviel die Intensität des Lichtes abnimmt.

$$\tau = \int_0^H \sigma_i(r) dr$$

Wenn Licht mit einer Wellenlänge λ durch ein Volumen mit Partikeln tritt, wird das Licht gestreut. Die Partikel streuen das Licht in alle Richtungen und fungieren somit als Punktquellen. Für das Einheitsvolumen gilt, dass die gestreute Strahldichte I_λ proportional zum Produkt aus einfallendem Strahl E_λ und dem Extinktionskoeffizienten ist.

$$I_{\theta,\lambda} = \beta_{\theta,\lambda} E_\lambda$$

Sowohl der Rückstreuungs- als auch der Extinktionskoeffizient lassen sich als Summe aus molekularem und partikulärem Teil auffassen.

$$\beta^\pi(r, \lambda) = \beta_m^\pi(r, \lambda) + \beta_p^\pi(r, \lambda)$$

$$\sigma(r, \lambda) = \sigma_m(r, \lambda) + \sigma_p(r, \lambda)$$

Zur Lösung der LIDAR - Gleichung wird angenommen, dass das Verhältnis von Extinktion zu Rückstreuung sowohl von molekularem als auch von partikulärem Anteil konstant ist. Das Verhältnis von partikulärem Extinktions- zu Rückstreuungskoeffizient wird LIDAR - Ratio L_p genannt. Für die Berechnungen wird ein LIDAR - Ratio aus der Literatur verwendet (vgl. Kovalev & Eichinger, 2004). Das Verhältnis von molekularer Extinktion zur molekularen Rückstreuung ist aus der Rayleightheorie bestimmbar.

$$L_m = \frac{\sigma_m(r, \lambda)}{\beta_m^\pi(r, \lambda)} \qquad L_p = \frac{\sigma_p(r, \lambda)}{\beta_p^\pi(r, \lambda)}$$

Mit den oben eingeführten Formeln und Bezeichnungen lässt sich die LIDAR - Gleichung aufstellen. Das vom LIDAR für den Abstand r gemessene Signal $P(r)$ hat durch Extinktion an Intensität verloren. Es muss das Beer'sche Gesetz angewendet werden. Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Lichtintensität auf dem Hin- wie auch auf dem Rückweg abnimmt, was einen Faktor von zwei im Exponenten entspricht.

Zum anderen wird nur die Strahlung im Detektor gemessen, welche unter dem Winkel von $\theta = \pi$ zurückgestreut wird. Folglich wird, das Signal bezüglich der Streuung durch Rückstreuungskoeffizienten beschrieben.

Zusätzlich muss eine gerätespezifische Konstante C_L eingeführt werden, die das Signal für die Extinktion im Nahbereich, in dem der Lichtstrahl sich noch nicht vollständig im Detektorkonus befindet und für die Geräteempfindlichkeit korrigiert. Ausserdem muss man beachten, dass das Signal umgekehrt proportional zu r^2 abnimmt, da das gestreute Licht an jeder Streuposition nur in Richtung des Detektors detektiert werden kann.

$$P(r) = C_L \frac{\beta_m^\pi(r, \lambda) + \beta_p^\pi(r, \lambda)}{r^2} e^{-2 \int_{r_0}^r [\sigma_m(r', \lambda) + \sigma_p(r', \lambda)] \partial r'}$$

2.2.2. Lösung der LIDAR - Gleichung

Zur analytischen Lösung der Gleichung müssen einige Umformungen vorgenommen werden.

Mit Hilfe des Verhältnisses von Extinktions- zu Rückstreuungskoeffizient können die Rückstreuungskoeffizienten durch die Extinktionskoeffizienten ersetzt werden.

$$P(r)r^2 = \frac{C_L}{L_p} \left[\frac{L_p}{L_m} \sigma_m(r, \lambda) + \sigma_p(r, \lambda) \right] e^{-2 \int_{r_0}^r [\sigma_m(r', \lambda) + \sigma_p(r', \lambda)] \partial r'}$$

Die Multiplikation des „range corrected signal“ $P(r)r^2$ mit neuen transformierenden Funktion $y(r)$

$$y(r) = L_p e^{-2 \int_{r_0}^r \left[\left(\frac{L_p}{L_m} - 1 \right) \sigma_m(r', \lambda) \right] \partial r'}$$

ergibt eine neue Funktion:

$$Z(r) = P(r)r^2 y(r) = C_L \left[\frac{L_p}{L_m} \sigma_m(r, \lambda) + \sigma_p(r, \lambda) \right] e^{-2 \int_{r_0}^r \left[\frac{L_p}{L_m} \sigma_m(r', \lambda) + \sigma_p(r', \lambda) \right] \partial r'}$$

die mit dem gewichteten Extinktionskoeffizienten σ_w

$$\sigma_w(r) = \sigma_p(r) + \frac{L_p}{L_m} \sigma_m(r) \quad (1)$$

zu

$$Z(r) = C_L \sigma_w(r, \lambda) e^{-2 \int_{r_0}^r \sigma_w(r', \lambda) \partial r'} \quad (2)$$

vereinfacht werden kann.

Da $Z(r)$ die Form $C_L \xi'(r) e^{-2\xi(r)}$ hat, lässt sich Gleichung (2) leicht integrieren.

$$\int_{r_0}^r Z(r') \partial r' = -\frac{C_L}{2} e^{-2\xi(r)} \Big|_{r_0}^r = \frac{C_L}{2} \left(1 - e^{-2 \int_{r_0}^r \sigma_w(r, \lambda) \partial r'} \right)$$

Durch Umformen erhält man den Term:

$$C_L e^{-2 \int_{r_0}^r \sigma_w(r, \lambda) \partial r'} = C_L - 2 \int_{r_0}^r Z(r') \partial r'$$

Setzt man diesen in Gleichung (2) und löst nach σ_w auf, so ergibt sich die Lösung der LIDAR – Gleichung:

$$\sigma_w(r, \lambda) = \frac{Z(r)}{C_L - 2 \int_{r_0}^r Z(r') \partial r'}$$

Hiermit lässt sich aus dem gemessenen Signal die gewichtete Extinktion berechnen. Um aus Gleichung (1) den partikulären Teil der Extinktion zu berechnen, benötigt man zusätzlich den molekularen Anteil der Extinktion und das partikuläre Lidarverhältnis. Die molekulare Extinktion kann aus der Luftdichte des COSMO -Modells bestimmt werden kann und für das Lidarverhältnis gibt es Werte aus der Literatur.

2.2.3. Boundary Condition

Die Lösung der LIDAR-Gleichung enthält noch die unbekannte LIDAR - Konstante enthält. Diese kann durch Annahme einer Randbedingung direkt aus dem gemessenen Profil selbst ermittelt werden. Dazu wird angenommen, dass ab einem bestimmten Abstand r_b ausserhalb der Grenzschicht die Extinktion nur noch vom molekularen Anteil bestimmt wird.

Mit $\sigma_p(r, \lambda) = 0$ folgt:

$$\sigma_m(r_b, \lambda) = \frac{L_m}{L_p} \frac{Z(r_b)}{C_L - 2 \int_{r_0}^{r_b} Z(r') \partial r'}, \quad \text{da} \quad \sigma_w(r_b, \lambda) = \frac{L_p}{L_m} \sigma_m(r_b, \lambda)$$

Damit lässt sich die LIDAR - Konstante bestimmen und für jeden Punkt im Abstand r die partikuläre Extinktion und Rückstreuung berechnen.

Für eine quantitative Aussagen aus den Rohdaten müssen die Daten invertiert werden. Bei der Inversion hinreichend steiler Profile kann eine auf einen Punkt bezogene Randbedingung genutzt werden, da Signale von außerhalb der Grenzschicht vorliegen, die von molekularer Streuung dominiert sind. Bei den horizontalen Scans wird das Signal jedoch ausschließlich innerhalb der Grenzschicht erzeugt, so dass eine andere Randbedingung zur Bestimmung der LIDAR-Konstanten gewählt werden muss. Als solche kann zum Beispiel die Optische Dicke dienen. Ist für eine einem bestimmte Säulenlänge die Optische Dicke bekannt, so kann ebenso wie bei der auf einen Punkt bezogenen Randbedingung die Lidarkonstante berechnet und damit die Extinktion in dieser Schicht bestimmt werden.

Problematisch ist, dass die optische Dicke über eine gegebene Säulenlänge nicht unbedingt konstant über dem vom Horizontalscan erfassten Gebiet ist. Diese ist dann abhängig von dem molekularen und dem partikulären Anteil des Signals. Der partikuläre Anteil ist nicht konstant in einer bestimmten Höhe in dem betrachteten Gebiet (Unterschied See - Industrie).

Für die Arbeit im Praktikum war die Vertiefung in die vertikale Analyse eingängiger und die weitere Analyse der horizontalen Daten wurde als zu aufwendig empfunden.

2.3. COSMO - Modell

In der topographisch sehr anspruchsvollen Region der Alpen braucht es eine detailliert aufgelöste Berechnung des Zustandes der Atmosphäre. Mit dem numerischen Wetterprognosemodell COSMO, welches unter anderem von MeteoSchweiz benutzt und weiterentwickelt wird, wird die Atmosphäre vom Boden bis zur unteren Stratosphäre modelliert. Als Grundlage für das Modell liefert das globale Vorhersagemodell ECMWF die Initialwerte, die dann im COSMO weiterberechnet werden.

COSMO wird in zwei verschiedenen Auflösungen betrieben. Unter COSMO-7 wird die Atmosphäre mit einer Gittermaschenbreite von rund 6,6 Kilometer für ein erweitertes Mitteleuropa berechnet; ersichtlich in Abbildung 1. Innerhalb von COSMO-2 werden dann die Werte aus COSMO-7 auf einem Gitter mit Maschenbreite von 2,2 Kilometer weiter verfeinert. Der Alpenraum wird somit durch ein sehr hoch aufgelöstes Vorhersagemodell dargestellt. (MeteoSchweiz, 2011)

Das COSMO-7 berechnet drei Mal täglich eine Vorhersage für die nächsten 72 Stunden. Durch das höher aufgelöste COSMO-2 wird acht Mal täglich eine Prognose für die nächsten 24 Stunden bereitgestellt. (nach MeteoSchweiz, 2011)

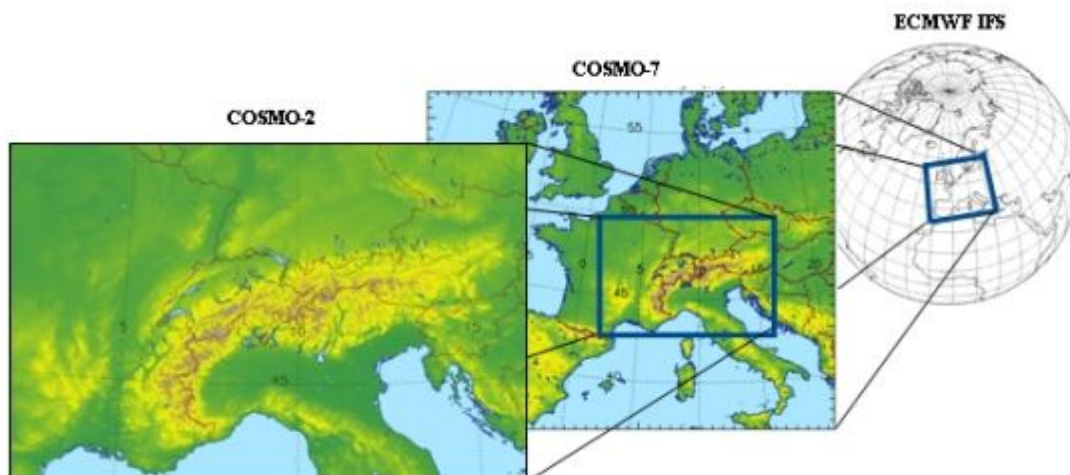


Abbildung 1: Die drei ineinander eingebetteten numerischen Wettervorhersagemodelle des COSMO Systems. Das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) liefert eine globale Vorhersage, welche zur Initialisierung des regionalen COSMO-7 genutzt wird. Dieses wiederum stellt die Initialbedingungen für COSMO-2 bereit. (vgl. MeteoSchweiz, 2011)

Numerische Wettervorhersagemodelle

Ein numerisches Wettervorhersagemodell beschreibt Prozesse, die in der Atmosphäre und an der Erdoberfläche stattfinden. Die Basis dafür liefern physikalischen Gesetze wie z.B. Energieerhaltung, Impuserhaltung, Phasenübergänge oder Strahlungsprozesse. Mit den passenden Anfangs- und Randwerten kann der zukünftige Zustand der Atmosphäre numerisch ermittelt werden. Ziel ist es viele atmosphärische Prozesse auf räumlich und zeitlich unterschiedlichen Skalen darzustellen. So muss die Entwicklung eines Tiefdruckgebietes und das Einsetzen von Föhn mit demselben Modell beschrieben werden. Die Berechnungen erfolgen auf einem 3-dimensionalen Gitter wobei die vertikalen Abstände zwischen den Gitterpunkten in geringerer Höhe kleiner sind und mit der Höhe immer grösser werden. Das bodennahe Phänomen in Abbildung 2 kann somit besser beschrieben werden.

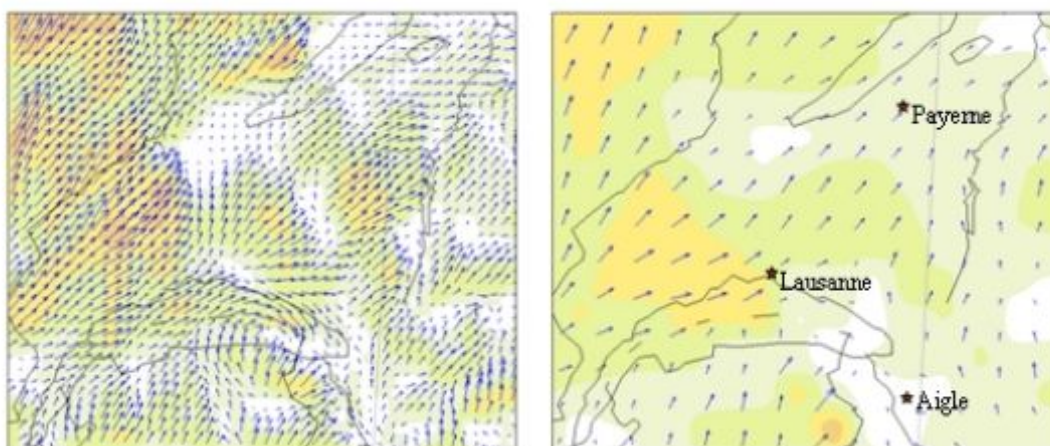


Abbildung 2: Vorteil der höheren Auflösung in komplexem Terrain. Simulation des Windes 30m über dem Boden in km/h im Kanton Waadt mit COSMO-2 (links) und COSMO-7 (rechts)

Passende Anfangs- und Randbedingungen um das Modell starten zu können, erhält man durch eine Kombination von Beobachtungsdaten, vorangegangenen Modellläufen und klimatologischen Informationen. Das Einbinden dieser Daten wird als Assimilation bezeichnet, für ein Modellauf werden Daten aus einem 24-stündigen Zyklus genommen, welche beim COSMO-7 beispielsweise von ca. 120 Radiosondierungen, ca. 8000 Flugzeugbeobachtungen, ca. 28000 Stationsbeobachtungen und ca. 1000 Wind Profilern stammt. COSMO-2 verarbeitet zusätzlich Informationen aus dem Niederschlagsradar um konvektive Prozesse noch besser darzustellen. (nach MeteoSchweiz, 2011)

Dynamik und Numerik

Das COSMO-Modell basiert auf hydro-thermodynamischen Gleichungen, welche kompressible nichthydrostatische Flüsse in einer feuchten Atmosphäre beschreiben. Die Modellgleichungen werden numerisch gelöst. Dabei wird die Euler'sche, finite Differenzen, Methode verwendet. (nach MeteoSchweiz, 2011)

Physik

Dynamische, physikalische Prozesse, die nicht innerhalb des dreidimensionalen numerischen Gitternetzes gelöst werden können, müssen im COSMO parametrisiert werden. Von Parametrisierung spricht man bei numerischen Wettervorhersagen dann, wenn Skalenprozesse unterhalb der Gitterauflösung „geschätzt“ werden müssen. Beispiele dafür sind Kondensation, welche unter Umständen auf sehr kleinen Skalen stattfindet, dann aber Parameter wie Temperatur oder Luftfeuchtigkeit in Skalen der Gitterabstände wiederum beeinflusst. Das COSMO parametrisiert unter anderem vertikale Diffusion (Turbulenz), Wolken und Regenbildung (Kondensation) und Konvektion. (nach MeteoSchweiz, 2011)

2.4. MATLAB

Das LIDAR liefert Daten im HDF-Format, welche zunächst in MATLAB eingelesen werden. Da die großen Datenmengen die für einzelne Benutzer im Netzwerk verfügbare Speicherkapazität übertreffen, wurden die Daten lokal abgespeichert. Die Datenmenge ist eines der größten Probleme: Da die lokalen Festplatten von Zeit zu Zeit gelöscht werden, waren die erzeugten Plots plötzlich verschwunden und mussten danach neu generiert werden. Für die nächsten Jahre wäre es empfehlenswert, den Studenten entweder ein Rechner zur Verfügung zu stellen oder diese darauf aufmerksam zu machen, die Arbeit jeweils auf einer externen Festplatte zu speichern.

Um einen besseren Überblick über die Daten zu erhalten, werden Stundenmittelwerte des LIDAR - Signals betrachtet. Die Anzahl Scans, die dabei gemittelt werden, variiert abhängig von den verwendeten Einstellungen bezüglich des Zenitwinkels zwischen 3.7 und 9. Dazu müssen die zur Verfügung stehenden MATLAB - Skripts verstanden, teilweise ergänzt und neu geschrieben werden. Danach werden die Stundenmittelwerte zur graphischen Darstellung aufbereitet. Es werden jeweils zwei Graphiken erstellt, eine mit dem Rohsignal und eine mit der Aerosol-Extinktion, welches die optischen Eigenschaften der Aerosole besser charakterisiert. Dies erfolgt mit dem in Abschnitt 2.2 beschriebenen Verfahren. Aus Zeitgründen gelang dies nur für die Zeitperioden mit den vertikalen Scans.

Für die Inversionsberechnung muss zunächst die Grenzschichthöhe bestimmt werden. Für diese Bestimmung wird die Veränderung des Signals mit der Höhe ausgewertet. In der Grenzschicht erreicht das Signal das Maximum und nimmt danach relativ stark ab. Am oberen Ende der Grenzschicht ändert sich dies, denn über der Grenzschicht wird die Veränderung des Signals klein (siehe Abbildung 3).

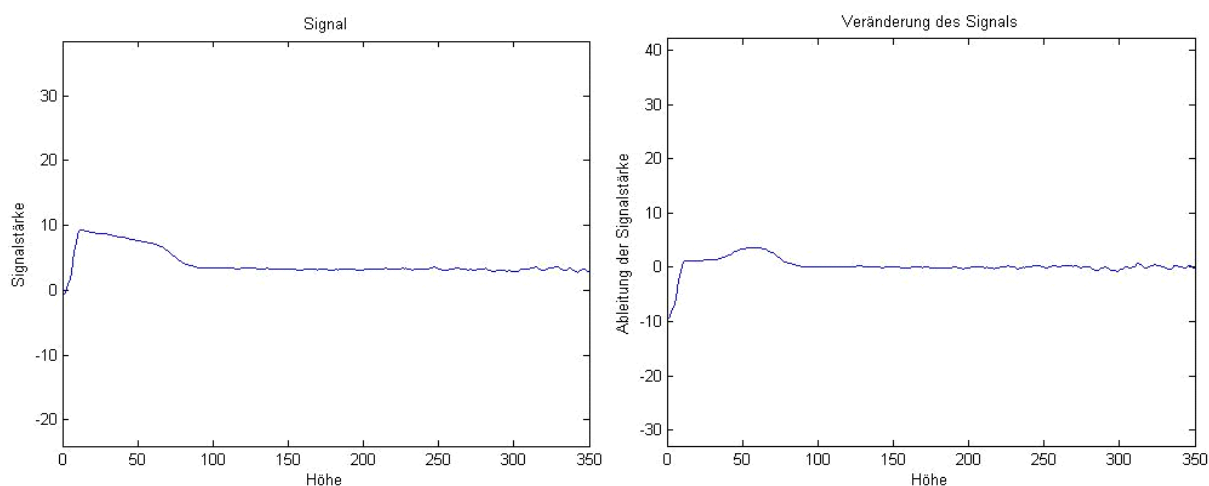


Abbildung 3: Links: Signalstärke in Abhängigkeit der Gitterpunkte (entspricht der Höhe/15m). Man erkennt das Maximum der Signalstärke ungefähr bei Gitterpunkt 20 (=300m ab dem CHN-Dach) und den Knick an der Grenzschichthöhe ungefähr bei Gitterpunkt 80 (1200m ab dem CHN-Dach)
Rechts: Veränderung der Signalstärke in Abhängigkeit der Gitterpunkte

Dazu wurde ein Algorithmus entwickelt, welcher die Grenzschichthöhe automatisch bestimmt. Dieser Algorithmus sucht die Höhe, in der die Veränderung kleiner als ein vorgegebener Grenzwert ist. Dieser Grenzwert wurde auf 0.3 gesetzt, welcher sich nach Analyse verschiedener Tage als bester Wert herausstellte. Wie sich zeigte, ist die Bestimmung glaubwürdig und mehr oder weniger konstant für die obersten vier bis fünf Winkel. Diese zeigen am steilsten nach oben und werden nicht so lange durch die Grenzschicht beeinflusst (siehe Abbildung 4).

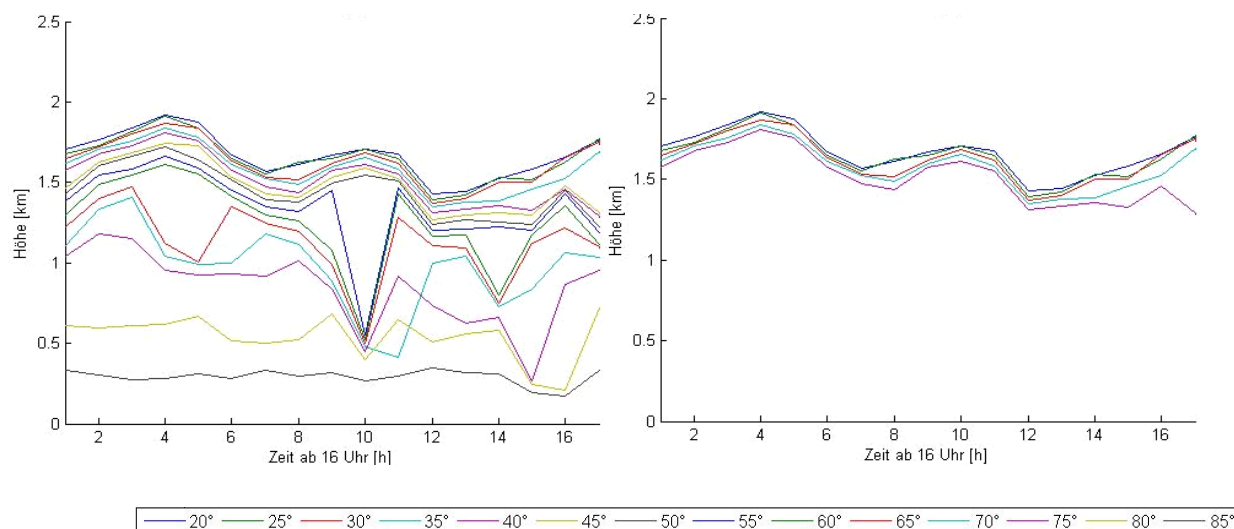


Abbildung 4: Grenzschichthöhe (in Meter über Meer) in Abhängigkeit der Zeit; die obersten vier bis fünf Winkel verlaufen relativ homogen, die flachen Winkel sind unbrauchbar zur Bestimmung der Grenzschichthöhe

Ausgehend von der berechneten Grenzschichthöhe wurde dann zusammen mit den Daten des COSMO - Modells die Inversionsberechnung durchgeführt, welche die Aerosol-Extinktion in jeder Höhe liefert. Zwei Eingangsparameter müssen durch Versuche ermittelt werden, es ergaben sich schließlich sowohl für das Limit des Rauschens („snr_lim“) als auch für das partikuläre LIDAR - Verhältnis („Lp“) ein Wert von 30. Als Kriterium wurde hierfür die horizontale Homogenität der Grenzschichthöhe verwendet.

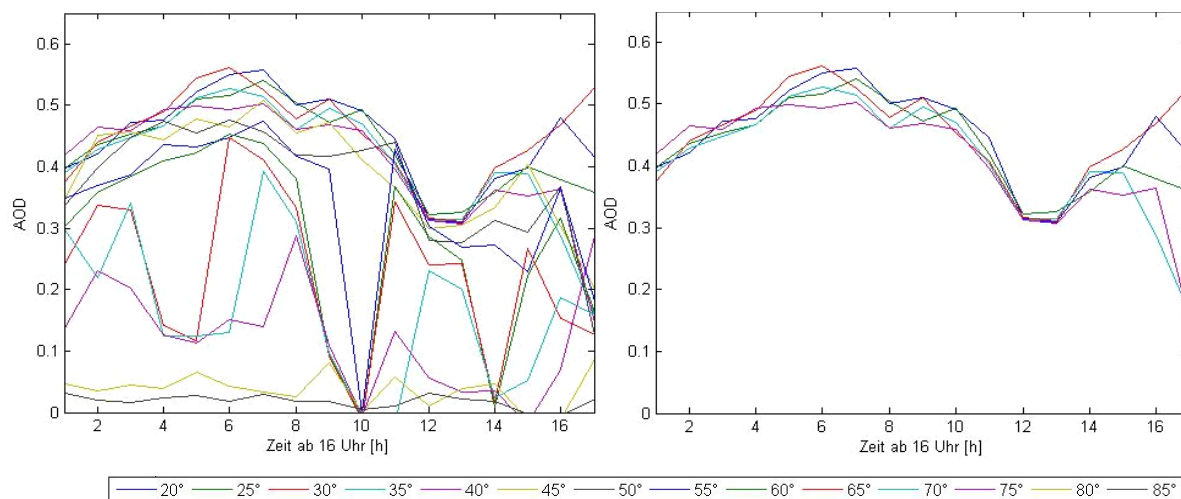


Abbildung 5: Die obersten vier bis fünf Winkel verlaufen relativ homogen, die flachen Winkel sind unbrauchbar zur Bestimmung der AOD

Durch Aufsummierung der Extinktion bis zur Grenzschichthöhe wird dann die Aerosol Optische Dicke (AOD) berechnet. Da diese abhängig von der Grenzschichthöhe ist, ist auch die Berechnung der AOD winkelabhängig und lediglich für die steilsten Winkel verlässlich (siehe Abbildung 5).

Bei der Analyse der Grenzschichthöhe und der AOD wird deshalb immer nur der steilste Winkel herangezogen. Wird im Folgenden die Grenzschichthöhe oder AOD erwähnt, beziehen diese sich immer auf die Berechnung mit dem steilsten Winkel.

3. Resultate

Dieses Kapitel behandelt die Resultate der Analyse der LIDAR - Messdaten. Betrachtet wird die Nebelauflösung vom 4. zum 5. März, die Oszillation der Grenzschicht am 8. / 9. und am 24. / 25. März sowie die Rohdaten aus den horizontalen Scans.

3.1. Nebelauflösung

3.1.1. Beobachtung 4. / 5. März

Während einer Hochdruckphase Anfang März bildete sich in der Nacht vom 4. auf den 5. März dichter Bodennebel. Der zähe Nebel löste sich am folgenden Nachmittag erst zwischen 15 und 16 Uhr mitteleuropäischer Zeit auf. Der rasche Anstieg der Daten des Helligkeitssensors der Wetterstation ETH Zentrum CHN-Dach bestätigt dies (siehe Abbildung 6).

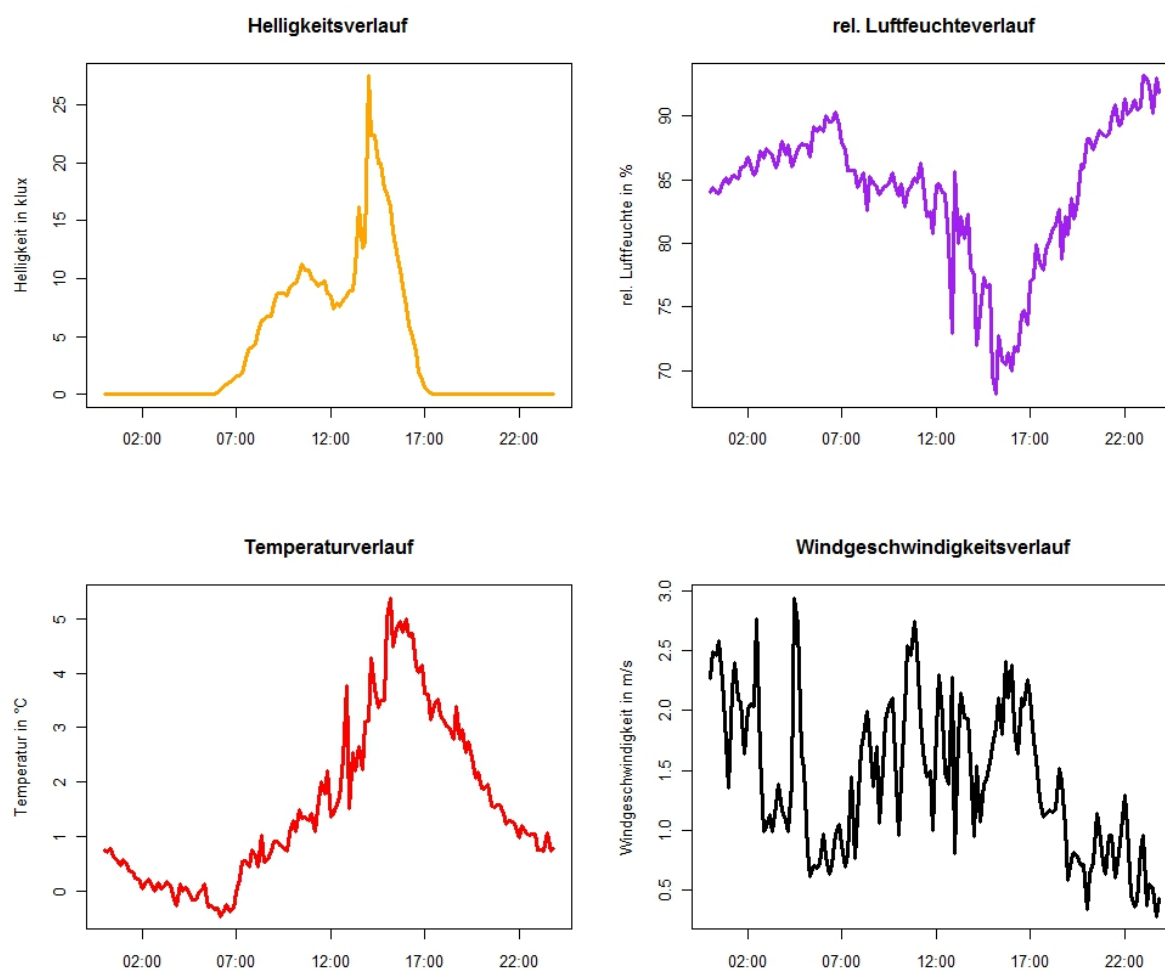


Abbildung 6: Helligkeits-, relative Luftfeuchte-, Temperatur- und Windgeschwindigkeitsverlauf an der Wetterstation ETH Zentrum CHN-Dach am 5. März 2011

Auch die LIDAR - Messungen an diesem Tag belegen eindrücklich diesen Bodennebel und seine späte Auflösung. Bereits zwischen 5 und 6 Uhr UTC bildete sich der Nebel, wie in Abbildung 7 zu sehen. Das parallele Signal erreicht nur eine Höhe von rund 1.2 Kilometern und ist mit 800-900 a.u. verhältnismässig groß. Von oberhalb des Nebels gelangt kein Signal zurück, da der Nebel zu dicht ist. Im zeitlichen Verlauf sinkt der Nebel weiter ab (siehe Abbildung 7). Der Nebel wird noch dichter und das parallele Signal somit noch stärker.

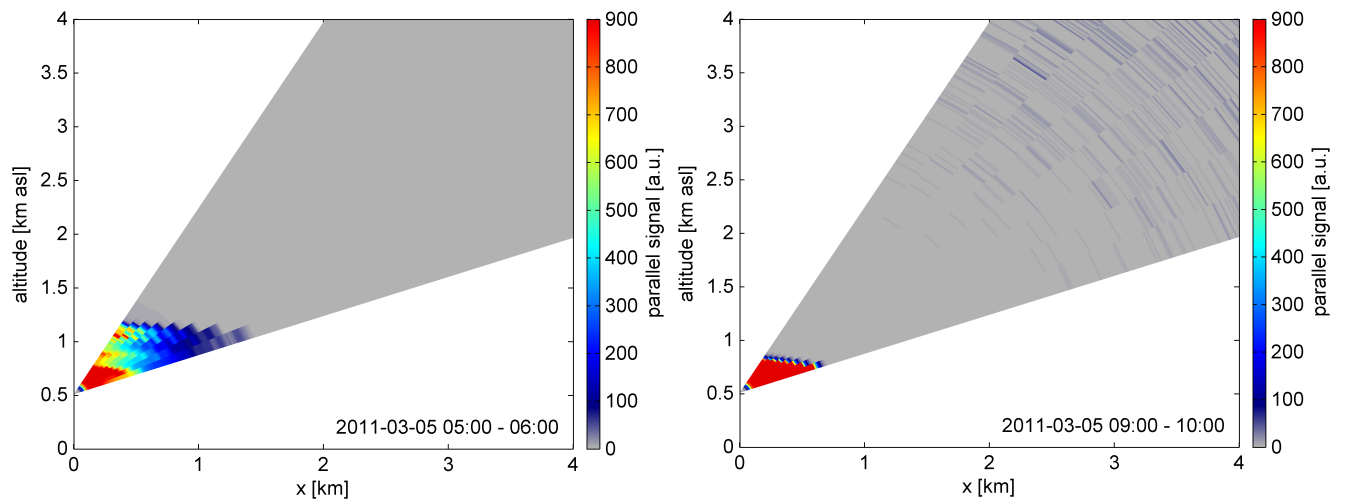


Abbildung 7: paralleles Signal des LIDAR am 5. März 5-6 Uhr und 9-10 Uhr UTC

Erst im Verlauf des Nachmittags wird der Nebel etwas durchlässiger. Von 14 bis 15 Uhr löste sich der Nebel dann rasch auf, so dass auch das parallele Signal wieder eine deutlich größere Reichweite erlangt.

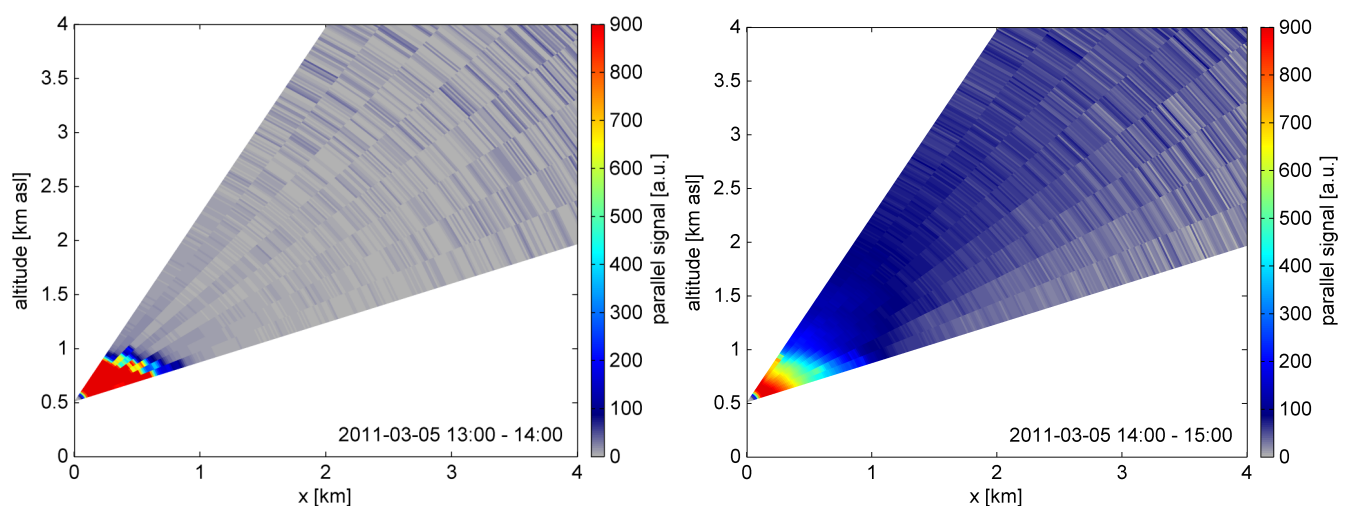


Abbildung 8: paralleles Signal vom LIDAR am 5. März 13-15 Uhr UTC

3.1.2. Analyse der Grenzschicht

In diesem Abschnitt wird untersucht, ob sich der Nebel am 5. März 2011 durch Advektionsprozesse oder strahlungsbedingt auflöste. Beim Betrachten der Grenzschicht, die aus den LIDAR-Daten durch das im Abschnitt 2.4 beschriebene Verfahren ermittelt wurde, am 5. März 2011 gibt es einige Auffälligkeiten. Die Höhe der Grenzschicht liegt wie in Abbildung 9 ersichtlich, in der Nacht etwas über 1 Kilometer hoch und sinkt dann am Morgen und über den Vormittag unter einen Kilometer ab, bevor sie erst am späten Nachmittag sprunghaft ansteigt. Diese Werte stützen die Daten des parallel signal aus dem LIDAR, wo auch erkennbar ist, dass der Nebel am Morgen und Vormittag tiefer anzutreffen ist als noch in der Nacht. Der sprunghafte Anstieg am Nachmittag geht mit der Nebelauflösung einher. Damit stellt sich die Frage, ob die Grenzschicht angestiegen ist und sich deshalb der Nebel aufgelöst hat (advektiver Prozess) oder ob sich der Nebel strahlungsbedingt aufgelöst hat und als Folge die Grenzschicht gehoben wurde.

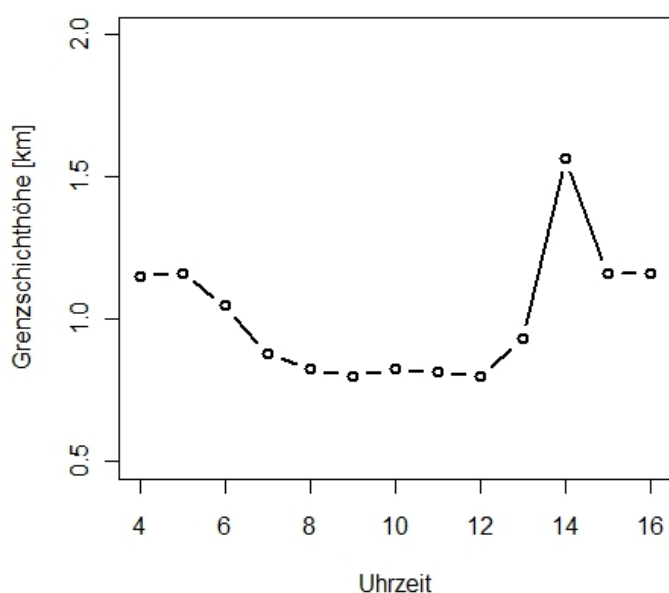


Abbildung 9: Verlauf der Grenzschichthöhe nach eigener Verfahrensmethode am 5. März 2011

Zur Beantwortung dieser Fragen wird die AOD herangezogen, welche mittels eines Integrationsverfahren aus den LIDAR-Daten gewonnen wird (siehe Kapitel 2.4.). Wie in Abbildung 10 ersichtlich, schwankt die AOD (30° Winkel) in der Nacht und am Vormittag während der Nebelperiode im Bereich 2 bis 3. Eine konstante AOD zeigt, dass kaum Luftmassenaustausch stattfindet. Die leichten Fluktuationen während der Nacht und am Vormittag des 5. März sprechen also für advektive Prozesse zu dieser Zeit. Offenbar waren diese schwach und der Luftaustausch reichte nicht, um den Nebel aufzulösen. Erst nach Nebelauflösung und beim Anstieg der Grenzschicht fiel die AOD auf deutlich niedrigere Werte.

Das Anheben der Grenzschicht löste vermutlich verstärkte Turbulenzen aus, so dass saubere Luft aus der oberen Troposphäre in die mit Aerosolen akkumulierte Grenzschicht eingeführt wurde. Dies spricht für eine strahlungsbedingte Auflösung des Bodennebels am 5. März 2011. Die Strahlung war ausreichend, um die Temperatur in Bodennähe zu erhöhen und den Nebel aufzulösen. In Folge dessen wurde durch die Einstrahlung die Grenzschicht angehoben und dies führte zu einer Durchmischung der bodennahen Luftschichten mit denen in der höheren Troposphäre.

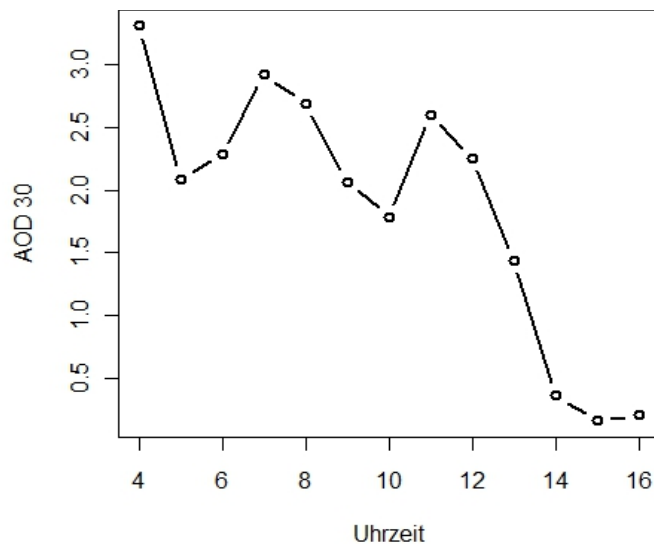


Abbildung 10: AOD-Verlauf nach eigenem Integrationsverfahren am 5. März 2011

Durch die Einstrahlung und die allmähliche Erwärmung der Grenzschicht wurde auch die anfangs starke Inversion abgebaut. In Abbildung 11 ist der Temperaturgradient zwischen Grenzschichthöhe und Boden dargestellt, der aus Pseudo-Sondierungen des COSMO-Modells für die Stadt Zürich mit Hilfe der Grenzschichthöhe ermittelt wurde.

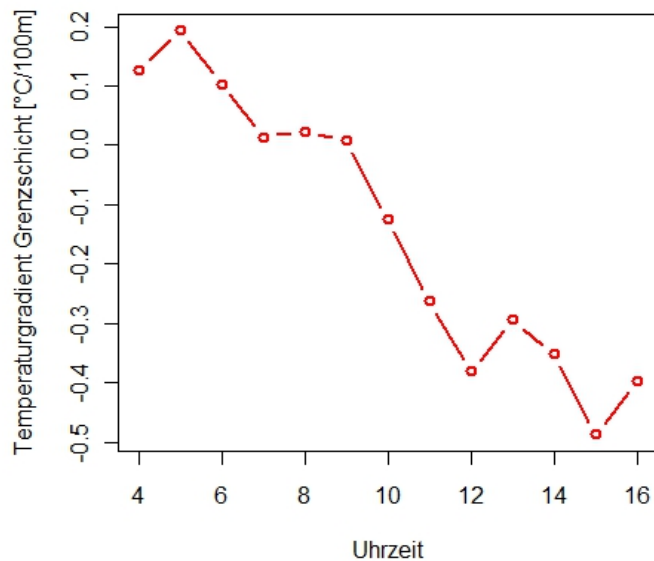


Abbildung 11: Temperaturgradient in der Grenzschicht am 5. März 2011

In der Nacht wurden in der Grenzschichthöhe (rund 1200 Meter über Meer) höhere Temperaturen modelliert als in Bodennähe (auf 550 Meter über Meer). Mit einem Temperaturgradient von $+0.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ herrschte eine erkennbare wenn auch schwache Inversion. Die Inversion wurde im Laufe des 5. März nur langsam abgebaut. Am Nachmittag wurde die Atmosphäre mit $-0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ indifferent, sodass vertikale Austauschprozesse möglich wurden. Der Vergleich mit Abbildung 10 zeigt, dass in Folge der danach zunehmenden Durchmischung die AOD absank.

3.1.3. Statistische Auswertung

Für die Nebelperiode vom 5. März 2011 wurde zudem eine statistische Auswertung durchgeführt um Einflussfaktoren auf die AOD zu ermitteln.

Für die Bestimmung von Trends wird auf kontinuierliche Daten wie Temperatur, Feuchte, AOD eine Regression nach der Methode der kleinsten Quadrate berechnet (Wilks, 2006). Die Signifikanz der Regressionsanalysen wird über den p-Wert bestimmt, welcher die Wahrscheinlichkeit angibt, dass die unkorrelierten Datensätze zum gefundenen Korrelationskoeffizienten führen. Der p-Wert ist deshalb von der Anzahl Wertepaare n abhängig. Dabei werden drei verschiedene Signifikanzniveaus von a) stark signifikant, b) signifikant zu c) nicht signifikant unterschieden (Tabelle 1). Zudem wird der Korrelationskoeffizient (R^2 , $R\text{-sq}$) für den linearen Zusammenhang angegeben.

Tabelle 1: Darstellung und Beschreibung der im Bericht verwendeten Signifikanzniveaus

p-Wert	Signifikanz	Beschreibung
≤ 0.01	Stark signifikant	Es kann mit sehr großer Sicherheit gesagt werden, dass ein linearer Zusammenhang besteht.
> 0.01 und ≤ 0.05	Signifikant	Es kann mit großer Sicherheit gesagt werden, dass ein linearer Zusammenhang besteht.
> 0.05	Nicht signifikant	Obwohl eine Tendenz in den Daten erkennbar ist, lässt sich nicht eindeutig sagen, ob es sich um einen gesicherten linearen Zusammenhang handelt.

Wie in Abbildung 12 erkennbar, besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen der AOD und der beobachteten Temperatur in Bodennähe am 5. März 2011. Die tiefen Temperaturen sind verbunden mit großer AOD - dies wird während der Nacht und dem Vormittag des 5. März beobachtet. Bei höheren Temperaturen am Nachmittag wird die AOD deutlich kleiner. Mit einem p-Wert von $7 \cdot 10^{-5}$ ist der Zusammenhang stark signifikant, wobei ein Korrelationskoeffizient von 0.8 gefunden wurde.

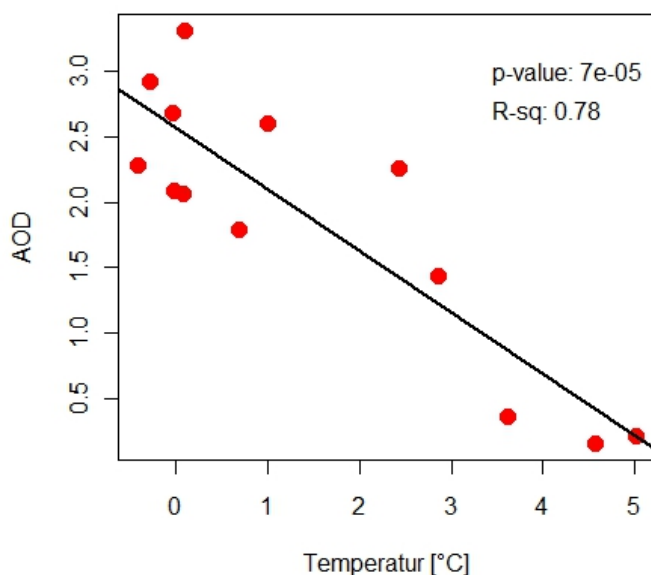


Abbildung 12: Linearer Zusammenhang zwischen AOD und Temperatur

Ein weiterer linearer Zusammenhang wird in Abbildung 13 gezeigt. Demzufolge gehen hohe Werte in der relativen Luftfeuchtigkeit in Bodennähe mit hohen AOD-Werten einher. Dieses Resultat ist zu erwarten, denn mit zunehmender Luftfeuchtigkeit steigt die Größe der Aerosolpartikel in der Luftmasse, so dass höhere AOD-Werte erreicht werden. Der gefundene lineare Zusammenhang ist am 5. März 2011 mit einem p-Wert von $1 \cdot 10^{-4}$ bei einem Korrelationskoeffizienten von 0.8 ebenfalls stark signifikant.

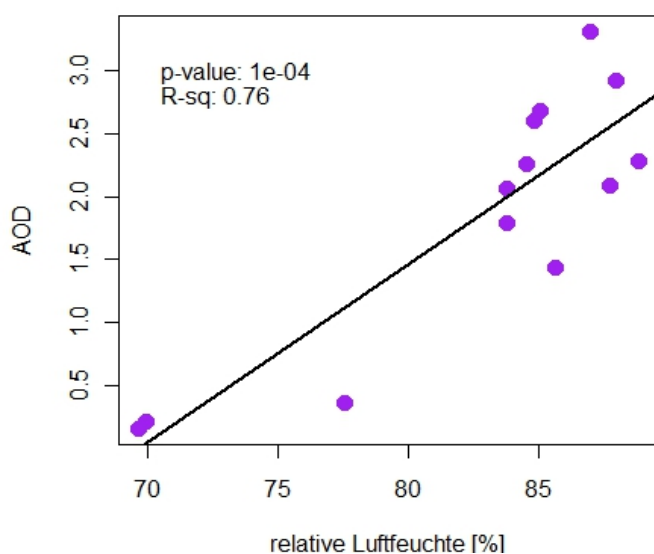


Abbildung 13: Linearer Zusammenhang zwischen AOD und relativer Luftfeuchtigkeit

Zudem wurde für den 5. März 2011 einen linearen Zusammenhang zwischen der AOD und der Grenzschichthöhe gefunden. Bei tiefer AOD liegt die Grenzschicht dementsprechend höher als bei großer AOD und umgekehrt (siehe Abbildung 14). Dieser Zusammenhang lässt sich erklären, da bei tiefer Grenzschicht verbunden mit einer Inversion das abgeschlossene Luftvolumen stark mit Aerosolen angereicht wird. Zudem führt der Phasenübergang bei der Nebelbildung zu einem Anstieg in der AOD. Diese lineare Regression ist mit einem p-Wert von 0.04 signifikant, wenn auch nicht stark. Der Korrelationskoeffizient liegt bei 0.3. Auch hier ist der Zusammenhang der beiden Parameter nicht mehr stark ersichtlich.

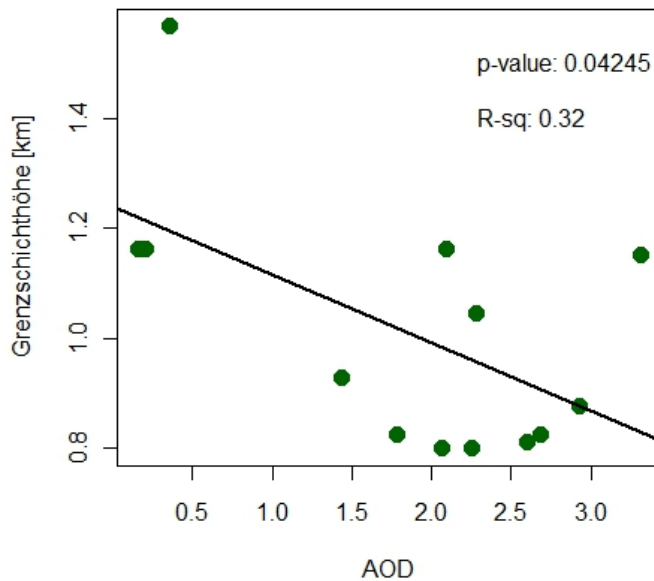


Abbildung 14: Linearer Zusammenhang zwischen AOD und Grenzschichthöhe

3.2. Grenzschicht - Oszillation 24. / 25. März

Die Gasphase-Gruppe stellte bei der Analyse ihrer Ergebnisse fest, dass in einzelnen Nächten die Ozon- und die NO_x-Werte stark schwankten. Eine dieser Nächte ist die vom 24. auf den 25. März 2011. In der untenstehenden Abbildung 15, welche die Ozon- und die NO_x-Werte vom 24. und 25. März 2011 darstellt, ist klar zu erkennen, dass die Ozonkonzentration in der Nacht deutlich tiefer als während des Tages ist. Es fällt weiterhin auf, dass die Konzentrationswerte von Ozon in der erwähnten Nacht nicht kontinuierlich abnehmen sondern deutlich schwanken (3 - 25 ppb).

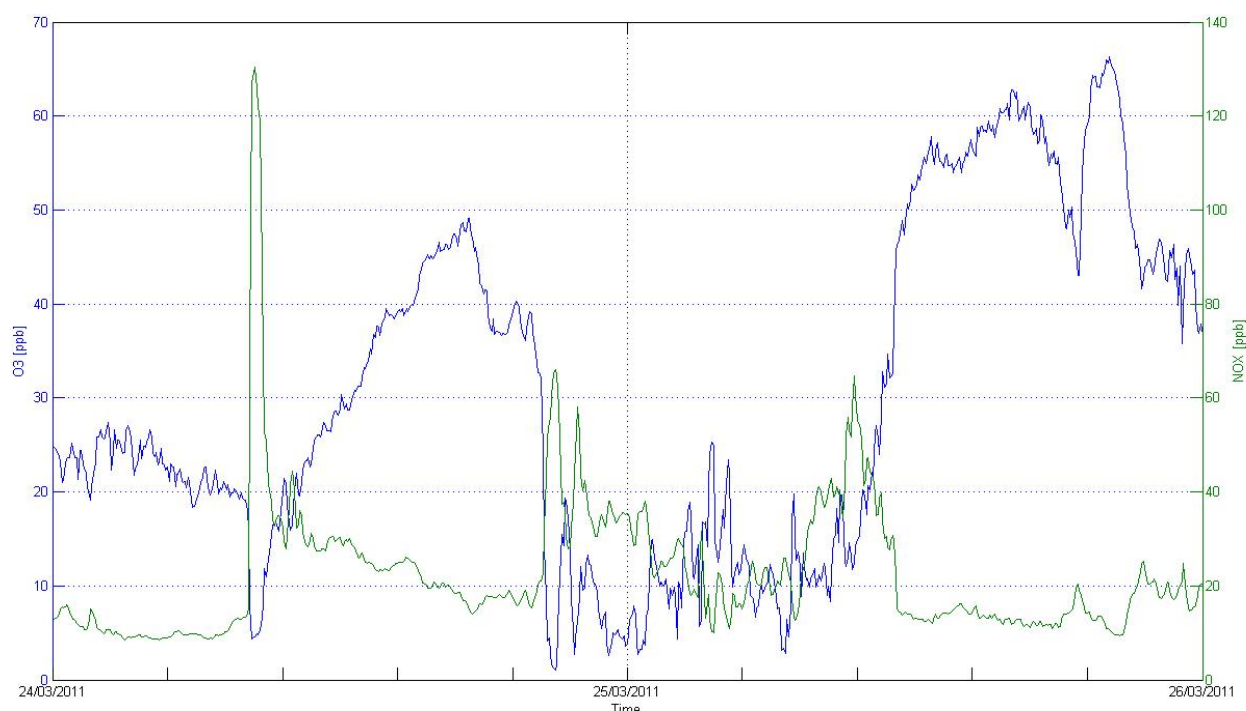


Abbildung 15: Konzentration Ozon und NO_x in ppb vom 24. - 25. März

Anknüpfend an die von der Gasphasengruppe im Zwischenbericht vorgestellten Ergebnisse, wird in diesem Bericht auf die Nächten mit starken Ozonschwankungen eingegangen. Die Nacht vom 13./14. März ist davon ausgenommen, da das LIDAR zu diesem Zeitpunkt auf den horizontalen Modus eingestellt war. In der Nacht vom 8./9. März war das LIDAR in Richtung Üetliberg und vom 24./25. März auf den Höngerberg gerichtet.

Als Ziel dieser Untersuchung soll beurteilt werden, in wie weit die in der Zwischenpräsentation vorgestellten Theorien verifiziert oder verworfen werden können. Dazu werden in den Zeitperioden starker Konzentrationsschwankungen die Höhe der Grenzschicht und die AOD bestimmt (siehe Abbildung 16). Zusätzlich wird noch eine vorhergehende Nacht (7./8. März) ausgewählt um fest zu stellen, ob die beobachteten Phänomene ausschließlich in den Nächten mit Ozonschwankungen auftreten.

Für die Auswertung werden Stundenmittel der steilsten Scans verwendet, d.h. mit kleinem Zenitwinkel, da diese die verlässlichsten Resultate ergeben.

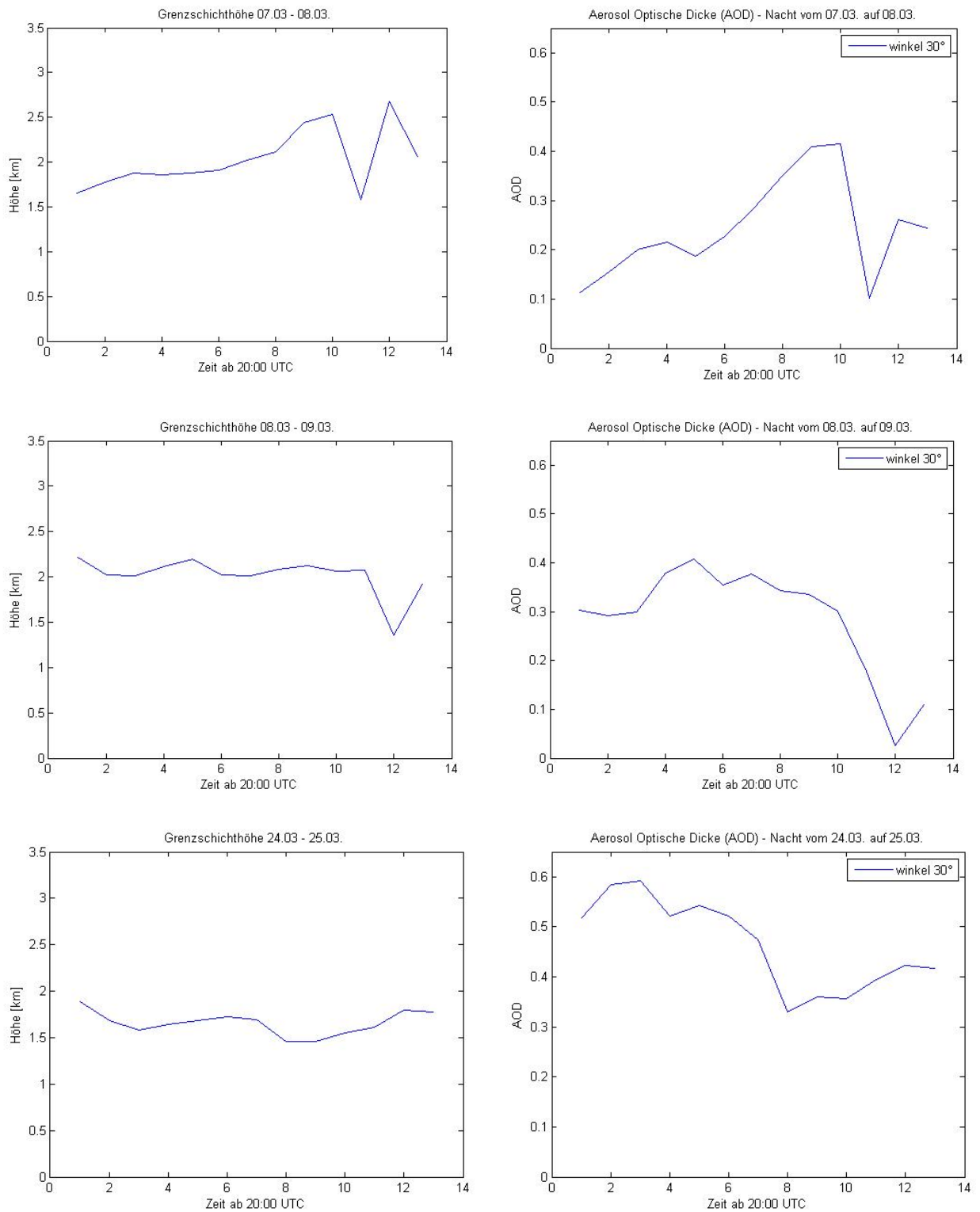


Abbildung 16: Grenzschichthöhe und AOD vom 07.-09. und 24.-25. März

Falls die AOD über die Nacht konstant bliebe und sich die Grenzschichthöhe ändern würde, spräche das für ein Szenario, in dem die Grenzschicht als Ganzes im Limmattal sich ausdehnt und wieder zusammenschrumpft. Somit würde die Messstation am Höggerberg teils über teils unter der Grenzschicht liegen und dementsprechend schwankende Ozonkonzentrationen registrieren können.

Wenn sich mit der Grenzschichthöhe auch die AOD ändert, würde das für ein zweites Szenario sprechen, indem Advektion der Grund der Ozonoszillation ist: kleinere Luftpakete lösen sich und werden über den Höggerberg transportiert, wodurch sich Schwankungen in den Ozonwerten ergeben.

Das Szenario eins kann mit Sicherheit verworfen werden, da die AOD sehr starken Schwankungen unterworfen ist. Dies deutet auch darauf hin, dass es sich um advektive Prozesse und nicht um Luftmassenausdehnung handelt. In den oberen beiden Bildpaaren kann man erkennen, dass AOD und Grenzschicht vom Verlauf her ähnlichen Schwankungen unterliegen. Dabei ist die relative Schwankung – bezogen auf den Messwert – bei der AOD im Vergleich zur Grenzschichthöhe deutlich stärker ausgeprägt. Bei zunehmender Grenzschichthöhe wird der Werte der AOD tendenziell ebenfalls größer. Dies deutet auf das Szenario 2 hin, dieses muss jedoch auch verworfen werden, da die Grenzschichthöhe ca. 1,5 km über dem Höggerberg liegt.

Unsere Beobachtungen reichen aus um beide Szenarien zu verwerfen, es wäre jedoch noch von großem Interesse neue Hypothesen aufzustellen, die eventuell die beobachteten Ozonschwankungen erklären könnten. Dazu sollten aber zeitlich hochauflösende Messreihen verwendet, um auch Variabilitäten im Bereich der Ozonschwankungsfrequenzen darstellen zu können.

Für unsere Beobachtungen sind wir von einer horizontal, homogenen Atmosphäre im Skalenbereich von ca. 5 km ausgegangen. Um dieser Annahme aus dem Weg zu gehen, wäre es von Vorteil gewesen die Messungen direkt auf dem Höggerberg zu machen.

Abbildung 17 fasst eine Integral über die Höhe der Inversionsschicht durchgeführte Analyse zusammen. Darüber hinaus zeigt die nächtliche Entwicklung des vertikalen Extinktionsprofils selbst interessante Aspekte. Abbildung 16 verdeutlicht dies für die Nacht vom 24. auf den 25. April. In der ersten Nachthälfte ist über Zürich eine Art doppelte Luftschichtung festzustellen, in der einerseits auf einer Höhe von rund 1000m ü.M. und einer Höhe von rund 1400m ü.M. eine starke Aerosol-Extinktion auftritt, die sich dazwischen deutlich abschwächt.

Nach 01.00 UTC verschmilzt diese doppelte Schichtung zu einer gemeinsamen Schicht.

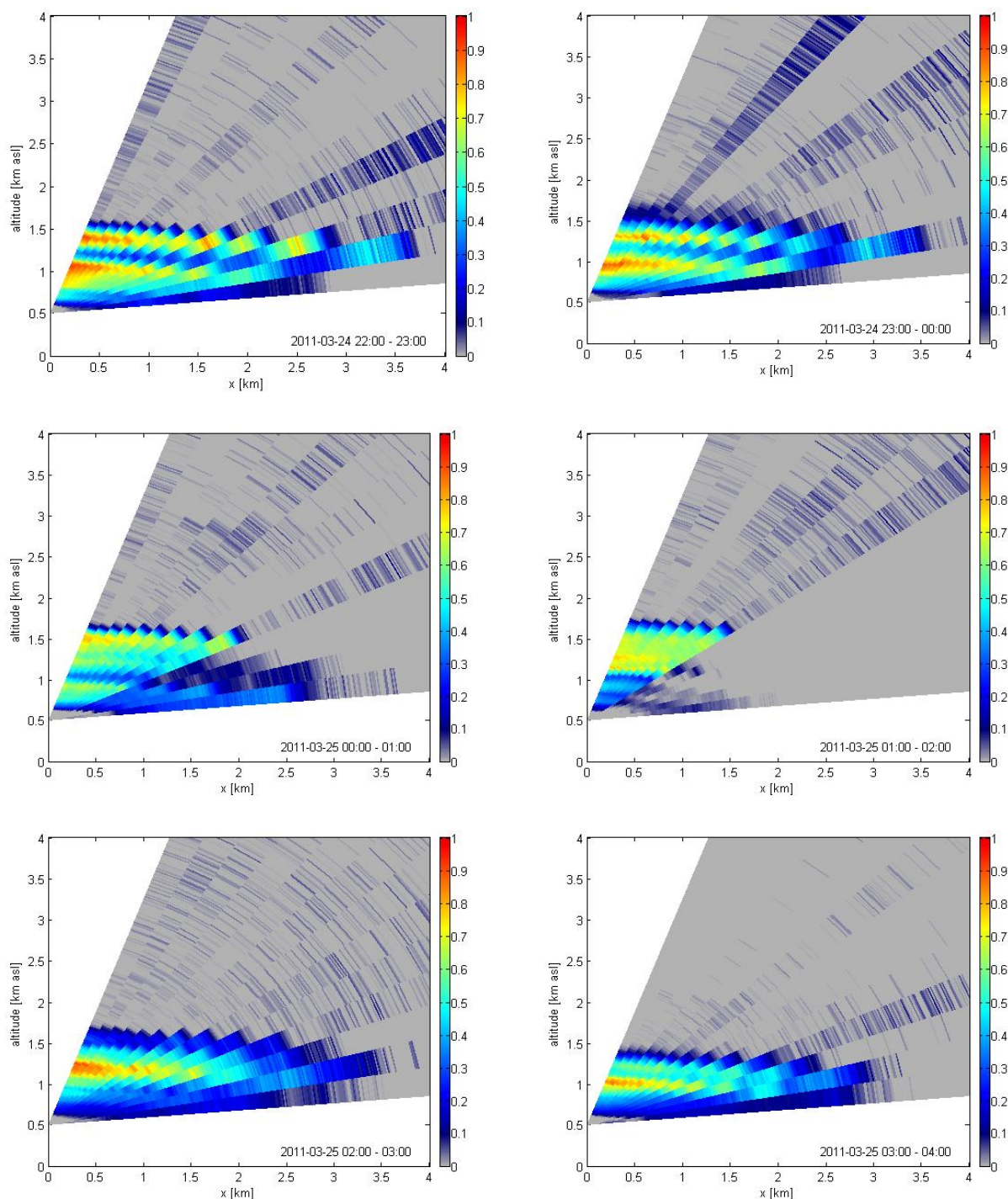
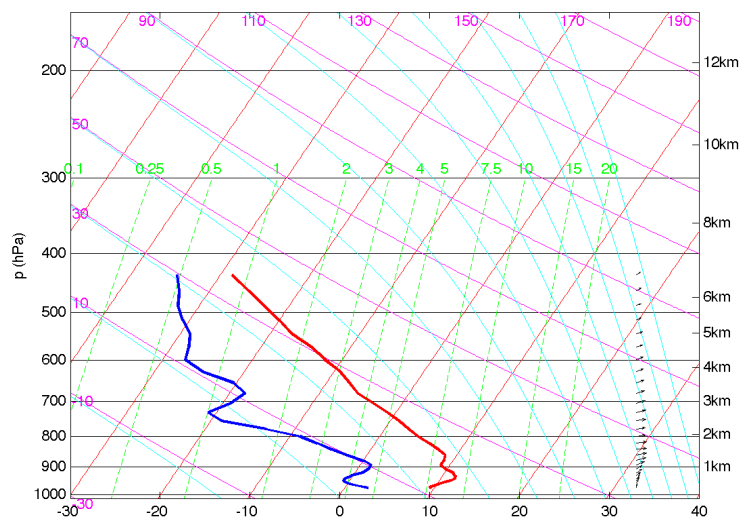
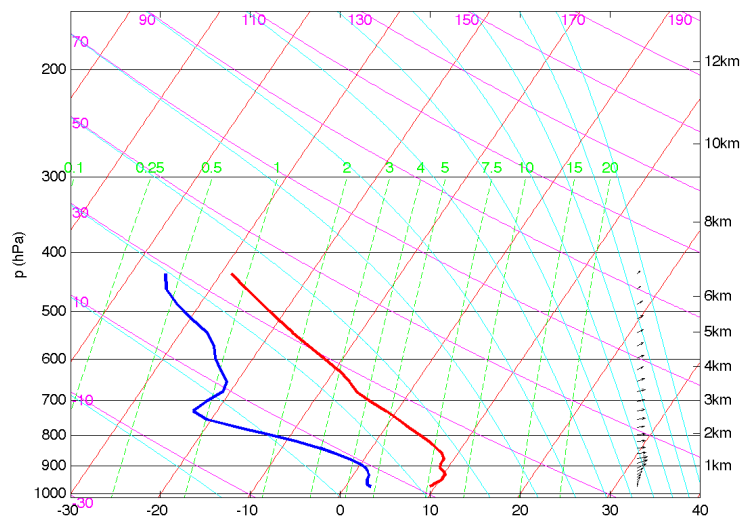


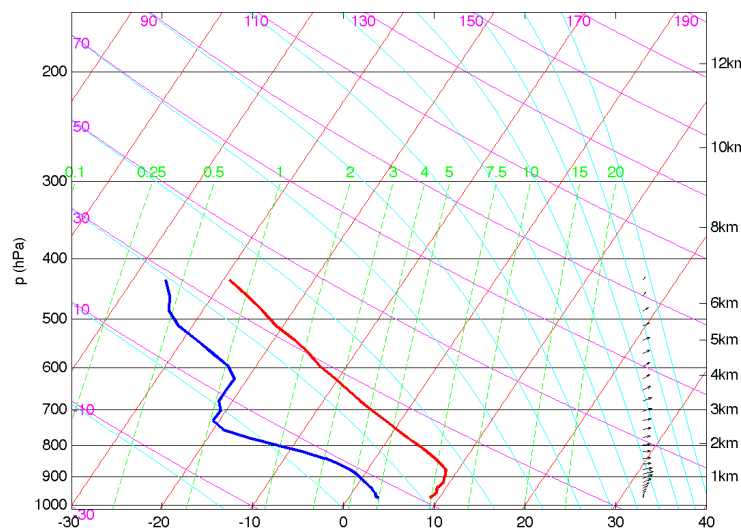
Abbildung 17: Inversionsplots 24. - 25. März, 23 - 04 Uhr UTC



a)



b)



c)

Abbildung 18: Pseudosondierungen 25. März, a) 01 Uhr b) 02 Uhr c) 03 Uhr

Bei den in Abbildung 18 für die gleiche Nacht gezeigten Pseudosondierungen sind Entstehung und Auflösung der doppelten Temperaturinversion ebenfalls erkennbar. Diese zwei Inversionen fallen genau mit den zwei beobachteten Schichten mit erhöhter Extinktion zusammen. In der Nacht vom 24. auf den 25. März sind die unteren eineinhalb Kilometer stark invertiert, was zu einer sehr stabil geschichteten unteren Troposphäre führt.

Wie bereits oben erwähnt, könnten die Ozonschwankungen durch advektive Prozesse entstehen. Es wäre denkbar, dass Turbulenzen, erzeugt durch vertikale Windscherung (Richtung und Stärke des Windes sind in der rechten Bildhälfte dargestellt), Ursache der Ozonschwankungen sein könnten. Die Untersuchung der Pseudosondierung und LIDAR-Inversion aller Nächte mit Ozonschwankungen, aber auch der Referenznacht ohne Ozonschwankungen ergaben, dass immer eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Doppelschicht erkennbar war. Jedoch konnte in den Nächten mit Ozonschwankungen starke Windscherungen in den untersten eineinhalb Kilometern beobachtet werden, die in Nächten ohne Ozonschwankungen weniger ausgeprägt waren. Sollte es nun durch vertikale Windscherung zu unregelmäßigen Durchmischungen der verschiedenen Luftmassen kommen, könnten so die Schwankungen der Ozonwerte erklärt werden.

3.3. Horizontaler Scan

In der Zeit zwischen dem 10. und dem 21. März wurde ein waagerechter Scan mit einem Neigungswinkel von 0.1° und einem Azimutbereich zwischen 180° bis 320° durchgeführt. In einer Stunde sind bei der gewählten Winkelauflösung von 5° 3,7 Scans möglich. Mit dem gewählten Ausschnitt zwischen Höggerberg (Nordwesten) und dem See (Süden) soll eine Aussage über verschiedene Aerosolkonzentrationsdichten über dem Stadtgebiet getroffen werden. Es wird nur ein kleiner Teil des Seegebiets abgedeckt, da das Gerät nicht unter kleineren Winkeln als 180° messen konnte.

Untersucht werden sollte, ob Unterschiede zwischen See und Industriegebiet nachweisbar sind. Außerdem können mögliche Aerosolquellen in der Stadt Zürich detektiert werden.

Die horizontale LIDAR-Schwenkbewegung wird zum ersten Mal ausgewertet. Dafür mussten die für die vertikale Bewegung erarbeiteten MATLAB - Codes angepasst werden. Das größte Problem liegt in der Bestimmung der boundary condition, da kein aerosolfreies, von der molekularen Rückstreuung dominiertes Gebiet erreicht wird. Für weitere Untersuchungen wäre es von Vorteil, könnte man auch weiter in Richtung Osten mit dem LIDAR messen. Dann könnten größere Teile des Sees abgedeckt werden.

In der graphischen Darstellung der Stundenmittelwerte der Rohdaten (Abbildung 19) erkennt man eindeutig Hönningerberg und Üetliberg, da dort der Laser auftrifft und das Rauschen dahinter groß wird. In das Limmattal hat das Gerät eine Reichweite von ca. 3 - 6 km bevor das Signal zu schwach wird. Um diese Aussage zu bestätigen, muss eine Inversion der Rohdaten durchgeführt werden.

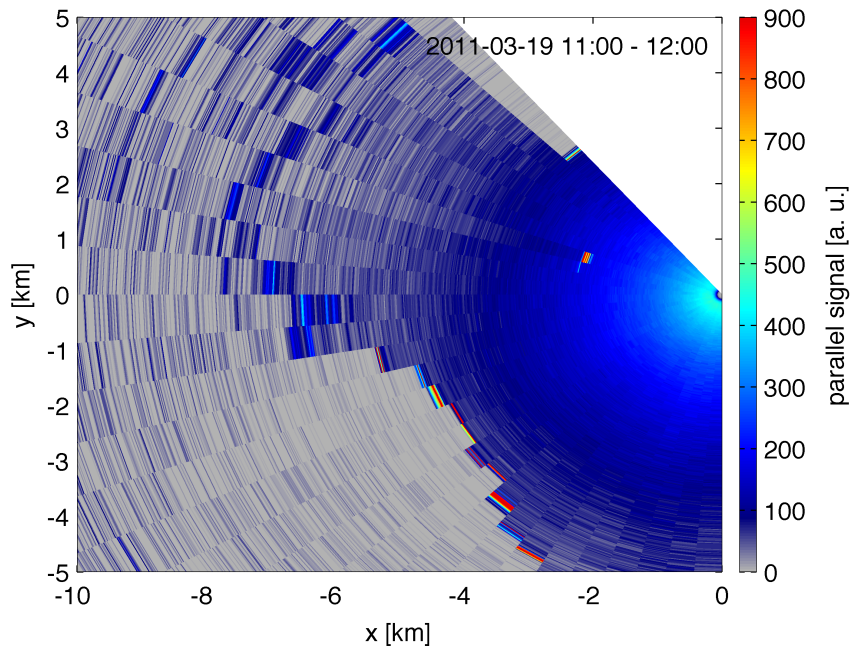


Abbildung 19: Rohdaten horizontaler Scan; Abschattung durch Hönningerberg und Üetliberg; Signal Kehrichtverbrennungsanlage Josefstrasse

3.3.1. Kehrichtsverbrennungsanlage

Bei der Analyse der Rohdaten taucht ein auffälliges Signal zu unterschiedlichen Tageszeiten an verschiedenen Tagen auf, das auch in Abbildung 18 erkennbar ist. Das Signal ist in nordöstlicher Richtung des CHN in ca. 2,2 km Entfernung. Hinter dem Signal wird das Rauschen vergleichsweise hoch. Durch die Lokalisierung mit Google Earth wurde dieses Signal dem Fernwärmekraftwerk in der Josefstrasse zugeordnet. In der Abbildung 21 erkennt man sehr gut, wo der Laser-Puls auf den Üetliberg und Hönigberg auftrifft.



Abbildung 20: Fernwärmekraftwerk Josefstrasse

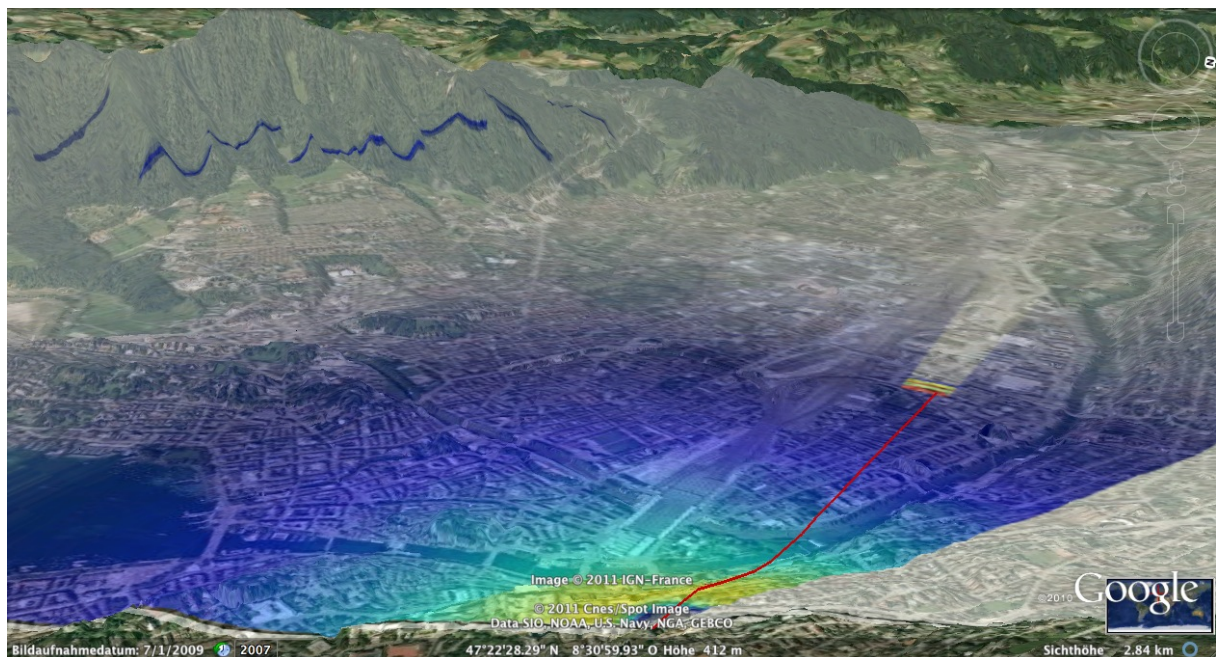


Abbildung 21: Overlay Rohdaten horizontaler Scan mit Karte Zürichs; Signal stösst an Üetliberg; Signal Josefstrasse zur Bestimmung von Ort und Entfernung

Mit Hilfe der Daten der Wetterstation auf dem Dach des CHN wurde untersucht, ob das Signal aufgrund meteorologischer Einflüsse unterschiedlich oft auftaucht. Die Rauchsäule des Kraftwerkes muss gerade sein, sodass die Aerosolkonzentration hoch ist. Werden die Partikel hingegen vorher durch viel Wind oder Niederschlag verteilt, würden sie nicht mehr durch das LIDAR detektiert.

In der Nacht vom 20. zum 21. März war das Signal sehr stark. Es gab keinen Niederschlag in der Nacht und die Windgeschwindigkeit war mit 2 m/s laut den Daten der Wetterstation klein (Abbildung 22). Es gab also Voraussetzungen für eine stabile Rauchsäule und das Signal war gut detektierbar.

In diese Überlegung muss mit einbezogen werden, dass das Kraftwerk nicht kontinuierlich arbeitet und somit die Emissionen, die detektiert werden können, stark schwanken.

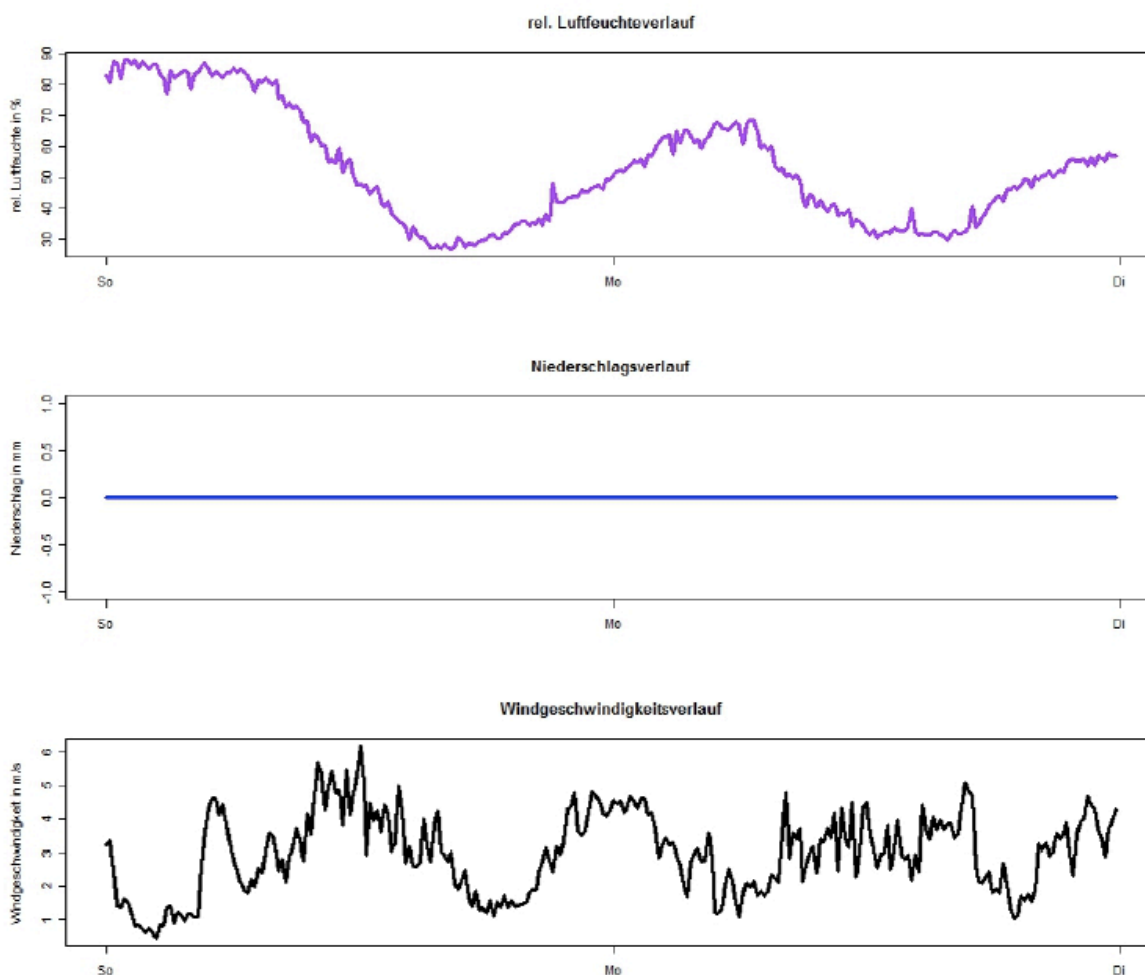


Abbildung 22: meteorologische Daten 20.-21. März; Wetterstation ETH-Zentrum CHN-Dach

3.3.2. Schönwettertage 14. und 20. März

Der 14. und 20. März waren Sonnentage, wie der Helligkeitsverlauf in den Wetterdaten zeigt. Die Analyse der Rohdaten in Abbildung 23 aus der LIDAR - Messung zeigt unterschiedliche Reichweiten des Signals ins Limmattal. Am 14. März ist das Rauschen nach 3 km bereits sehr hoch, während am 20. März das Signal 5 - 6 km weit reicht.

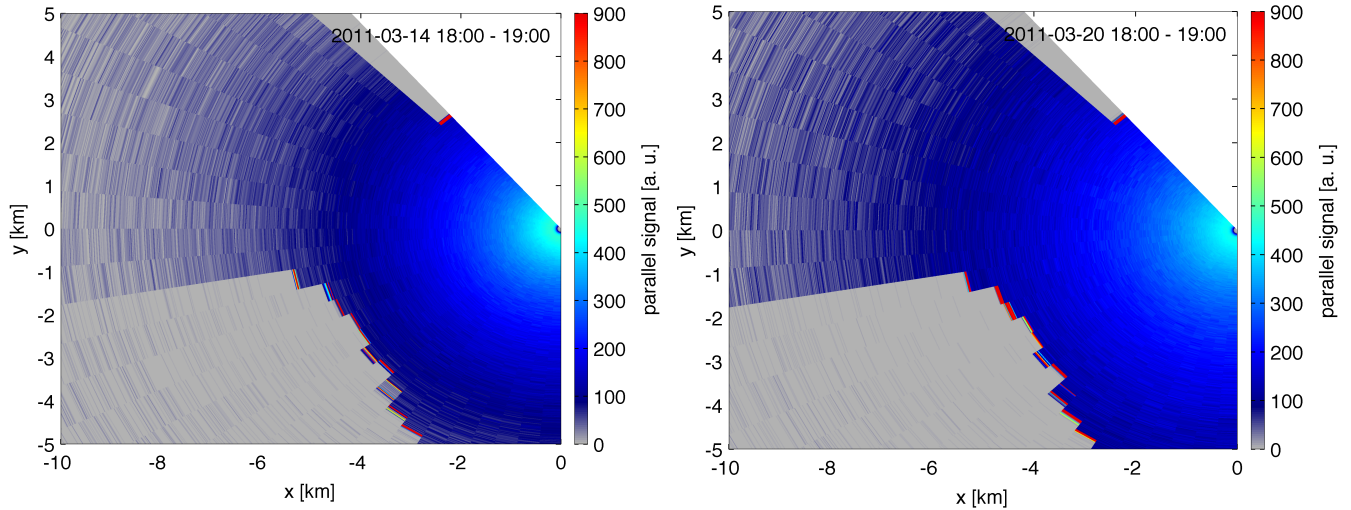


Abbildung 23: Rohdaten horizontaler Scan; 14. und 20. März; unterschiedliche Reichweite Signal

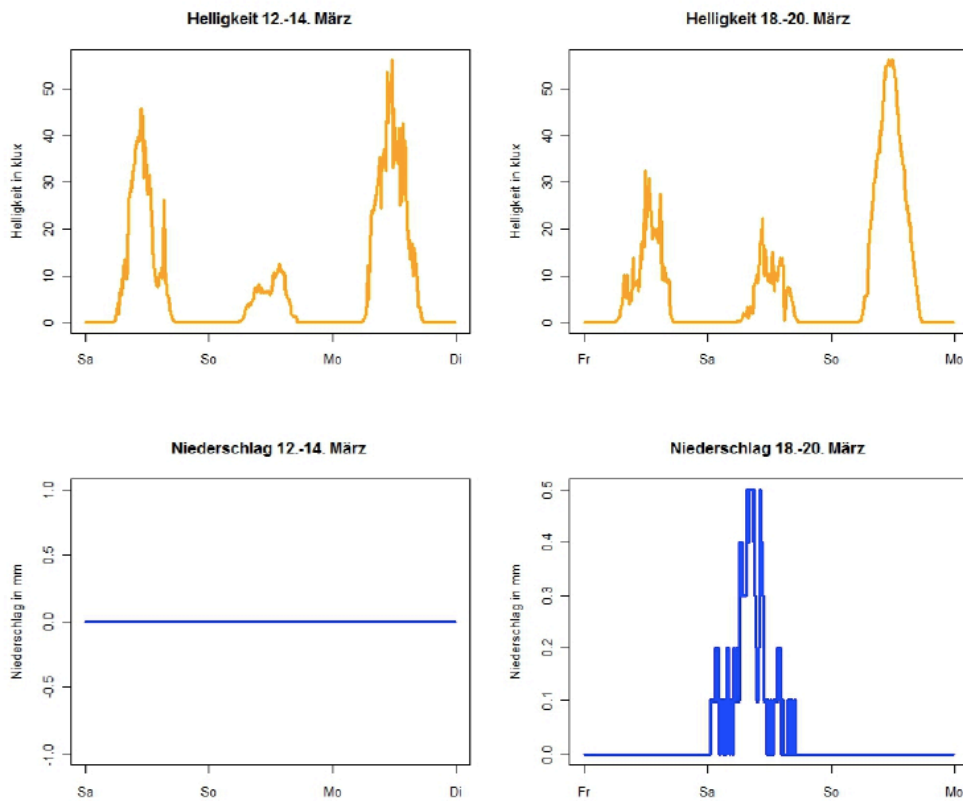


Abbildung 24: Helligkeitsverlauf und Niederschlag am 12.-14. und 18.-20. März; Daten Wetterstation ETH-Zentrum CHN-Dach

Vergleicht man die Niederschlagsmenge in den Tagen davor, zeigt sich, dass es am 19. März geregnet hat. In den Tagen vor dem 14. März gab es keinen Niederschlag (siehe Abbildung 24).

Vor dem 14. März haben sich Aerosole in der Luft angereichert, während vor dem 20. März viele Partikel aus der Luft ausgewaschen worden sind, die nicht mehr durch das Gerät detektiert werden konnten. Aus den Rohdaten kann also eine qualitative Aussage über die Aerosolkonzentration in der Luft getroffen werden. Für eine genaue Analyse müsste die optische Dicke der Atmosphäre dieser Tage verglichen werden.

4. Schlussfolgerung

Mit Hilfe des CHN-LIDARs konnten wir in dieser Arbeit verschiedene Wetter- und Atmosphärenphänomene untersuchen, die im Zusammenhang mit Aerosol-kontaminierten oder wasserdampfreichen Luftschichten stehen.

Auflösung von tiefliegendem Bodennebel oder Dunst lässt sich sehr gut beobachten, da das Lasersignal zuerst von der Nebelschicht absorbiert wird und bei Auflösung des Nebels sofort eine grössere Reichweite erzielt. Emissionsquellen von Aerosolen, wie die einer Verbrennungsanlage, können durch den horizontalen Scan beinahe punktgenau lokalisiert werden, natürlich auch in der Nacht, wenn Tageslicht fehlt.

Durch Inversion des LIDAR - Signals konnte die in der Grenzschicht der Atmosphäre vorherrschende Extinktion berechnet und eine signifikante Korrelation mit dem Wasserdampfgehalt der Luftschichten festgestellt werden. Die Höhe der Grenzschicht konnte ebenfalls visualisiert werden. In gewissen Zeitperioden konnten wir auch mehrere, meist doppelte, Luftschichtungen sichtbar machen.

Der Erkenntnisgewinn durch die Anwendung des Vertikalscans konnte in dieser Arbeit, vor allem aus zeitlichen Gründen, nicht genauer untersucht werden. Die zusätzliche Information zur Eingrenzung partikulären LIDAR-Ratios aus dem Vertikalscan wurde deshalb von uns nicht genutzt. Folgende Beobachtung wurde jedoch gemacht: Je grösser der Zenitwinkel eines Scans war, desto grösser war die Fehleranfälligkeit in Bezug auf die Inversion, weil die Distanz des Laserstrahls innerhalb der signalabschwächenden Grenzschicht zunahm. Für die Berechnung der Grenzschichthöhe und die AOD verwendet wird deshalb immer nur das Signal vom kleinstmöglichen Aufnahmewinkel, die anderen Profile wurden nicht in diese Berechnungen einbezogen. Deshalb wäre es wohl am sinnvollsten gewesen, wenn wir für die von uns beobachteten Phänomene einen senkrechten Winkel verwendet hätten.

Beim horizontalen Scan haben wir aus Zeitgründen die LIDAR-Daten nicht mehr invertieren können. Die aufgestellte Forschungsfrage zur Lokalisierung von Aerosolquellen über der Stadt gegenüber dem See, ist sowieso sehr schwierig zu beantworten, weil der Laser nur um 180° und nicht um 360° geschwenkt wurde und dadurch nur ein sehr geringer Teil des Sees horizontal gescannt wurde.

Die Hauptberührungspunkte zu anderen Gruppen waren die Wetterlagen, die durch die Dynamikgruppe für uns bestimmt wurden und unsere Untersuchungen der Nächte, in welchen die Gasphasengruppe aussergewöhnlich starke Schwankungen der Ozonkonzentrationen bemerkt hatte. Mit unseren LIDAR-Daten konnten wir keine schlüssige Erklärung für die Gründe dieser Schwankungen liefern, wohl aber eines der vermuteten Szenarien ausschliessen.

Die Annahme, dass durch die eingestellten Scanwinkel Luftschichten, die sich senkrecht über dem Höngerberg und somit über dem Messwagen der Gasphasengruppe befinden, untersucht werden können, traf selten zu. Das Signal hat grösstenteils bereits nach einer Range von maximal 1.5 - 2 Kilometern ein sehr schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis und der Höngerberg liegt mit 4 Kilometer mehr als doppelt so weit ausserhalb dieser Distanz.

Als abschliessendes Fazit kann erwähnt werden, dass durch die Verwendung des LIDARs interessante Wetterphänomene beobachtet werden konnten und dies obwohl die eigentliche Hauptverwendung des LIDARs, die Beobachtung von Cirren-Wolken, in dieser Arbeit gänzlich ausgeklammert wurde. Natürlich steckt die konkrete Anwendung des LIDARs noch in den Kinderschuhen und muss noch intensiver untersucht werden. Die Resultate in dieser Arbeit haben jedoch gezeigt, dass der LIDAR das unbestrittene Potential besitzt, sich zu einem nützlichen Messinstrument in der Wetterbeobachtung zu entwickeln.

6. Authors Contribution

Verfasser	Kapitel
Fröb, Friederike	Zusammenfassung 3.3. Horizontaler Scan
Müller, Stephan	3.2. Grenzschichtoszillation 4. Schlussfolgerung
Neitzel, Paul	2.1. LIDAR 2.2. LIDAR-Gleichung 3.2. Grenzschichtoszillation
Rosser, Silvan	2.3. COSMO-Modell 3.1. Nebelauflösung
Weber, Luca	1. Einleitung 2.4. MATLAB

7. Literaturangabe

Kovalev, V., Eichinger, W. (2004). ELASTIC LIDAR. Theory, Practice, and Analysis Methods. New Jersey: John Wiley & Sons

MeteoSchweiz (2011). Das COSMO Modell. Zugriff am 12.05. 2011,
<http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/wetter/modelle/cosmo.html>

Wilks, D. (2006). Statistical methods in atmospheric sciences. 2nd edition. Amsterdam: Academic Press