Untersuchungen des troposphärischen Aerosols mit einem Rayleigh-Mie-Raman-Lidar im Rahmen des Lidarmeßnetzes

Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Rostock

Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock

vorgelegt von

Ronald Eixmann

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung **1**
1.1 Allgemeines 1
1.2 Zielstellung des AFS 3
1.3 Das Lidarnetz 3

2. Grundlagen **7**
2.1 Strahlungsübertragung in der Atmosphäre 7
2.2 Streuung und Absorption 8
2.2.1 Rayleigh-Streuung 8
2.2.2 Raman-Streuung 11
2.2.3 Partikel-Streuung 12
2.3 Aerosolpartikel in der Atmosphäre 14
2.4 Der GADS-Datensatz 16

3. Trajektorienanalyse **21**
3.1 Allgemeines 21
3.2 Trajektorienmodell des Deutschen Wetterdienstes 21
3.3 Clusteranalyse für Rückwärtstrajektorien 23

4. Das RMR-Lidar-System in Kühlungsborn **27**
4.1 Aufbau und Funktionsweise des RMR-Lidarsystems 27
4.1.1 Sendezweig 28
4.1.2 Empfangszweig 29
4.1.3 Messsoftware 33
4.2 Bestimmung von Extinktions- und Rückstreukoeffizienten 36
4.2.1 Der Klett-Algorithmus 36
4.2.2 Die Raman-Methode 40
4.3 Qualitätssicherung 42

5. Messungen und Ergebnisse **46**
5.1 Messübersicht 46
5.2 Vergleichsmessung der Lidarsysteme IAP - MIM 48
5.3 Klimatologie 50
5.4 Kaltfrontendurchgänge 61
5.4.1 Trajektorienanalyse nach Kaltfrontdurchgängen 62
5.4.2 Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach Kaltfrontdurchgängen 64
5.4.3 Wellenlängenabhängigkeit 68
5.5 Troposphärische Aerosolschicht nach einem Kaltfrontdurchgang im Januar 2000 beobachtet von einzelnen Stationen des Lidarmessnetzes 70
5.5.1 Synoptische Wettersituation und Trajektorienanalyse 70
5.5.2 Planetare Grenzschicht und freie Troposphäre ohne Aerosolschicht 72
5.5.3 Aerosolschicht in der freien Troposphäre 75
5.5.4 Vergleich verschiedener Trajektorienmodelle 78
5.5.5 Abschätzung der Partikeleigenschaften in der Aerosolschicht 81

5.6 Hochdruckwetterlagen 83
5.6.1 Jahreszyklus in Hochdruckwetterlagen 86
5.6.2 Trajektorienanalyse für Hochdruckwetterlagen 88

6. Zusammenfassung und Ausblick 91

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

A Messübersicht

B Übersicht Messungen Aerosolschichten

C Literatur

1. Einleitung

1.1. Allgemeines

In den letzten Jahrzehnten wurden die Erkenntnisse über den Aufbau der Atmosphäre ständig erweitert. Neben der Synoptik, der Strahlungsübertragung, der Luftchemie und der Dynamik sind es zunehmend die Aerosolpartikel, die die Aufmerksamkeit der Atmosphärenphysiker auf sich ziehen. Der Grund dafür liegt in der Eigenschaft der Aerosolpartikel, direkt, aber auch indirekt auf die Strahlungsprozesse in der Atmosphäre einzuwirken. Das gilt sowohl für die einfallende kurzwellige Strahlung als auch für die langwellige terrestrische Strahlung, welche zum größten Teil von der Erdatmosphäre wieder in den Weltraum abgegeben wird. Direkten Strahlungseinfluss besitzen Aerosolpartikel, indem sie als Streuer und Absorber in der Atmosphäre fungieren. Indirekt beeinflussen Aerosolpartikel aufgrund der vorhandenen Größenverteilung und Zusammensetzung die optischen, chemischen und physikalischen Eigenschaften von Wolken, deren Lebensdauer und besitzen damit ebenfalls Klimarelevanz. Vor dem Hintergrund, daß sowohl Luftverschmutzung, Ozonabbau in der Stratosphäre als auch anthropogen verursachte Ozonbildung in der unteren Troposphäre eine zunehmende Rolle spielen, ist die Untersuchung von Aerosolpartikeln unerlässlich. Eine immer genauere Erfassung des Aerosol-Ist-Zustandes der Atmosphäre bildet die Grundlage für eine verbesserte atmosphärische Modellierung.

Es ist hinlänglich bekannt, daß in vielen Gebieten der Atmosphärenphysik Aerosolpartikel eine dominante Rolle spielen. Trotzdem wird bei der Modellierung der Atmosphäre oftmals nur der Weg der Parametrisierung bezüglich der optischen Eigenschaften von Aerosolpartikeln genutzt. Grund sind die nicht oder nur fragmentarisch aus in-situ Messungen vorhandenen abgeleiteten Aerosolparameter. So nutzen globale Zirkulationsmodelle wie ECHAM[1]4 nur stark vereinfachte Aerosolverteilungen. Diese Aerosolverteilungen beruhen im wesentlichen auf den Abschätzungen von Aerosolpartikelmessungen, wie sie von Fenn und Shettle [*Shettle und Fenn,* 1976] mit einer globalen Verteilung dieser Aerosole auf der Grundlage von Empfehlungen des WCP 12 Reports (1980) [*Allner,* 2000] vorgenommen wurden. In Abbildung 1.1 sind als Beispiel der Modellierung auf der Grundlage der stark vereinfachten Aerosolverteilung die mittleren globalen optischen Dicke dargestellt. Signifikant ist das Maximum der optischen Dicke aufgrund mineralischer Aerosole über den Wüsten Nordafrikas. Weder die starken Aerosolkonzentrationen der großen Ballungsgebiete über Europa, Asien oder aber Nordamerika noch deren vertikale Auflösung kann wiedergegeben werden. Eine genauere Beschreibung der globalen Aerosolverteilung kann nur erreicht werden, wenn zusätzliche Informatio-

1. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Hamburger Version

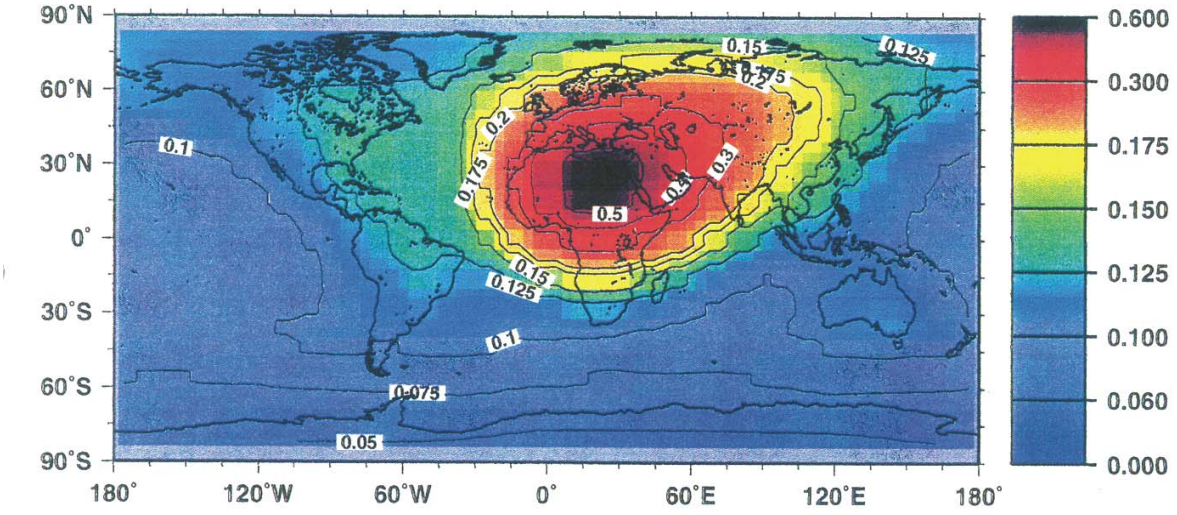

Abb. 1.1: Modellergebnisse des globalen Zirkulationsmodells ECHAM4 für globale optische Dicken auf der Grundlage der stark vereinfachten Aerosolverteilungen nach Shettle und Fenn (1976) und auf der Grundlage der Empfehlungen des WCP 12 Reports (1980) aus Allner [2000].

über deren zeitlicher und vertikaler Verteilung vorhanden sind Die Möglichkeit, eine bessere Charakterisierung der zeitlichen und vertikal starken Variabilität von Aerosolverteilung hinsichtlich vorherrschender Wetterlagen durchzuführen, wurde erstmals durch das sogenannte deutsche Lidar[1]netz [*Bösenberg et al.*,1998] geschaffen. Das Lidarnetz als Teilprojekt des Aerosolforschungsschwerpunktes (AFS) des Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMB+F) hat zum Ziel, Routinemessungen im Abstand von 3-4 Tagen durchzuführen, um genauere Aussagen über Größe und Variabilität atmosphärischer Aerosolparameter in Mitteleuropa zu ermöglichen. Dazu wurden Lidarsysteme an verschiedenen Standorten in Deutschland zu Monitoring-Zwecken eingesetzt. Es wurde mit Hilfe einer zweijährigen Messreihe eine Datenbasis erstellt, die Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten beinhaltet.

In der vorliegende Arbeit werden neben der Beschreibung des Messsystems und der notwendigen theoretische Grundlagen die Schwerpunkte Messungen am Lidarstandort Kühlungsborn, Sicherung der optischen Parameter und erste Auswertungen aus den erhaltenen Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten vorgenommen. Zusätzlich werden sogenannte Clusteranalysen für Rückwärtstrajektorien für die vorhandenen Messungen durchgeführt. Mit Hilfe des OPAC[2]-Softwarepaketes werden Abschätzungen über Größe, Größenverteilung und Zusammensetzung von Aerosolpartikel gegeben. Die vorliegende Arbeit dient aber auch dazu, neben dem bereits Erreichten Unbefriedigendes mit der Zielstellung herauszustellen, dass vorhandene Lidar-Messsystem in der Zukunft weiter zu verbessern.

1. Light Detection and Ranging
2. Optical Properties of Aerosol and Clouds

1.2. Zielstellung des Aerosolforschungsschwerpunktes (AFS)

Das allgemeine Forschungsziel des AFS[1] ist die Untersuchung und Charakterisierung des Aerosols hinsichtlich seiner Verteilung, Kreisläufe und seiner Auswirkungen auf das Klima. Es wird angestrebt, eine mögliche Änderung des Klimas und der Zusammensetzung des Aerosols in der Atmosphäre aufgrund der sich ändernden räumlich-zeitlicher Verteilung bzw. der sich ändernden physikalisch-chemischen Eigenschaften vorherzusagen.

Der AFS beinhaltet drei Leitthemen: 1. Die Ermittlung der räumlichen und zeitlichen Aktivität des atmosphärischen Aerosols. 2. Die Aufklärung relevanter Aerosol- und Wolkenprozesse und 3. die regionale und globale Wirkung von Aerosolen auf Klima, Strahlung und Chemie.

Das Teilprojekt Lidarnetz ist Punkt 1 zugeordnet und beinhaltet im Rahmen des Lidarnetzes das Ziel, die Verteilung und die Variabilität des atmosphärischen Aerosols zu bestimmen. Hierzu wurde das deutsche Aerosol-Lidar-Netzwerk 1998 als ein Gemeinschaftsprojekt von 6 Instituten aufgebaut, die vom BMB+F[2] im Rahmen des AFS gefördert wurden.

1.3. Das Lidarnetz

Folgende wissenschaftliche Einrichtungen nehmen am Projekt teil:

- Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik, Kühlungsborn (IAP)
- Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg (MPIM)
- Institut für Troposphärenforschung, Leipzig (IfT)
- Meteorologisches Institut der Ludwig-Maximilians-Universität, München (MIM)
- Frauenhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen (IFU)
- Institut für Mathematik der Universität Potsdam (IMP)

Die fünf erstgenannten Institute (Kühlungsborn, Hamburg, Leipzig, München und Garmisch-partenkirchen) sind Lidar-Messstandorte. Das Institut für Mathematik der Universität Potsdam ist an der Entwicklung eines Algorithmus beteiligt, der es ermöglicht, aus multispektralen Lidar-Messungen mikrophysikalische Eigenschaften von Aerosolen zu erhalten. Abbildung

1. Aerosolforschungsschwerpunkt
2. Bundesministerium für Bildung und Forschung

1.2 zeigt die geographische Lage der beteiligten Institute.

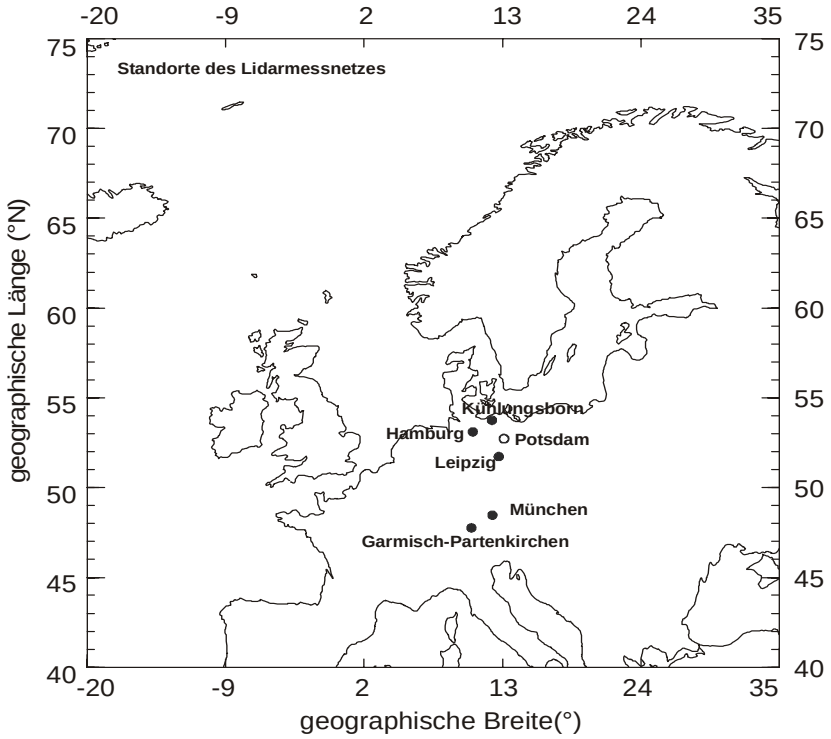

Abb. 1.2: Geographische Lage der Institute, die am Teilprojekt Lidarnetz beteiligt sind. Messstationen sind durch einen ausgefüllten Kreis dargestellt.

Das zentrale Ziel des deutschen Lidarnetzes ist der Aufbau einer umfassenden und statistisch signifikanten klimatologischen Datenbasis für die vertikale Aerosolverteilung und ihrer Variationen über Deutschland. Unterstützt wird das durch folgende Aspekte [*Bösenberg et al.*, 2001]:

- Der Einfluss von Aerosolpartikel auf das Klimasystem der Erde und somit auf das menschliche Leben ist sehr bedeutsam.
- Um eine Abschätzung für der Wichtigkeit des Transportes von Aerosolpartikeln zu geben, ist das Wissen über die vertikale Verteilung von Aerosolpartikel notwendig.
- Seriöse Daten der Vertikalverteilung von Aerosolen sind kaum vorhanden, selbst in Regionen wie z.B. Deutschland.
- Deutschland besitzt eine angemessene Umgebung für eine Charakterisierung von natürlichen und anthropogenen Aerosolen (größere Städte, Küsten- und Gebirgsgegenden, etc.).
- Um einen möglichen Zusammenhang zwischen Aerosolpartikeln und meteorologischen Parametern festzustellen, sind kontinuierliche Messungen an festen Standorten durchzuführen.
- Lidar-Messmethoden ermöglichen die Erstellung eines statistisch signifikanten Datensatzes für vertikale Aerosolverteilungen.

Zur Umsetzung des Aufbaus einer umfassenden und statistisch signifikanten klimatologischen Datenbasis wurden folgende Maßnahmen für die Arbeit im Lidarnetz beschlossen:

- Erarbeitung eines Messplanes für die Routinemessungen
- Schaffung kompatibler Beobachtungsinstrumente zur Durchführung regelmäßiger Messungen
- Durchführung einer Qualitätssicherung bezüglich der Messinstrumente als auch der verwendeten Rechenalgorithmen
- Aufbau einer Datenbank bezüglich Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten
- Entwicklung eines Rechenalgorithmus für die vom Lidar gemessenen Daten
- Voraussetzungen schaffen für ein späteres erweitertes europäisches Netzwerk

Schwerpunkt ist die Forderung nach Bereitstellung qualitativer Aerosoleigenschaften, im konkreten Fall die Verfügbarkeit von Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten als Funktion der Höhe. Dazu wurde bereits zu Beginn des Projektes in Abstimmung mit den anderen Teilnehmern des Lidarnetzes ein gemeinsames Format festgelegt. Alle beteiligten Institute legen ihre Daten in diesem Format auf einer allen Teilnehmern zugänglichen Datenbank ab, so dass der Datenaustausch innerhalb des Lidarnetzes gewährleistet ist.

Es ist natürlich verständlich, dass ein Lidarnetz mit nur 5 Stationen den gesamten Bereich der Troposphäre über Deutschland statistisch repräsentativ nicht mit vertikal hochaufgelösten Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten abdecken kann. Aber die am Lidarnetz teilnehmenden Majestätischen repräsentieren innerhalb Deutschlands sehr verschiedene Standorte mit orographisch sehr unterschiedlichen Bedingungen: maritim (Kühlungsborn und Hamburg), ländlich (Kühlungsborn und Garmisch-Partenkirchen), städtisch (Hamburg, Leipzig und München), anthropogen industriell (Leipzig) und alpin (Garmisch-Partenkirchen). Zudem gestattet es die Verteilung dieser Stationen, Luftmassentransporte innerhalb Deutschlands zu beobachten und zu messen.

Kühlungsborn liegt mit 54°07’N, 11°46’O im Nordosten der Bundesrepublik Deutschland in einem ländlichen Gebiet direkt an der Ostsee (Mecklenburger Bucht). Der Ort wird durch das maritime Klima der Ostsee geprägt. In näherer Umgebung sind keine urbanen Quellen vorhanden. Der Messstandort Kühlungsborn zeichnet sich durch die Möglichkeit troposphärischer Lidarmessungen ohne städtischen Einfluß aus. Die lokal begrenzt auftretende Land-Seewindzirkulation besitzt bei einsetzendem Seewind eine vertikale Ausdehnung von wenigen hundert Metern, bei einsetzendem Landwind nur eine vertikale Ausdehnung von wenigen Dekametern. Die messtechnische Erfassung der Land- Seewindzirkulation mit einem RMR-Lidarsystem ist nicht

möglich, da ein vollständiger Überlapp des Gesichtsfeldes der Teleskope mit dem rückgestreuten Laserstrahl erst in ca. 1 km Höhe vorhanden ist. Damit ist die vertikale Ausdehnung der Land- Seewindzirkulation für Lidarmessungen zu gering.

2. Grundlagen

2.1 Strahlungsübertragung in der Atmosphäre

Mathematisch erfasst und formuliert werden die Extinktions- und Emissionsprozesse der Atmosphäre, die auch als Quellen und Senken der elektromagnetischen Strahlung angesehen werden können, mir Hilfe der Strahlungstransportgleichung. Inhalt der Strahlungstransportgleichung ist die Änderung der spektralen Strahldichte $L_\lambda(r, \mu, \phi)$ im Raumpunkt r in Richtung μ, ϕ mit $\mu = \cos\vartheta$ (ϑ = Zenitwinkel, ϕ = Azimut), die durch Extinktions- und Emissionsvorgänge hervorgerufen wird. Der Index λ bezeichnet die spektralen Größen. Wird noch die optische Dicke δ, die proportional zum Extinktionskoeffizienten σ_λ ist, als vertikale Koordinate:

$$d\delta_\lambda = -\sigma_\lambda dz \tag{2.1}$$

eingeführt, lautet die monochromatische Strahlungsübertragungsgleichung für eine homogene planparallele Atmosphäre:

$$\mu \frac{dL_\lambda(\delta_\lambda;\mu, \phi)}{d\delta_\lambda} = L_\lambda(\delta_\lambda;\mu, \phi) - J_\lambda(\delta_\lambda;\mu, \phi) \tag{2.2}$$

mit dem Quellterm:

$$(J_\lambda(\delta_\lambda;\mu, \phi) = \frac{\tilde{\omega}_\lambda}{4\pi}\int_0^{2\pi}\int_{-1}^{1} P_\lambda(\delta_\lambda;\mu', \phi';\mu, \phi)L_\lambda(\delta_\lambda;\mu, \phi)d\mu' d\phi'$$

$$+ \frac{\tilde{\omega}_\lambda}{4\pi}(\pi F_{\lambda 0})P_\lambda(\delta_\lambda;\mu_0, \phi_0, \mu, \phi)e^{-\frac{\delta_\lambda}{\mu_0}} + (1 - \tilde{\omega}_\lambda)B_\lambda(T(\delta_\lambda)), \tag{2.3}$$

wobei folgende Parameter bedeuten:

$P_\lambda(\delta_\lambda;\mu', \phi';\mu, \phi) =$	auf den gesamten Raumwinkel normierte monochromatische Streufunktion für die Streuung aus Richtung (μ', ϕ') in die Beobachtungsrichtung (μ, ϕ)
$\mu_0 =$	$\cos\vartheta_0$, wobei ϑ_0 die Zenitdistanz der Sonne ist
$F_{\lambda 0} =$	monochromatische extraterrestrische Strahlungsflußdichte der Sonne
$B_\lambda(T(\delta_\lambda)) =$	Planckfunktion als Funktion der Temperatur $T(\delta_\lambda)$.

Die inhaltliche Aussage der Strahlungsübertragungsgleichung lautet: Die Strahldichte *L* eines

infinitesimalen Wellenlängenintervalls wird beim Durchlaufen eines Elementarvolumens verändert durch Extinktion, zusätzliche Strahlung in Richtung μ, ϕ, Mehrfachstreuung aus dem gesamten Raumwinkel, Einfachstreuung des direkten Sonnenlichtes aus Richtung μ_0, ϕ_0 in Richtung μ, ϕ und durch die Emission in Richtung μ, ϕ.

2.2. Streuung und Absorption

Wird monochromatisches Licht mit einem Laser in die Atmosphäre gesendet, so erfolgt Streuung und Absorbtion sowohl an Luftmolekülen als auch Aerosolpartikel. Detailierte Arbeiten zur korrekten Begriffsdefinition und die Zuordnung der beteiligten Steuprozesse finden sich bei *Young* (1981) und *She* (2001). Die bei *Young* (1981) verwendeten Bezeichnungen bilden die Grundlage in der vorliegenden Arbeit. Sie beinhaltet, dass sich Molekülstreuung aus “Rayleigh“- und Vibrations-Raman-Streuung zusammensetzt. Die “Rayleigh“-Streuung beinhaltet die Rotations-Raman-Linie und die zentrale Cabannes-Linie. Bei sehr hohem Druck setzt sich die Cabannes-Linie aus einer zentralen Gross-Linie und dem Brillouin-Dublett zusammen. Schematisch ist die Molekülstreuung nach *Young* (1981) in Abbildung 2.1 dargestellt.

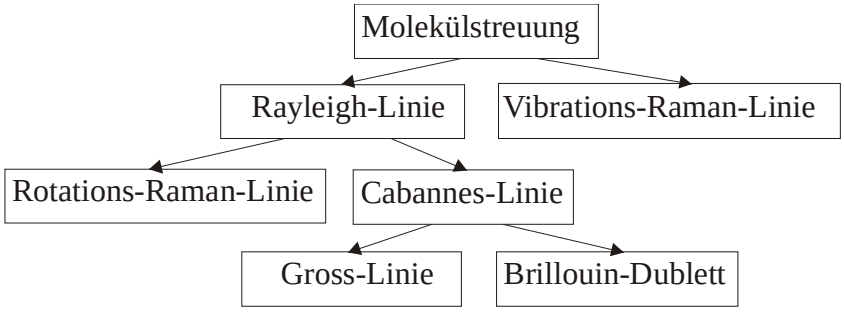

Abb. 2.1: Schematische Darstellung der Molekülstreuung nach Young (1981)

2.2.1 Rayleigh-Streuung

Ist das Streuzentrum sehr klein gegenüber der Wellenlänge ($r \leq 0,1\lambda$) und besteht nur aus einem Streuteilchen, dessen Ladungsträger durch die einfallende elektromagnetische Lichtwelle zu Dipolschwingungen angeregt werden, so wird das oftmals in der Literatur auch heute noch als “Rayleigh“-Streuung bezeichnet. Die streng genommen unpräzise Bezeichnung der “Rayleigh“-Streuung geht auf Arbeiten von Lord Rayleigh (1842-1919) zurück. Damals waren die Auswirkungen der inneren Energiezustände der Molelüle auf die Streuung des Lichtes noch nicht bekannt und es wurden die Cabannes-Linie (elastische) Streuung und die Rotations-Raman-Linien (inelastische Streuung) zusammengefasst. In der vorliegenden Arbeit wird unter “Rayleigh“-Streuung die Cabannes-Linie (Young, 1981**)** verstanden. Der Messbereich des RMR-Lidars für die “Rayleigh“-Streuung ist in Abbildung 2.2 verdeutlicht.

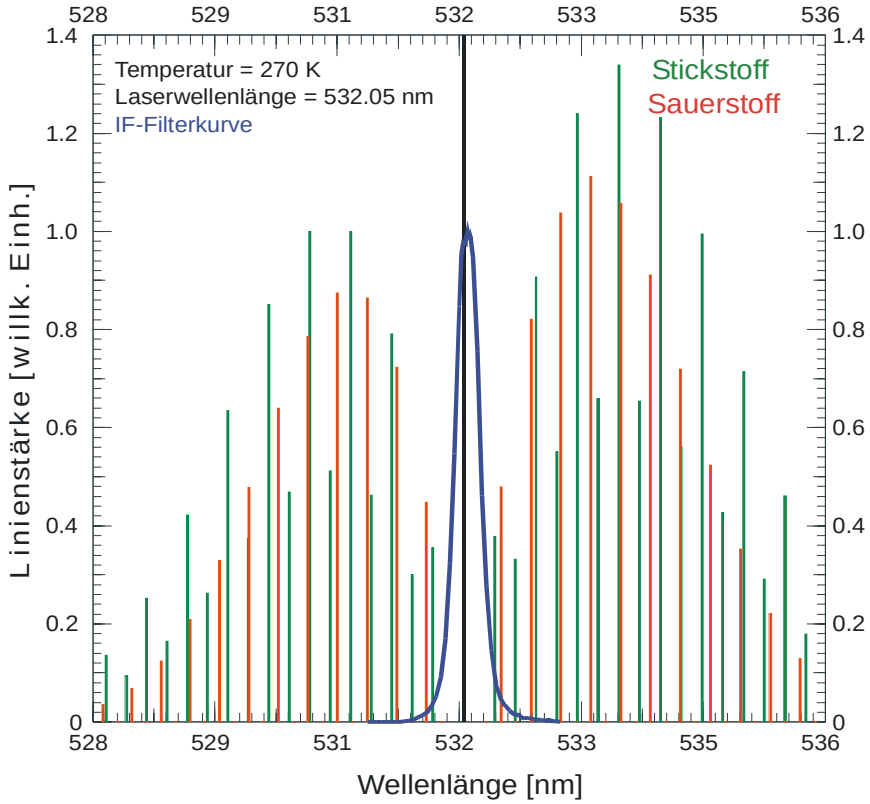

Abb. 2.2: Filterkurve für den Empfangszweig des RMR-Lidars (532 nm) und Rotations-Raman-Linien (Stokes und Antistokes-Linien) für Stickstoff (grün) und Sauerstoff (rot) dargestellt.

Aus Abbildung 2.2 ist die Bandbreite des Interferenzfilters um 532 nm zu entnehmen. Der Interferenzfilter hat die Aufgabe, den Detektor vor unerwünschtem Himmelshintergrundleuchten abzuschirmen. Die blaue Linie innerhalb der Filterkurve bei einer Wellenlänge von 532.05 nm entspricht der Cabanneslinie. Die Linienstärke der Cabannes-Linie besitzt den Faktor 100 bezogen auf die normierte maximale Linienstärke 1.0 des Interferenzfilters (willkürliche Einheiten) Die angrenzenden roten und grünen Linien entsprechen den Rotations-Raman-Linien von Stickstoff und Sauerstoff. Für die Stokes- und Antistokes-Linien der Rotations-Raman-Streuung ist die Linienstärke um den Faktor 10^2 bis $2x10^2$ geringer. Die Linienstärken der Rotations-Raman-Linien, die sich im Grenzbereich der Durchlasskurve des Filters befinden, werden zusätzlich noch einmal um den Faktor 0.1 bis 0.05 abgeschwächt. Die Stärke der Rotations-Raman-Linien ist um den Faktor 10^4 bis 10^5 geringer als die Linienstärke der Cabannes-Linie. Das liegt im Bereich der Messungenauigkeit und braucht somit für die “Rayleigh“-Streuung in der vorliegenden Arbeit nicht berücksichtigt zu werden.

Der Rayleigh-Wirkungsquerschnitt (in $m^2 sr^{-1}$) ist gegeben durch [*Elterman*, 1968]:

$$\sigma_{ray,\,180°(\lambda)} = \frac{d\sigma_{ray}(\lambda, \theta(180°))}{d\Omega} = \frac{\pi^2 (n_s^2 - 1)^2}{N^2 \lambda^4} \left(\frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta} \right) \tag{2.4}$$

wobei

θ: Streuwinkel für $180°$

n_s: Brechungsindex (für Bedingungen der Standardatmosphäre)

N: Anzahldichte der Moleküle pro $1/m^3$ unter Standardbedingungen (1013 hPa, 15°C)

λ: Wellenlänge des einfallenden Lichtes in m

δ: Depolarisationsfaktor, δ=0.035 für Luft ist.

Der Brechungsindex von Luft ist schwach wellenlängenabhängig (*Edlen, 1953*) und ist gegeben durch:

$$n_s = 1 + \left(6432{,}8 + \frac{2949810}{146 - \lambda^{-2}} + \frac{25540}{41 - \lambda^{-2}} \right) 10^{-8} . \tag{2.5}$$

Zu beachten ist, dass hier λ in μm vorgegeben werden muß. Die Winkelabhängigkeit der Rayleigh-Streuung erhält man aus der Phasenfunktion

$$P(\theta) = \frac{3}{16} (1 + (\cos\theta)^2) . \tag{2.6}$$

Über alle Raumwinkel integriert erhält man den gesamten Streuwirkungsquerschnitt zu

$$\sigma_{ray}(\lambda) = \frac{3\pi}{8} \sigma_{ray,\,180°}(\lambda) . \tag{2.7}$$

Die Extinktion aufgrund der Rayleigh-Streuung ergibt sich folgend aus dem Produkt von Streuquerschnitt σ und der Anzahl der Streuer $N(z)$ je m^3:

$$\alpha_{ray}(\lambda, z) = \sigma_{ray}(\lambda) N(z) . \tag{2.8}$$

Ebenfalls ergibt sich für die Rückstreuung:

$$\beta_{ray}(\lambda, z) = \sigma_{ray,\,180°}(\lambda) N(z) . \tag{2.9}$$

Da im Rahmen dieser Arbeit keine Messungen im Bereich sehr schmaler Absorptionsbanden durchgeführt wurden (z.B. Wasserdampf), spielt die spektrale Verbreiterung des an den Molekülen rückgestreuten Lichtes keine Rolle. Somit sind die Dopplerverbreiterung (dominant in der oberen Atmosphäre) und die Stoßverbreiterung (dominant in der unteren Atmosphäre) nicht zu berücksichtigen.

2.2.2 Raman-Streuung

Unter Raman-Streuung versteht man die inelastische Streuung von Photonen an Molekülen. Treffen Photonen in der Atmosphäre auf Moleküle, so kann ein Teil der Photonenenergie in Vibrations-, Rotations-, oder aber elektronische Energie umgewandelt werden. Das auf diese Weise gestreute Licht ist somit zu kürzeren als auch längeren Wellenlängen hin verschoben. Da es aber nur möglich ist, diskrete Eigenschwingungs- und Eigenrotationszustände im Molekül anzunehmen, wird resultierend ein spezifisches Linienspektrum für das gestreute Licht erzeugt. Die zur Anregung einer Vibration notwendige Energie ist weitaus größer als die zur Rotation. Das führt dazu, dass die Vibrationslinien im Rückstreuspektrum stärker als die Rotationslinien separiert sind. Die Wellenlängenverschiebung ist charakteristisch für jedes Molekül, an dem die Raman-Streuung stattgefunden hat. Diese ist um den Faktor 10^3 kleiner verglichen mit der elastischen Rayleigh-Streuung.

Der Raman-Rückstreuquerschnitt ist gegeben durch [*Inaba*, 1976]:

$$\frac{d\sigma_{Ram}(\dot{\nu}, \theta(180°))}{d\Omega} = \frac{(2\pi)^4 b^2 (\dot{\nu}_0 - \dot{\nu})^4}{\left(1 - \exp\left(\frac{-hc\dot{\nu}}{k_B T}\right)\right)} g\left(\hat{i}^2 + \frac{7}{45}\hat{a}^2\right) \tag{2.10}$$

mit

$$b^2 = \frac{h}{8\pi c\dot{\nu}}. \tag{2.11}$$

Dabei ist $\dot{\nu}_0$: Wellenzahl des eingestreuten Photons, $\dot{\nu}$: Wellenzahl der Vibrationsverschiebung, g: Entartungsgrad des Vibrationsniveau, $\hat{i}^2$: isotroper Anteil des Polarisierungstensors des Moleküls, $\hat{a}^2$: anisotroper Anteil des Polarisierungstensors des Moleküls, T: Temperatur, k_B: Boltzmannkonstante, h: Planckssches Wirkungsquantum, c: Lichtgeschwindigkeit. Da der Ausdruck $1 - \exp(-hc\dot{\nu}/k_B T) \approx 1$ im Nenner, braucht eine Höhenabhängigkeit nicht berücksichtigt zu werden. Als Resultat ergibt sich eine λ^{-4}-Abhängigkeit des Rückstreuquerschnittes. Da die Raman-Streuung nur unwesentlich aufgrund des sehr kleinen Wirkungsquerschnittes zur Extinktion beiträgt, wird hier nur die Rückwärtsstreuung betrachtet.

2.2.2 Partikel-Streuung

Die Streuung an Aerosolpartikeln ist zeitlich und auch räumlich sehr variabel. Zusätzlich besitzen Aerosolpartikel unterschiedliche Zusammensetzungen. Für Aerosole gilt somit:

$$\sigma_{a,\,a,\,\lambda} = \sum_{i=1}^{N_b} n_i b_{a,\,a,\,i,\,\lambda} \text{ und} \tag{2.12}$$

$$\sigma_{s,\,a,\,\lambda} = \sum_{i=1}^{N_b} n_i b_{s,\,a,\,i,\,\lambda}. \tag{2.13}$$

Dabei ist n_i die Anzahlkonzentration einer vorgegebenen Größenverteilung (cm^{-3}), N_b ist die Anzahl der Verteilungen, $b_{a,\,a,\,i,\,\lambda}$ ist der effektive Wirkungsquerschnitt für Absorption und $b_{s,\,a,\,i,\,\lambda}$ ist der effektive Wirkungsquerschnitt für Streuung jeweils für einzelne Aerosole. Gleichung *(2.12)* und *(2.13)* gelten identisch für Wolkentröpfchen. Für sphärische Aerosolpartikel ist dann der Wirkungsquerschnitt für Absorption und Rückstreuung gegeben durch:

$$\sigma_{a,\,i,\,\lambda} = \pi r_i^2 Q_{a,\,i,\,\lambda} \text{ und } \sigma_{s,\,i,\,\lambda} = \pi r_i^2 Q_{s,\,i,\,\lambda}\ . \tag{2.14}$$

πr_i^2 ist die tatsächliche Querschnittsfläche und $Q_{a,\,i,\,\lambda}$ (einheitslos) ist die einzelne Partikel-Absorptionseffizienz und $Q_{s,\,i,\,\lambda}$ die einzelne Partikel Streueffizienz. Absorptions- und Streueffizienz sind Funktionen des komplexen Brechungsindex m_λ und einem Größenparameter $x_{i,\,\lambda}$, der gegeben ist durch:

$$x_{i,\,\lambda} = (2\pi r_i)/\lambda. \tag{2.15}$$

Während der Brechungsindex abhängig von Wellenlänge und Partikelzusammensetzung ist, wird der eingeführte Größenparameter von Wellenlänge und Partikelgröße variiert. Für Wolkentröpfchen gelten die gleichen Zusammenhänge. Für Partikel in einer Größenordnung zwischen 0.1 μm und 10 μm Durchmesser, welche auch der Wellenlänge des Lichtes entspricht, kann die Mietheorie (Miestreuung) genutzt werden. Diese gilt für sphärische Teilchen und wurden von Mie bereits 1908 als Lösungen der Maxwell-Gleichungen vorgegeben. (*von de Hulst, 1957, Kerker 1969*). Die Streueffizienz ist innerhalb dieses Größenbereiches gegeben durch:

$$Q_{s,\,i,\,\lambda} = \frac{2}{x_i \lambda} \sum_{k=1}^{\infty} (2k+1)(|a_k|^2 + |b_k|^2) \tag{2.16}$$

$|a_k|$ und $|b_k|$ sind komplex und enthalten die Bessel- und Neumann-Funktionen, sowie den komplexen Brechungsindex *m* des streuenden Teilchens. Die Partikelabsorptionseffizienz eines Partikels ist gegeben durch $Q_{a,\,i,\,\lambda} = Q_{e,\,i,\,\lambda} - Q_{s,\,i,\,\lambda}$, wobei:

$$Q_{e,\,i,\,\lambda} = \frac{2}{x_i \lambda} \sum_{k=1}^{\infty} (2k+1) Re(a_k + b_k) \text{ ist.} \tag{2.17}$$

Die Winkelabhängigkeit wird durch die Intensitätsfunktionen i_{par} und i_{sen} vorgegeben, die in den Polarisationsebenen parallel und senkrecht zum einfallenden Strahl als Lösung der dreidimensionalen Wellengleichung gegeben sind:

$$i_{sen} = \left|S_1(\theta)\right|^2 \text{ und } i_{par} = \left|S_1(\theta)\right|^2. \tag{2.18}$$

Diese enthalten wiederum die Koeffizienten a_k und b_k, als auch Legendrepolynome:

$$S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{2k+1}{k(k+1)} (a_k \pi(\cos\theta) + b_k \tau_k(\cos\theta)) \right), \tag{2.19}$$

$$S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{2k+1}{k(k+1)} (a_k \tau(\cos\theta) + b_k \pi_k(\cos\theta)) \right), \tag{2.20}$$

mit:

$$\pi_k(\cos\theta) = \frac{1}{\sin\theta} P_k^1(\cos\theta), \tag{2.21}$$

$$\tau_k(\cos\theta) = \frac{d}{d\theta} P_k^1(\cos\theta), \tag{2.22}$$

P_k^1 ist ein Legendrepolynom. Die gesamte Phasenfunktion lautet dann:

$$P(m, x, \theta) = \frac{\lambda^2 (i_{par} + i_{sen})}{2\pi^2}. \tag{2.23}$$

Als Lösung gibt es ein ausgeprägtes Maximum in Vorwärtsrichtung. Das ist um so stärker ausgeprägt, je größer die vorhandenen Teilchen sind. Ebenfalls gibt es ein weiteres (aber schwächer ausgeprägtes) Maximum in Rückwärtsrichtung. Die Absorption der Aerosolpartikel ergibt sich aus der Differenz von Extinktion und Streuung:

$$\alpha_a = a_e - \alpha_s. \tag{2.24}$$

Das Verhältnis von Gesamtextinktion α_{aer} zu Gesamtrückstreuung β_{aer} bezeichnet man als:

$$S = \frac{\alpha_{aer}}{\beta_{aer}}, \tag{2.25}$$

Hier bedeutet $\alpha_{aer} = \alpha_a + \alpha_e + \alpha_s$ die Gesamtextinktion, welche sich aus Streuung und Absorption aller in der Atmosphäre vorkommenden Komponenten zusammensetzt. Die Albedo der Einfachstreuung ist gegeben durch Gleichung 2.26. Sie ist ein Maß für den Anteil des reflektieren Lichtes bezüglich einer Wellenlänge.

$$\omega = \frac{\alpha_s(\lambda)}{\alpha_s(\lambda) + \alpha_a(\lambda)} = \frac{\alpha_s(\lambda)}{\alpha_e(\lambda)}. \tag{2.26}$$

2.3 Aerosolpartikel in der Atmosphäre

Auf die Wichtigkeit der Aerosolpartikel in Bezug auf ein besseres Verständnis der mikrophysikalischen und optischer Zusammenhänge in der Atmosphäre wurde bereits zu Beginn dieser Arbeit hingewiesen. Man bezeichnet als Aerosolpartikel kleinste flüssige bzw. feste Partikel in der Atmosphäre, die eine Größenordnung von 0.001 μm bis 100 μm aufweisen und zu 99 Prozent in der Troposphäre vorkommen und als Spurenstoffe anzusehen sind. Im wesentlichen werden zwei Entstehungsprozesse unterschieden. Ein wichtiger Bildungsprozess ist die „bulk-to-particle conversion“ (BPC). Bei diesem Prozess entsteht durch die Verwitterung von terrogenem Material grobdisperses Aerosol. Die Partikelgröße ist typischerweise oberhalb von 0.1 μm. Ein anderer wichtiger Bildungsprozeß ist die Nukleation aus der Gasphase diese wird nur zum Teil durch die „gas-to-particle conversion“ (GPC) erzeugt. Sie beinhaltet die durch Anlagerungsprozesse von organischen und anorganischen entstandenen Aerosolpartikel. Die GPC stellt ein wichtiges Bindeglied zwischen Aerosolpartikeln und den Spurenkreisläufen dar. Die Größe dieser Partikel liegt im Allgemeinen unterhalb von 0.1 μm. Die Wachstumsprozesse werden durch drei Prozesse charakterisiert: Koagulation, Kondensation und Feuchtewachstum. Während bei der Koagulation Partikel aufeinander treffen, führt die Kondensation von Spurenstoffen auf bereits bestehenden Partikel ebenfalls zum Wachstum der Aerosolpartikel. Ein Anwachsen des Partikelradius erfolgt auch durch Feuchtewachstum, d.h. durch das Aufquellen der Aerosolpartikel bei zunehmender Luftfeuchtigkeit.

Bei den Senkenprozessen werden Sedimentation und Deposition unterschieden. Bei der Sedimentation von Aerosolpartikeln erfolgt eine Ablagerung der Teilchen aufgrund ihres großen Eigengewichtes. Bei der Deposition wird nach nasser und trockener Deposition unterschieden. Bei der nassen Deposition dienen die Aerosolpartikel als Kondensationskerne (betrifft z. B. Aitkenteilchen, $r < 0{,}1\ nm$) oder aber es findet eine trockene Anlagerung durch Brownsche Diffusion statt.

Man unterschiedet im wesentlichen drei Beschreibungen von Aerosol-Verteilungen, die Junge-Verteilung, die Gamma-Verteilung und die log-Normal-Verteilung. Ersteres ist aus den Anfängen der Aerosolforschung. Denn bereits 1952 war es Junge, der es als notwendig erachtete, eine logarithmische Skalierung für die Illustration der Größenverteilung von Aerosolen vorzuneh-

men. Er schlug für Aerosolpartikel mit einem Radius größer als $r = 0{,}1\,\mu m$ folgende Näherung vor:

$$\frac{dN}{d\log(r)} = \ln(10) n(r_0) r_0 \left(\frac{r_0}{r}\right)^{\alpha - 1}. \tag{2.27}$$

In Gleichung (2.4.) ist $n(r_0)$ die Anzahldichte der Aerosolpartikel mit dem Radius r_0, N ist die Zahl der Partikel cm^{-3} größer als *r* und r_0 ist frei wählbar, α variiert zwischen 3 und 5. Der Vorteil dieser Näherung liegt in der einfachen Beschreibung der Größenverteilung bei "Nurwissen" von $n(r_0)$ und α *[Almeida et al., 1991]*.

Die sogenannte modifizierte Gamma-Verteilung wird oftmals für Größenverteilungen in Wolken vorgeschlagen. In ihrer allgemeinen Form lautet sie:

$$\frac{dN}{dr} = a r^{\alpha} \exp(-b r^{\gamma}) \qquad \text{für } 0 \le r \le \infty. \tag{2.28}$$

Sie beinhaltet mehrere Größenverteilungen mit fest vorgegebenen Konstanten *a*, α, *b* und γ, die untereinander abhängig sind. Für $\gamma = 1$ erhält man die eigentliche Gammafunktion. Vorteil dieser Form der Größenverteilung ist die freie Wählbarkeit der Konstanten für verschiedenartig vorhandene Verteilungen von Wolkentröpfchen oder aber Dunst. Der große Nachteil dieser Form ist die empirische Vorgabe der Konstanten, die oftmals nicht gerechtfertigt ist. Für die Beschreibung der Größenverteilungen von Aerosolpartikeln, die oftmals aus mehreren Moden (Index *i*) zusammengesetzt sind, wird in den meisten Fällen die log-Normalverteilung genutzt.

$$\frac{dN_i(r)}{d(\log r)} = \frac{N_i}{\sqrt{2\pi}\log(\sigma_i)} \exp\left(-\frac{\left(\log\frac{r}{r_{M_i}}\right)^2}{2(\log\sigma_i)}\right) \tag{2.29}$$

Dabei ist r_{M_i} der mittlere Radius der *i*-ten Größenverteilung und $\log\sigma_i$ ist die Standardabweichung bezüglich *log r.* Für eine Mischung von Partikeln verschiedener Herkunft ist die resultierende Größenverteilung $(dN)/(d\log r)$ eine Zusammenstellung aller einzelnen Quellen:

$$\frac{dN(r)}{d(\log r)} = \Sigma_i \frac{dN_i(r)}{d(\log r)} \tag{2.30}$$

Die Summe der einzelnen Größenverteilungen Σ_i beinhaltet die Aufsummierung der mittleren Radien von $r_{M_{Min}}$ bis $r_{M_{Max}}$. Anders ausgedrückt, ausgehend von den einzelnen Aerosolgrö-

ßenverteilungen können Aussagen getroffen werden bezüglich der Quellen und der dazugehörigen Verteilungseigenschaften r_{M_i}, σ und N_i. Im Gegensatz zur Junge- und modifizierten Gamma-Verteilung liegen die Vorzüge der log-Normalverteilung in der Vielfalt der möglichen Komponenten der Aerosolpartikel. So kann für jede Komponente der modale Radius r_M, die Standardabweichung σ als auch der vorgegebene Brechungsindex angegeben werden. Daher ist die log-Normalverteilung sehr gut zur Charakterisierung von Aerosolpartikeln in ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität geeignet.

2.4 Der GADS[1]-Datensatz

Es existieren viele Messungen als auch Modellergebnisse, bei denen eine Bestimmung der Eigenschaften von Aerosolpartikel und Tröpfchengrößen bzw. Eiskristalle in Wolken durchgeführt wurden. Um diese auch für große Klimamodelle nutzbar zu machen, wurde der globale Datensatz GADS erstellt. Er beruht auf bereits in den vergangenen Jahren durchgeführte Arbeiten [*Shettle et al.*, 1979], [*Deepak et al.*, 1983], [*d'Almeida et al.*, 1991]. In Verbindung mit GADS wurde eine Auswerteroutine OPAC[2] [*Hess et al.*, 1998] entwickelt, die es erlaubt, neben den optischen Eigenschaften von Wassertropfen und Eiskristallen auch die von Aerosolpartikeln zu bestimmen. Im OPAC-Softwarepaket werden die gleichen Aerosolkomponenten wie auch in GADS genutzt. Die verwendeten Komponenten wurden an durchschnittliche Bedingungen angepasst, damit sind Größenverteilung und Refraktions-Indizes nicht notwendiger Weise für die wirklichen Bedingungen gegeben. In OPAC sind verschiedenartige Aerosolpartikel in 10 Komponenten eingeteilt, die für die Atmosphäre repräsentativ sind (Tabelle 2.1).

Komponente	Datei-name	σ	r_{modN} $[\mu m]$	r_{modV} $[\mu m]$	r_{min} $[\mu m]$	r_{max} $[\mu m]$	ρ $\left[\frac{g}{cm^3}\right]$	M^* $\left[\frac{\mu g m^{-3}}{cm^{-3}}\right]$
unlöslich	INSO	2.51	0.471	6.0	0.005	20.0	2.0	2.37E1
wasserlöslich	WASO	2.24	0.021	0.15	0.005	20.0	1.8	1.34E-3
Ruß	SOOT	2.0	0.012	0.05	0.005	20.0	1.0	5.99E-5
Seesalz (Akkumulations-Modus)	SSAM	2.03	0.209	0.94	0.005	20	2.2	8.02E-1

1. Global Aerosol Data Set
2. Optical Properties of Aerosol and Clouds

Komponente	Datei-name	σ	r_{modN} $[\mu m]$	r_{modV} $[\mu m]$	r_{min} $[\mu m]$	r_{max} $[\mu m]$	ρ $\left[\frac{g}{cm^3}\right]$	M^* $\left[\frac{\mu g m^{-3}}{cm^{-3}}\right]$
Seesalz (grobkörniger Modus)	SSCM	2.03	1.75	7.90	0.005	60.0	2.2	2.24E2
Mineral (Nukleations-Modus)	MINM	1.95	0.07	0.27	0.005	20.0	2.6	2.78E-2
Mineral (Akkumulations-Modus)	MIAM	2.00	0.39	1.60	0.005	20.0	2.6	5.53E0
Mineral (grobkörniger Modus)	MICM	2.15	1.90	11.00	0.005	60.0	2.6	3.24E2
Mineral (transportiert)	MITR	2.20	0.50	3.0	0.02	5.0	2.6	1.59E1
Sulfattröpfchen	SUSO	2.03	0.069	0.31	0.005	20.0	1.7	2.28E-2

Tab. 2.1: Mikrophysikalische Eigenschaften der Aerosolkomponenten im trockenen Zustand aus OPAC. σ, r_{modN}, r_{modV}, r_{min} *und* r_{max} *sind die Parameter der log-Normalverteilung. Der Term* ρ *beschreibt die Dichte.* M^* *ist die Aerosolmasse pro* m^3 *Luft, integriert über die Größenverteilung bis zu einem oberen Radius von 7.5* μm *und normalisiert bezogen auf ein Partikel pro* cm^3 *Luft.*

Die Komponenten werden charakterisiert durch deren Größenverteilung und ihren Brechungsindex in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Die festgelegten Komponenten resultieren aus den Quellen, der Gestalt und den Senkprozessen der Aerosolpartikel und kommen als Verbindung verschiedenster Substanzen innerhalb der Atmosphäre vor, als Cluster oder aber direkt als Mischung. Die Aerosolkomponenten sind unterteilt in wasserlösliche und wasserunlösliche, Ruß, Seesalz und Mineralien. Seesalzepartikel werden in zwei, Mineralien in vier Klassen eingeteilt. Die Strahlungseigenschaften der Komponenten werden für die Wellenlängen zwischen 0.3 und 40 μm mit Hilfe der Mie-Theorie berechnet. Zusätzlich erfolgt eine Selektierung für 8 verschiedene Werte der Luftfeuchtigkeit. Für jede dieser 80 resultierenden Unterteilungen ist ein Raster von 61 Wellenlängen vorgegeben. Somit ist eine Bestimmung von Extinktionskoeffizient σ_e, Streukoeffizient σ_s und Absorptionskoeffizient σ_a, Phasenfunktion $P(\theta)$, Albedo der Einfachstreuung ω und die optische Dicke τ möglich. Im Softwarepaket OPAC wird auch die Möglichkeit berücksichtigt, bis zu 4 Komponenten als externe Mischungen zu einem neuen Aerosoltyp zusammenzufassen. Externe Mischung bedeutet, dass innerhalb der Aerosoltypen keine chemischen und physikalischen Wechselwirkungen stattfinden. Die so zusammengefassten Aerosoltypen werden wie folgt beschrieben: “kontinental sauber“, “kontinental durchschnittlich“, “kontinental verschmutzt“, “städtisch“, “Wüste“,

“maritim sauber“, “maritim verschmutzt“, “maritim tropisch“, “Arktis“ und “Antarktis“.

Aerosolkomponenten und Aerosoltypen aus OPAC wurden für eine erste Abschätzung der optischen und mikrophysikalischen Eigenschaften von Aerosolpartikeln in der vorliegenden Arbeit verwendet. In den Abbildungen 2.1 bis 2.3 sind Extinktionskoeffizient, Rückstreukoeffizient und Lidarverhältnis für 0 und 99% relativer Luftfeuchtigkeit für “maritim sauberes“ und „kontinental verschmutztes“ Aerosol dargestellt.

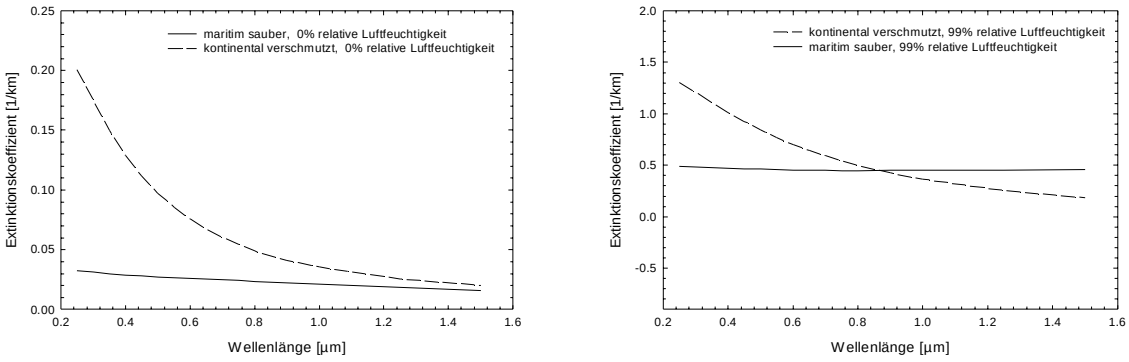

Abb. 2.3: Extinktionskoeffizienten für die Aerosoltypen “maritim sauber“ und “kontinental verschmutzt“ für 0% relativer Luftfeuchtigkeit (links) und 99% relativer Luftfeuchtigkeit (rechts) aus OPAC.

Der Aerosoltyp “maritim sauber“ besteht aus den Aerosolkomponenten “wasserlöslich“, “Seesalz: Akkumulations-Modus“ und “Seesalz: grobkörniger Modus“. Der Aerosoltyp “kontinental verschmutzt“ ist aus den Komponenten “wasserlöslich“, “unlöslich“ und “Ruß“ zusammengesetzt, wobei der Rußanteil für diesen Aerosoltyp dominiert. Auffallend für “kontinental verschmutzte“ Aerosolpartikel ist die starke Wellenlängenabhängigkeit des Extinktionskoeffizienten unabhängig von der vorhandenen Luftfeuchtigkeit. Für den Aerosoltyp “maritim sauber“ existiert dagegen kaum eine Wellenlängenabhängigkeit. Ein Anstieg der relativen Luftfeuchtigkeit von 0 auf 99% hat eine Zunahme des Extinktionskoeffizienten auf den 10-fachen Wert aufgrund starker Feuchtequellung für beide Aerosoltypen zur Folge. Die in Abbildung 2.2 gezeigten Rückstreukoeffizienten der Aerosoltypen “maritim sauber“ und “kontinental verschmutzt“ zeigen ebenfalls eine Wellenlängenabhängigkeit. Die Wellenlängenabhängigkeit für den Aerosoltyp “kontinental verschmutzt“ ist besonders signifikant. Eine Gesamtzunahme des Rückstreukoeffizienten bei Zunahme der relativen Luftfeuchtigkeit von 0% auf 99% erfolgt aufgrund des Feuchtewachstums der Aerosolpartikel.

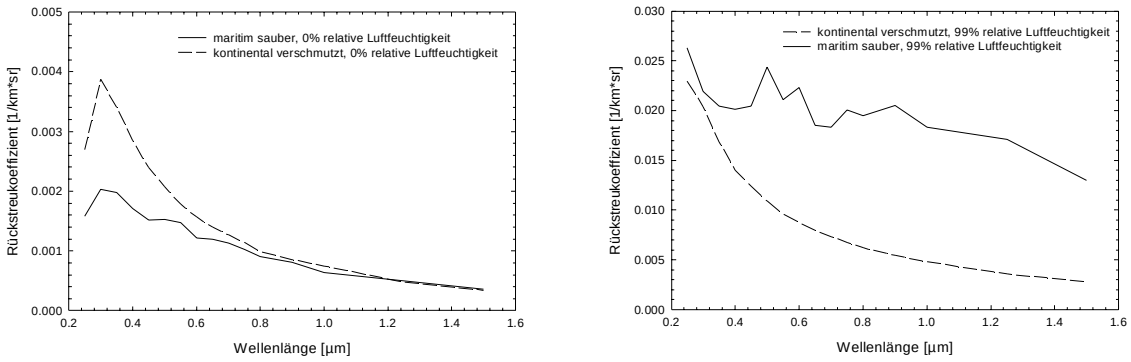

Abb. 2.4: Rückstreukoeffizienten für die Aerosoltypen "maritim sauber" und "kontinental verschmutzt" für 0% relativer Luftfeuchtigkeit (links) und 99% relativer Luftfeuchtigkeit (rechts) aus OPAC.

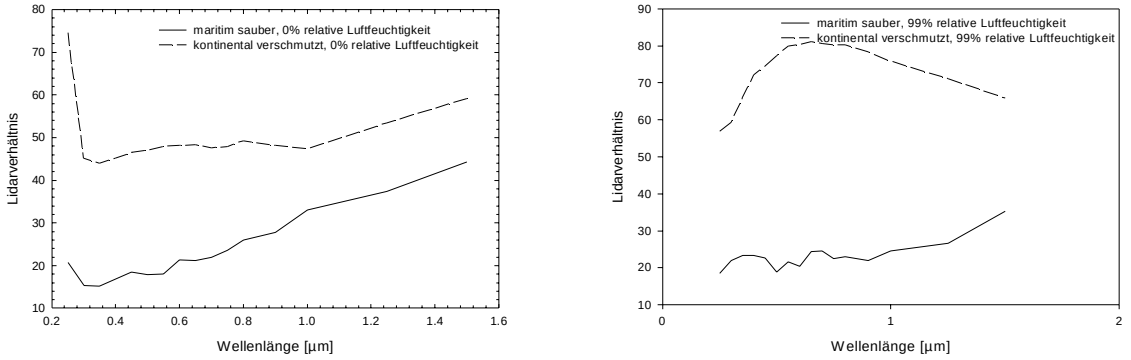

Abb. 2.5: Lidarverhältnisse für die Aerosoltypen "maritim sauber" und "kontinental verschmutzt" für 0% relativer Luftfeuchtigkeit (links) und 99% relativer Luftfeuchtigkeit (rechts) aus OPAC.

Ein Vergleich der Lidarverhältnisse von beiden Aerosoltypen zeigt, dass das Lidarverhältnis ab 0.3 μm zu größeren Wellenlängen hin für 0% relativer Luftfeuchtigkeit stark ansteigt. Für den Aerosoltyp "kontinental verschmutzt" existiert ab 0.6 μm für größer werdende Wellenlängen eine Verringerung des Lidarverhältnisses, dagegen bleibt das Lidarverhältnis für den Aerosoltyp "maritim sauber" zwischen 0.2 und 1.6 μm nahezu konstant. Die Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolpartikel ist um so größer, je kleiner und trockener Partikel in der Atmosphäre vorkommen. Somit resultiert die spektrale Variabilität der optischen Eigenschaften der Aerosolpartikel neben der vorherrschenden Luftfeuchtigkeit aus der Zusammensetzung und der Größe der Aerosolpartikel. Die Nutzung des GADS-Datensatz zeigt für das Beispiel der optischen Dicke in der Atmosphäre im globalen Zirkulationsmodell ECHAM4 eine signifikante globale Verteilung (Abbildung 2.4).

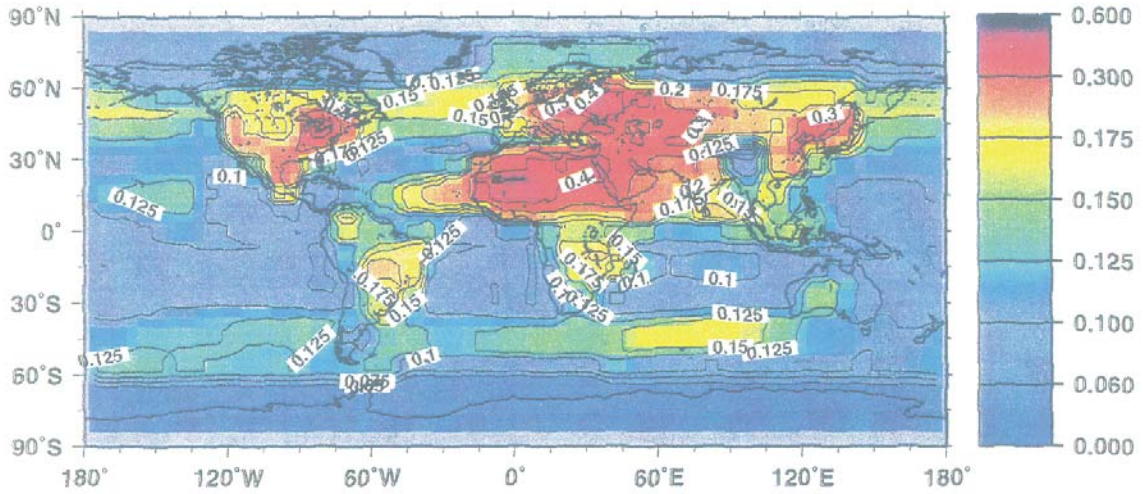

Abb. 2.6: Modellergebnisse des globalen Zirkulationsmodell ECHAM4 für die optische Dicke auf der Grundlage des GADS-Datensatzes aus (Allner, 2000).

Die optische Dicke ist nicht nur im Bereich der afrikanischen Wüsten sehr groß (Abb. 2.1), sondern ebenfalls über Zentraleuropa, über dem stark industrialisierten Osten der USA und über weiten Teilen von West- und Ostasien.

3. Trajektorienanalyse

3.1. Allgemeines

Als Trajektorie wird der Weg eines diskreten Luftpaketes in einer endlichen Zeit bezeichnet. Dabei wird die Masse des Luftpaketes als Massenpunkt angesehen. Trajektorien verfolgen die Bewegung eines einzelnen Luftpaketes bezüglich eines festen Zeitintervalls. Allgemein definiert ist die Trajektorie als das Integral über $\frac{ds}{dt} = V(x, y, z, t)$ [*Holten*, 1979]. Für die Berechnung von Trajektorien werden modellierte Windfelder benutzt, die oftmals durch globale Modelle zur Verfügung stehen.

Für alle Stationen des Lidarnetzes wurden täglich für 13 und 19 UT Rückwärtstrajektorien durch den DWD[1] zur Verfügung gestellt, die im folgenden Text nur als Trajektorien bezeichnet werden Die bereitgestellten Trajektorien wurden als Hilfsmittel zur Charakterisierung von Luftmassen als auch für eine bessere physikalische Interpretation der Messergebnisse genutzt. Im Vorfeld von Messungen wurden die Trajektorien dazu verwendet, gemeinsame Messungen z.B. bei Hochdruckwetterlagen oder aber nach Kaltfrontdurchgängen zu koordinieren und gemeinsam durchzuführen. Die verfügbaren Trajektorien wurden aber auch dazu genutzt, im Anschluss an erfolgte Messungen Trajektorienanalysen durchzuführen. Ziel der Analysen war es, zusätzliche Informationen über den zurückgelegten Weg oder aber die Quellen der Luftmassen und somit möglicher Aerosolschichten im Messvolumen zu erhalten.

3.2. Trajektorienmodell des Deutschen Wetterdienstes

Das Trajektorienmodell des DWDs wird auf der Grundlage der Ergebnisse des GME[2], einem Globalen Modell, erstellt. GME basiert auf einem numerische Wetterprognosemodell des DWDs. Die notwendigen meteorologischen Parameter Horizontalwind, Bodendruck und Vertikalwind werden aus der Kontinuitätsgleichung berechnet und liegen in einer Gitterbreite von 60 m^2 in einem 6 Stunden Abstand vor. Die Trajektorien wurden 3-dimensional berechnet. Das numerische Verfahren hat eine Genauigkeit 2. Ordnung. Die Eingangsdaten werden mit einem Modellzeitschritt von 300 Sekunden mit einem Lagrange-Interpolationsverfahren 3. Ordnung im Raum und 1. Ordnung in der Zeit interpoliert [*Kottmeier and Fay*, 1998]. Die größten Unsicherheiten im Trajektorienmodell treten bei Schwachwindlagen und im Bereich von Fronten auf, die geringsten Unsicherheiten bei intensiven Westwindlagen. Die Genauigkeit der Trajektorienberechnung ist direkt an die Richtigkeit der Prognosen des GME geknüpft.

1. Deutscher Wetterdienst
2. Globales Modell und Ersatz

Allgemein gilt für Trajektorienmodelle eine Abweichungen von 10 bis 20 Prozent vom mittleren Reiseweg als realistisch. [*Stohl*, 1998]. In Abbildung 3.1 ist der Verlauf der Trajektorien mit den Höhenniveaus 975, 850, 700, 500 und 300 hPa für den Endpunkt Kühlungsborn am 11.07.1999 dargestellt.

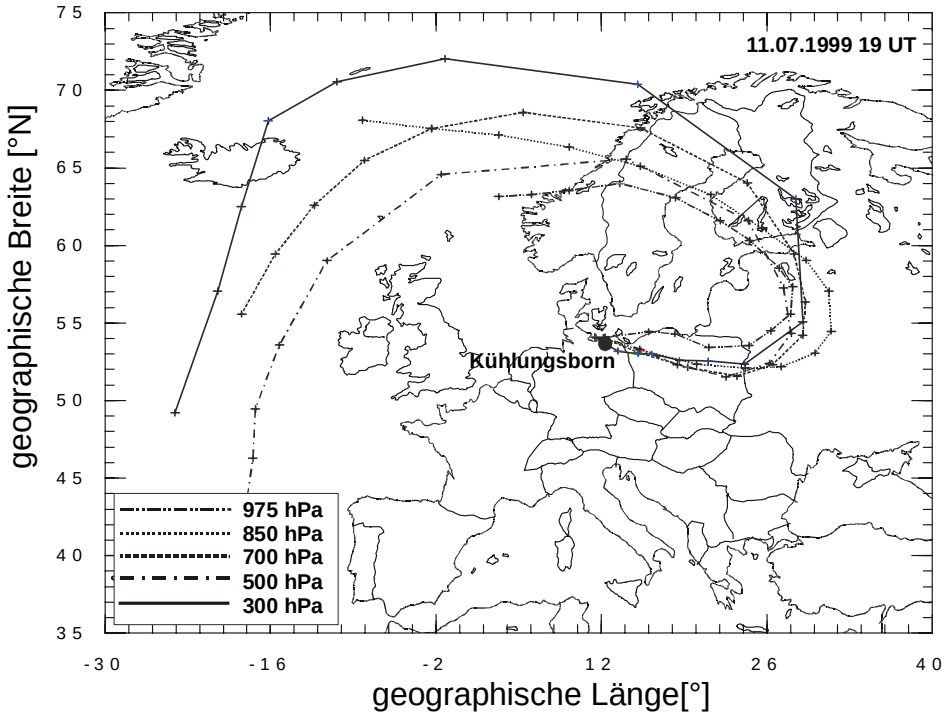

Abb. 3.1: Rückwärtstrajektorien vom 11.07.99 19 UT für die Höhenniveaus 975 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa und 300 hPa (horizontaler Verlauf) mit Endpunkt Kühlungsborn.

Die Trajektorienbahnen der 5 Höhenniveaus verlaufen in antizyklonaler Drehrichtung vom Atlantik über Mittel- und Nordskandinavien, Weißrussland und Polen nach Norddeutschland. Die dargestellen Trajektorienbahnen sind typisch für ausgeprägte Hochdruckwetterlagen über Mitteleuropa. Die Ursache dieser antizyklonalen Bewegungen sind vertikale Absinkbewegungen der Luftmassen in Hochdruckgebieten (Abbildung 3.2) aufgrund der Corioliskraft [*Holton*, 1979]. Zu Erkennen ist ein langsames Absinken der Luftmassen für die Höhenniveaus 300, 500 und 700 hPa in den letzten 48 Stunden vor Eintreffen am Endpunkt Kühlungsborn.

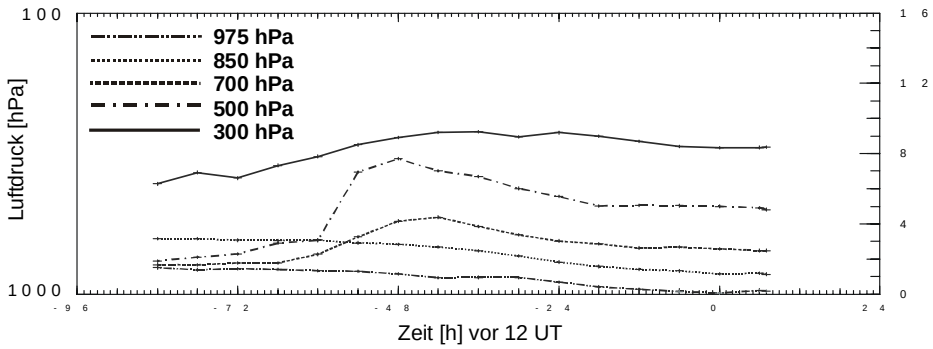

Abb. 3.2: Rückwärtstrajektorien vom 11.07.99 19 UT für die Höhenniveaus 975 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa und 300 hPa (vertikaler Verlauf) mit Endpunkt Kühlungsborn.

3.3. Clusteranalyse für Rückwärtstrajektorien

Die Clusteranalyse ist ein allgemeiner Begriff für eine Vielzahl mathematischer Methoden, die zum Ziel haben, Objekte mit ähnlichen oder aber gleichen Eigenschaften zusammenzufassen [*Romesburg,* 1990]. Das wissenschaftliche Ziel der Clusteranalyse in der vorliegenden Arbeit ist die Herausstellung möglicher Zusammenhänge zwischen signifikanten Wetterlagen, daraus resultierende Trajektorienbahnen der Luftmassen und den aus Messungen ermittelten Extinktions- und Rückstreukoeffizienten.

Das für diese Arbeit genutzte Verfahren der Clusteranalyse beruht auf der Methode von Ward's [*Romesburg,* 1990]. Dieser Algorithmus startet mit t Clustern, wobei jedes dieser t Cluster im 1. Schritt genau eine Trajektorie beinhaltet. Im 2. Schritt werden die zwei Cluster zusammengeführt, deren euklidischer Abstand zueinander im Vergleich mit allen anderen den geringsten Wert aufweist. Der Faktor E ist bestimmt durch die Standardabweichung der Trajektorienwerte um den Mittelwert des Clusters. Im 3. Schritt werden die n-1 Cluster untereinander verglichen und die Cluster mit dem jeweils geringesten Abstand zusammengefaßt. Dabei wird den bereits zusammengelegten Clustern stets der Mittelwert zugrunde gelegt. Als Folge wächst in jedem weiteren Schritt der Wert von E an. In allen weiteren durchgeführten Schritten werden immer zwei Cluster miteinander zusammengeführt, die in der Summe der Abstandsquadrate bezüglich ihrer Punkte den geringsten Wert aufweisen. Die prozentuale Änderung von E in jedem durchgeführten Schritt erfolgt am Anfang linear, später sprunghaft. Das ist der Punkt, der die Mindestanzahl von Clustern beschreibt. Die so mit Hilfe der Clusteranalyse zusammengefassten Trajektorien repräsentieren eine gute Beschreibung der Hauptrichtungen.

Der umfangreiche Trajektorien-Datensatz liegt für 6 verschiedene Höhenniveaus vor, von denen das Höhenniveau 200 hPa für die Trajektorienanalyse nicht genutzt wurde. Von den genutzen Höhenniveaus sind die Niveaus 975 hPa und 850 hPa repräsentativ für die Grenzschicht. Die Höhenniveaus 700, 500, und 300 hPa befinden sich im Bereich der freien Atmosphäre. Die einzelnen Trajektorien beinhalten maximal 18 Stützstellen. Der zeitliche Abstand zweier Stützstellen beträgt 6 Stunden. Die Auswahl der Höhenniveaus und die Anzahl der Stützstellen hängt von der jeweiligen physikalischen Aufgabenstellung ab. Als Beispiel für eine Clusteranalyse von Trajektorien werden die Ergebnisse der Analyse für Juli 1999 (19 UT, Kühlungsborn) gezeigt (Abbildung 3.4 bis 3.7). Die Analyse bezieht sich auf die Höhenniveaus 500 hPa für den Bereich der freien Atmosphäre und 850 hPa für den Bereich der Grenzschicht. Es ergibt sich als Gesamtmenge eine Trajektorienschar von 31 Objekten je Höhenniveau, wobei jede Trajektorie mit 4 Stützstellen (24 Stunden) gewählt wurde. Aus Abbildung 3.4 (500 hPa-Niveau) ist aus der rechten Grafik zu entnehmen, dass die prozentuale Änderung des Wertes E zwischen der Clusteranzahl 2 und 3 am größten ist. Eine Einteilung in zwei dominante Trajektoriencluster für das Höhenniveau 500hPa ist somit sinnvoll. Die zwei

entstandenen Cluster sind in Abbildung 3.5 dargestellt. In Cluster 1 befinden sich alle die Trajektorien, deren Bahnen vom nördlichen Atlantik zum Messstandort Kühlungsborn verlaufen. Cluster 2 beinhaltet größtenteils die Trajektorien, deren Bahnen vom Atlantik über Skandinavien oder aber Nordosteuropa nach Kühlungsborn verlaufen.

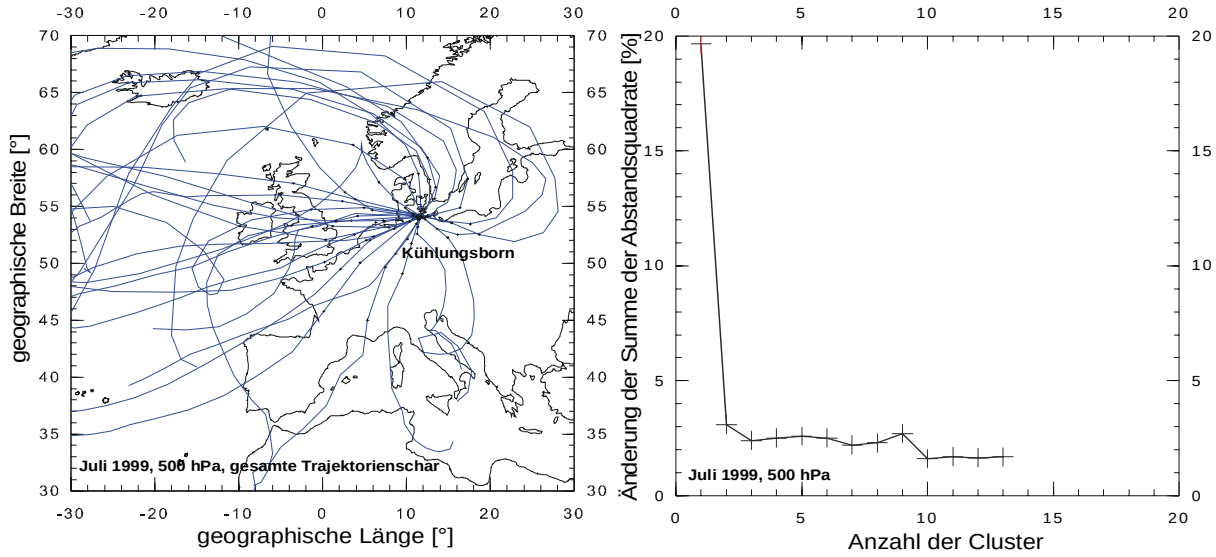

Abb. 3.3: Trajektorienanalyse Monat Juli 1999 19 UT (500 hPa). Links Trajektorienschar für den gesamten Monat, rechts die prozentuale Änderung der Summe der Abstandsquadrate.

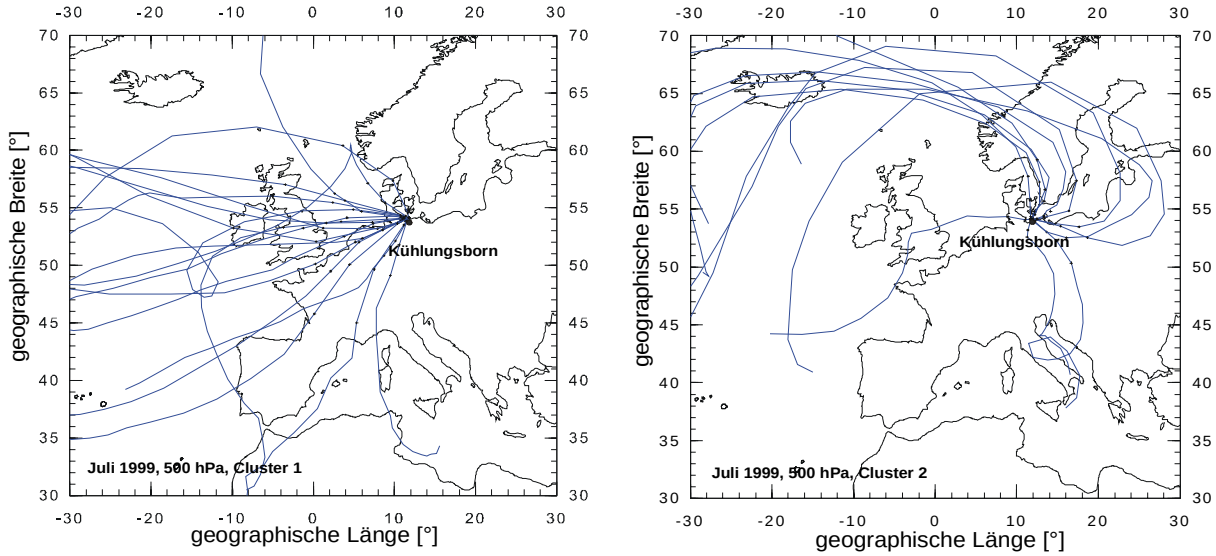

Abb. 3.4: Trajektorienanalyse Monat Juli 1999 19 UT (500 hPa). Links Cluster 1 (West) 1, rechts Cluster 2 (Nordost).

Die Ergebnisse der Clusteranalyse für das 850 hPa Niveau sind in Abbildung 3.6 und 3.7 dargestellt. Die linke Abbildung in Abb. 3.4 zeigt die gesamte Trajektorienschar Juli 99. In der rechten Abbildung von Abb. 3.6 ist als Ergebnis der Analyse wieder die prozentuale Änderung der Summe der Abstandsquadrate zu sehen. Eine signifikante Zunahme des Wertes E erfolgt bei der Reduzierung von zwei auf ein Cluster. Da es sich um die prozentuale Änderung der Summe der Abstandsquadrate handelt, ist im Verlauf der Clusteranalyse (Reduzierung der Cluster von n auf n-1) auch ein kurzfristiges Anwachsen von E möglich. Das tritt dann ein, wenn im n-ten Schritt die Streuung der Cluster um deren Mittelwerte größer als im Schritt n+1ist.

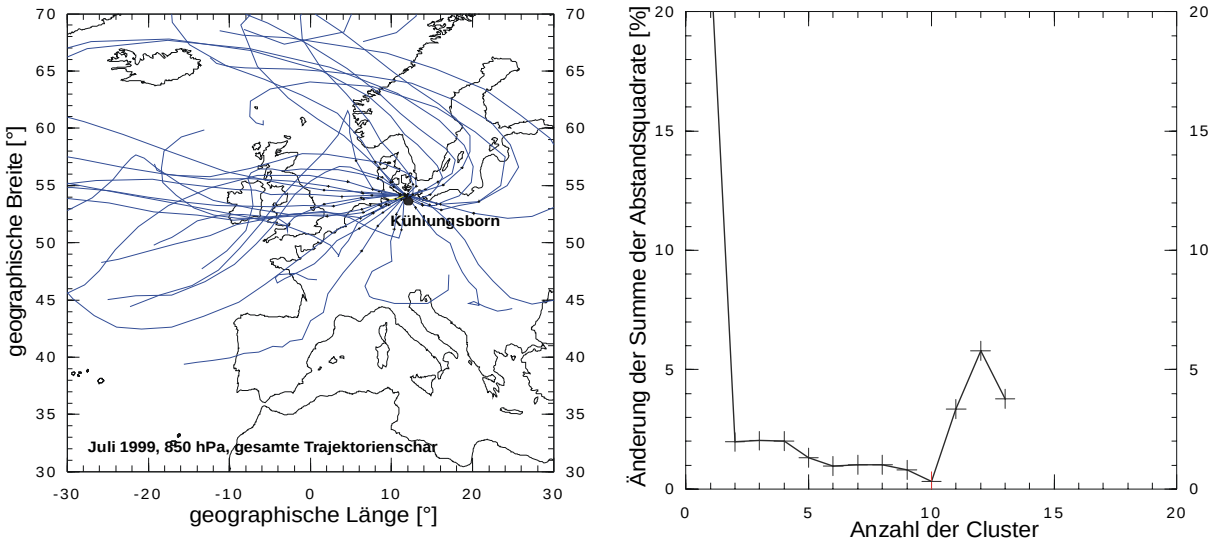

Abb. 3.5: Trajektorienanalyse Monat Juli 1999 19 UT (850 hPa). Links Trajektorienschar für den gesamten Monat, rechts die prozentuale Änderung der Summe der Abstandsquadrate.

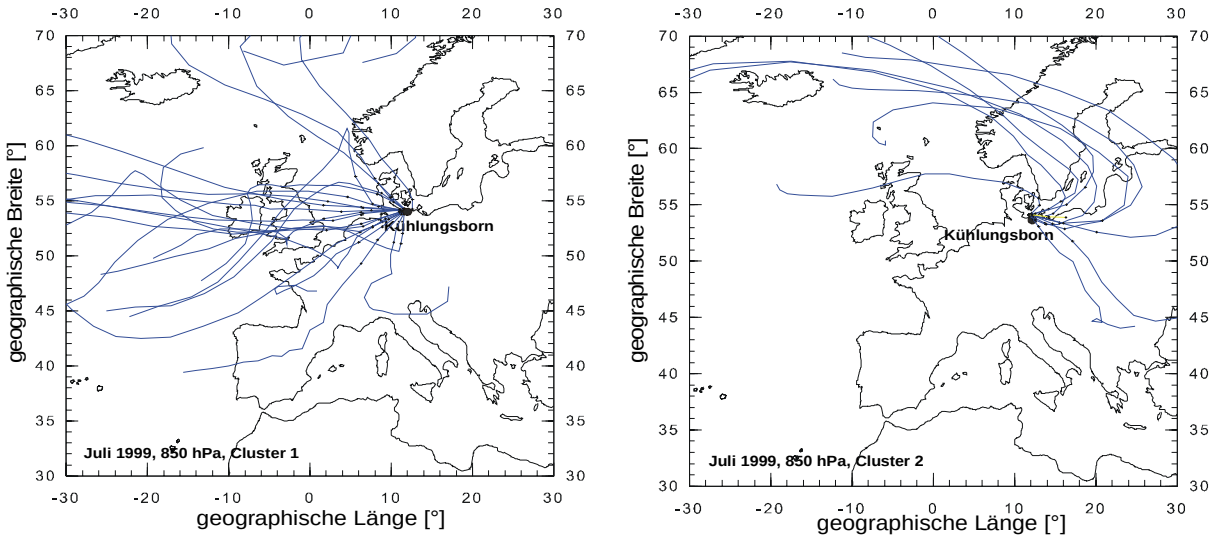

Abb. 3.6Trajektorienanalyse Monat Juli 1999 19 UT (850 hPa). Links Cluster 1 (West) 1, rechts Cluster 2 (Nordost).

Auch für das Niveau 850 hPa ist eine Beschreibung der Hauptanströmrichtungen der Luftmassen mit zwei Clustern möglich. Abbildung 3.7 zeigt, dass zwei mittlere Trajektorienbahnen dominieren. In Cluster 1 sind die Trajektorien zum größten Teil zusammengefasst, die aufgrund vorhandener Westwinde sehr gradlinige Bahnen vom Atlantik Richtung Kühlungsborn beinhalten. Cluster 2 beinhaltet dagegen die Trajektorien, deren Bahnen von Nordost- und Osteuropa nach Kühlungsborn verlaufen.

Mit Hilfe der vorgestellten Clusteranalyse für Trajektorien ist eine einfache Separation von Trajektorienbahnen für verschiedene Herkunftsrichtungen möglich. Die Clusteranalyse wird im Kapitel 5 “Messungen und Ergebisse“ dazu genutzt, ermittelte Rückstreukoeffizienten aus den Messungen mit den Luftmassen der jeweiligen Messungen in Beziehung zu setzen. Die durchgeführten Clusteranalysen sind eine Möglichkeit, erste Auswertungen trotz geringer Datenmengen von Lidarmesseungen im Rahmen des Lidarnetzes durchzuführen.

4. Das RMR-Lidarsystem in Kühlungsborn

4.1 Allgemeines

Das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik nutzt für Messungen innerhalb des Lidarnetzes ein RMR[1]-Lidar. Das Messytem ist ortsfest und wird ausschließlich am Messstandort Kühlungsborn (54°07'Nord, 11°46'Ost) betrieben. Die gerätespezifischen Eigenschaften des Lidarsystems erlauben es, Messungen in einem Höhenbereich zwischen ca. 1 km und 90 km durchzuführen. Für Messungen im Rahmen des Lidarnetzes wurde der Höhenbereich von ca. 1 bis 12 km genutzt. Im Unterkapitel 4.1 werden Sende- und Empfangszweig des RMR-Lidarsystem näher beschrieben. Zusätzlich wird im Kapitel 4.1 kurz auf die am Institut entwickelte Messsoftware eingegangen. In Kapitel 4.2 werden die genutzten Auswertealgorithmen näher beschrieben. Abschließend wird die Qualitätssicherung der Messdaten erläutert, da die Qualitätssicherung eine grundlegende Voraussetzung für den Vergleich von Messergebnissen verschiedener Lidarsysteme darstellt. Schematisch sind in Abbildung 4.1 alle Komponenten zur Nutzung des RMR-Systems dargestellt.

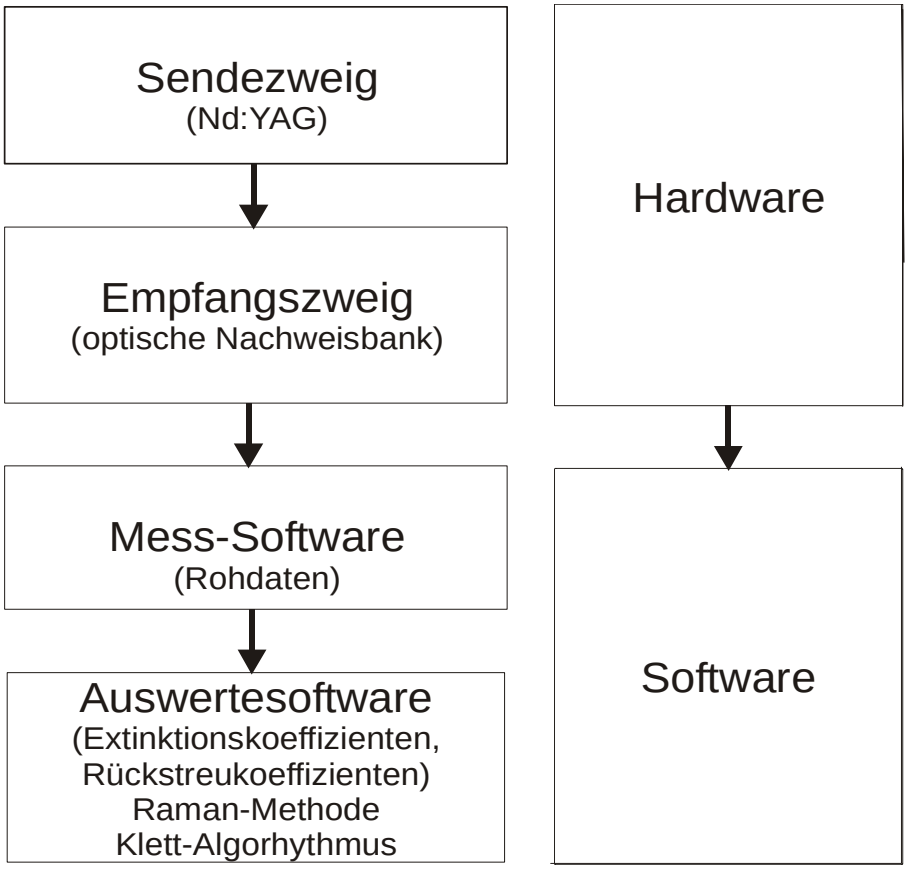

Abb. 4.1: Schematische Übersicht des RMR-Lidarsystems Kühlungsborn

1. Rayleigh-Mie-Raman

4.1 Aufbau und Funktionsweise des RMR-Lidarsystems

4.1.1 Sendezweig

Der schematische Aufbau des Sendezweigs ist in Abbildung 4.2 dargestellt. Die wichtigsten gerätespezifischen Eigenschaften sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst. Der Nd:YAG[1]-Laser zählt zu den Festkörperlaser und wird mit Hilfe von Blitzlampen optisch gepumpt [*Kneubühl*, 1989]. Der Laser emittiert bei der Primärwellenlänge von 1064 nm mit einer Pulslänge von 8 bis 10 ns. Dabei beträgt die Repetitionrate 30 Hz.

Tabelle 1: Übersicht Sendezweig RMR-Lidar Kühlungsborn

	Sendezweig
Lasertyp	Nd:YAG, Spectra Physics GCR 290
ausgesendete Wellenlänge	1064, 532, 355 nm
typische Energie	500, 330, 130 mJ
Frequenz	30 Hz
Strahlaufweitung	10x
Strahldivergenz	< 0.2 mrad

Tab. 4.1: Wichtige Parameter des Sendeszweiges, RMR-Lidarsystem Kühlungsborn

In nachgeschalteten Frequenzvervielfachungseinheiten werden mit Hilfe von zwei nichtlinearen Kristallen Lichtpulse mit doppelter und dreifacher Frequenz erzeugt. Somit verfügt das System über die Grundwellenlängen 1064, 532 und 355 nm gleichzeitig. Der Laserstrahl wird über zwei Umlenkspiegel in ein Aufweitungsteleskop gelenkt. Das Aufweitungsteleskop dient dazu, das Strahlenbündel auf den 10fachen Durchmesser seines bisherigen Wertes zu vergrößern. Ziel ist die Reduzierung der Divergenz des ausgesandten Strahls auf weniger als 0.1 mrad. Bevor der Laserstrahl das Aufweitungsteleskop erreicht, wird ca. 1% des Laserstrahls ausgekoppelt. Der ausgekoppelte Laserstrahl wird auf eine CCD-Kamera gelenkt. Die Positionen des ausgekoppelten Lichtstrahls werden als Signal zu einem Rechner weiterleitet. Die empfangenen Informationen werden für eine aktive Nachführung der Umlenkspiegel genutzt. Der Laserstrahl ist somit innerhalb eines vordefiniertes Gesichtsfeld auf der CCD-Kamera

1. Nd:YAG: Neodym: Yttrium-Aluminium-Granat

fixiert und es ist eine räumliche Strahlstabilisierung des emittierten Strahls über lange Zeiträume möglich. Eine ständig manuell durchzuführende Strahlnachführung entfällt. Im Anschluß an des Aufweitungsteleskop wird der Laserstrahl über 3 fest montierte Umlenkspiegel senkrecht in die Atmosphäre gelenkt. In unmittelbarer Nähe des ersten fixen Umlenkspiegels befindet sich eine Photodiode, die es ermöglicht, den emittierten Puls zeitlich exakt zu erfassen und einen elektronischen Startpuls auszusenden. Das genaue Erfassen des Startpulses ist eine notwendige Voraussetzung für die exakte Zeitbestimmung der Laufzeit des Laserlichtes. Die Laufzeit beinhaltet das Zeitintervall zwischen Startpuls und den später detektierten Photonen im Empfangszweig. Es kann eine korrekte Höhenzuordnung (50 m Höhenauflösung bis 40 km) vorgenommen werden.

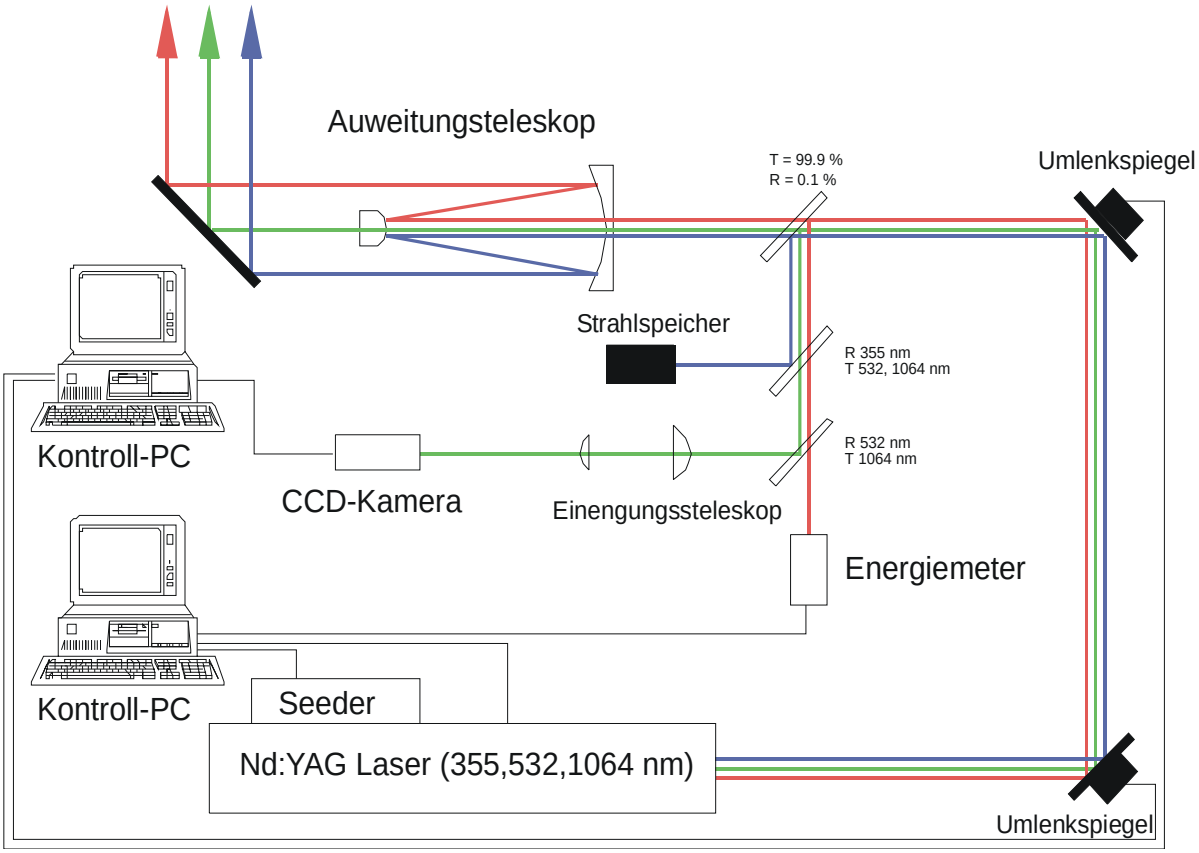

Abbildung 4.2: Schematische Darstellung des Sendezweiges, RMR-Lidarsystem Kühlungsborn

4.1.2 Empfangszweig

Das aus den verschiedenen Schichten der Atmosphäre an Molekülen und Partikeln unter 180° gestreute Licht wird mit Hilfe des Empfangszweiges messtechnisch erfasst. Eine Übersicht der wichtigsten Parameter des Empfangszweiges gibt Tabelle 4.2. Schematisch übersichtlich ist

der Aufbau des Empfängers in Abbildung 4.3 dargestellt. Das rückgestreute Laserlicht wird mit zwei Teleskopen (Durchmesser jeweils 50 cm) empfangen. Davon ist Teleskop 1 koaxial zum dem Laserstrahl verbunden. Das Laserlicht wird koaxial bezüglich Teleskop 1 in die Atmosphäre gesendet, um den Bereich des vollständigen geometrischen Überlapps zwischen Laserstrahl und Teleskop-Gesichtsfeld möglichst weit nach unten auszudehnen. Die durch die Oberflächenkrümmung der Teleskope vorgegebene Tiefenschärfe ermöglicht eine Nutzung der rückgestreuten Photonen erst ab einer Höhe von ca. 300 m. Im Gegensatz zu Teleskop 1 ist Teleskop 2 biaxial zum ausgesendeten Laserstrahl angeordnet. Hier ist ein vollständiger geometrischer Überlapp erst nach ca. 2000 m vorhanden.

	Empfangsoptik
Durchmesser Teleskope	500 mm
Brennweite	1200 mm
detektierte Wellenlängen	elastisch: 355 nm, 532 nm, 1064 nm inelastisch: 387 nm, 608 nm
Durchmesser Quarzglasfaser im Brennpunkt	1mm
Anordnung Teleskope	Teleskop 1: koaxial; Teleskop 2: biaxial
Separation Wellenlänge	dichromatischer Strahlender

Tab. 4.2: Wichtige Parameter des Empfangszweiges, RMR-Lidarsystem Kühlungsborn

Das rückgestreute Laserlicht wird mit Hilfe der Spiegelteleskope fokussiert und über Glasfaser (1mm Durchmesser) bzw. Glasbündel zur optische Nachweisbank geleitet. Die optische Nachweisbank beinhaltet den gesamten Aufbau der Strahlseparationseinheit einschließlich der Detektoren. Die Geometrie der Lichtstrahlen ist beim Eintritt in die optische Nachweisbank durch die Glasfaserparameter festgelegt. Es wird eine große Empfindlichkeit der Nachweiskanäle angestrebt, um in möglichst kurzer Zeit ein gutes Signal- zu Rauschverhältnis zu erhalten. Um eine Übersteuerung des rückgestreuten Lidarsignals aufgrund der exponentiell zunehmenden Luftdichte mit abnehmender Höhe zu vermeiden, wird ein mechanischer Chopper eingesetzt. Es handelt sich um eine rotierende Scheibe mit vier Flügeln, die in periodischen Zeitabständen die Strahlengänge beider Teleskope unterbricht. Der emittierende Laser wird so

synchronisiert, dass der Strahlengang gerade dann unterbrochen ist, wenn das Signal aus niederen Höhen empfangen wird. Dabei entspricht der Zeitraum des Öffnens genau dem Durchgang der Flügelkante durch den Strahlengang. Dieser kann minimiert werden durch einen geringen Durchmesser des Strahlengangs sowie durch eine sehr hohe Drehzahl des Choppers.

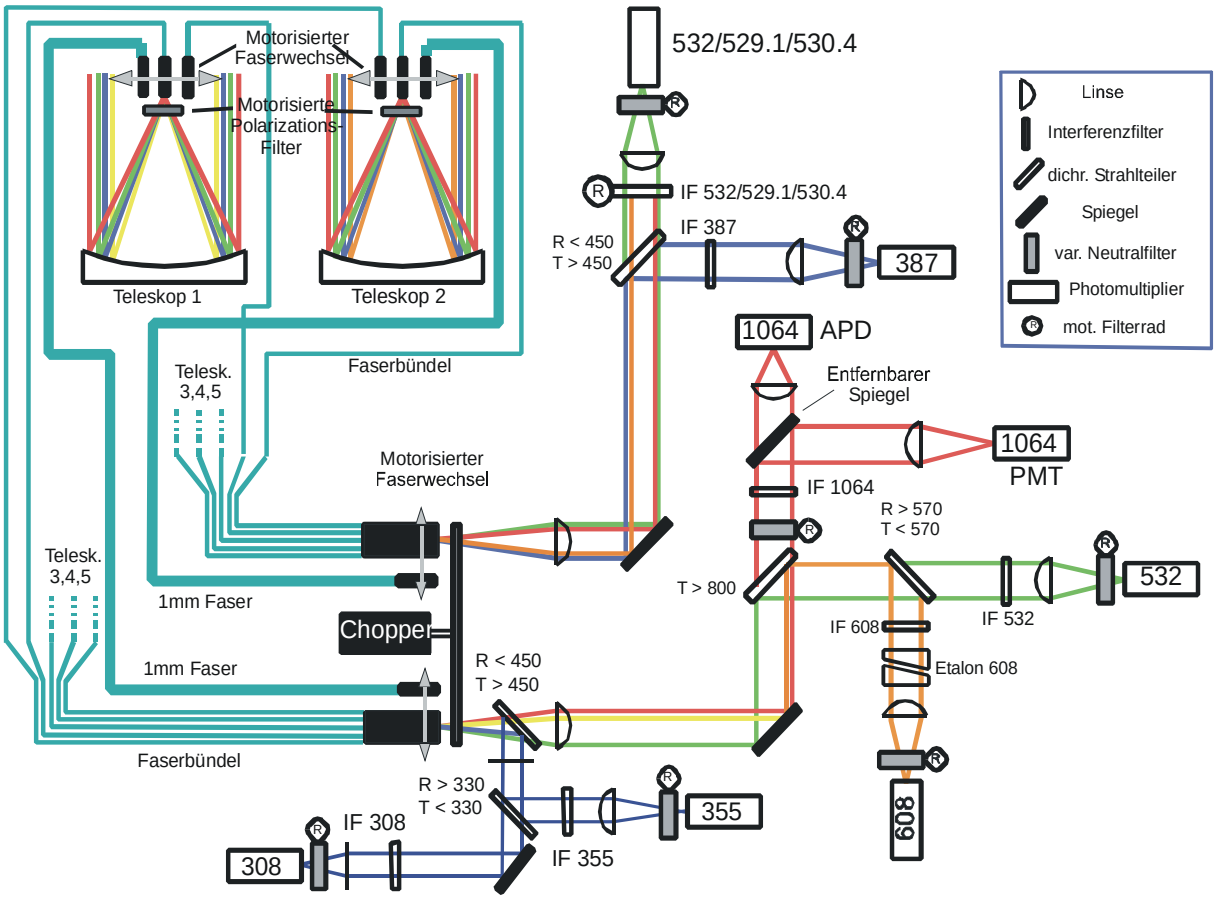

Abb. 4.3: Schematische Darstellung des Empfangszweiges, RMR-Lidarsystem Kühlungsborn

Das so durchgelassene Licht von Teleskop 1 (koaxial bezüglich des ausgesendeten Laserlichtes angeordnet) wird durch diverse dichroitische Strahlteiler (ST) nacheinander separiert. Am Anfang der optischen Apparatur erfolgt eine Strahlteilung nach Wellenlängen kleiner und größer 450 nm. Das reflektierte Laserlicht enthält die Wellenlänge 355 nm. Rückgestreutes Licht mit einer Wellenlänge größer als 450 nm gelangt ohne Reflexion durch den ersten ST, wo es durch einen zweiten ST nach Wellenlängen größer und kleiner 800 nm separiert wird. Licht der Wellenlänge größer als 450 nm und kleiner 800 nm beinhaltet das rückgestreute Lasersignal der vibrationsramanverschobenen Wellenlänge 608 nm für Stickstoff (inelastische Rückstreuung) und das Licht der Wellenlänge bezüglich 532 nm (elastische Rückstreuung). Die Trennung dieser beiden Wellenlängen wird durch einen weiteren ST bei 570 nm ermöglicht. Das reflektierte Licht beinhaltet die Wellenlängen größer als 570 nm, also auch das der Wellenlänge 608 nm. Das durchgelassene Licht dagegen enthält das rückgestreute Licht der Wellen-

länge 532 nm. Licht der Wellenlänge größer als 800 nm, das den Strahlengang den zweiten ST passiert, ermöglicht ein Separieren des rückgestreuten Laserlicht der Wellenlänge 1064 nm.

Das durch Teleskop 2 empfangene rückgestreute Laserlicht wird einer eigenständigen Strahlseparationseinheit zugeführt. Dort wird mittels erstem und einzigen ST einer Strahlteilung der Wellenlängen größer und kleiner 450 nm vorgenommen. Das Licht mit einer Wellenlänge kleiner 450 nm wird reflektiert, das mit einer Wellenlänge größer 450 nm passiert den ST. Das Licht der Wellenlänge kleiner 450 nm schließt das an N_2 -Molekülen vibrationsramanverschobene Signal von 387 nm ein. Das transmittierte Licht enthält die zu separierenden Wellenlängen des elastischen Rückstreusignals bei 532 nm und ebenfalls die bezüglich Stickstoff rotationsramanverschobenen Wellenlängen 529.1 und 530.4 nm. Die zuletzt genannten Wellenlängen sind noch im Aufbau, und werden später zur Temperaturbestimmung im Bereich der unteren Atmosphäre dienen. Optional kann das durch Teleskop 2 empfangene rückgestreute Licht in der Zukunft mit einem Depolarisationsfilter ausgestattet werden. Damit sind später auch Depolarisationsmessungen für die Wellenlänge 532 nm möglich. Vor jedem Detektor befindet sich im Strahlengang ein entsprechender Interferenzfilter. Die Bandbreite beträgt für elastische Rückstreuung zwischen 0.35 und 0.92 nm, bei inelastischer Rückstreueng 1.0 (für 387 nm) bzw. 0.36 nm (für 608 nm). Somit können mit dem Lidarsystem sieben separate Wellenlängen für die Auswertung genutzt werden. Es sind die Wellenlängen 355 nm, 532 nm und 1064 nm (Rayleigh-Rückstreuung), 387 und 608 nm (vibrationsramanverschobenen Wellenlängen von N_2 für 355 und 532 nm) und Wellenlängen 529.1 und 530.4 nm (rotationsramanverschobene Wellenlänge von N_2 bezüglich 532 nm).

Abschließende Komponenten aller Strahlengänge auf der optischen Nachweisbank sind die Graufilter (Abschwächer) und nachfolgend die Photomultiplier (optional für Messungen in der Mesosphäre die Avalange Photodiode für die Wellenlänge 1064 nm). Die Photomultiplier registrieren alle ankommenden Photonen je separierter Wellenlänge. In Abhängigkeit von der physikalischen Aufgabenstellung, dem damit vorgegebenen Höhenbereich und der daraus resultierenden Signalstärke wird als Detektor ein Photomultiplier (für die Troposphäre und Stratosphäre) oder aber eine Avalange-Photodiode (Mesosphäre) genutzt. Die Photonen werden ihrer Laufzeit und Wellenlänge entsprechend separaten Speichereinheiten (Pulszählern) zugeordnet. In den Pulszählern werden die einzelnen Photonen pro ausgesendetem Puls entsprechend der Höhenniveaus (Höhenkanäle) aufsummiert und zwischengespeichert. Maximal sind 4096 Höhenkanäle (4096 Byte Speicherkapazität) pro Pulszähler und rückgestreuter Wellenlänge möglich. Die in den Pulszählern vorhandenen Informationen werden mit der am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik entwickelten Software ausgelesen und auf einem separaten Messrechner für die weitere Verarbeitung abgespeichert.

4.1.3 Messsoftware

Voraussetzung für alle Messungen ist eine leistungsfähige Messsoftware, die allen Anforderungen der Datenaufname Rechnung trägt. Sie muß gleichzeitig die Aufnahme der Messdaten als auch deren Anzeige über eine graphische Oberfläche verwalten können. Zudem muss sichergestellt werden, dass eine ständige Sicherung der Messdaten in zyklischen Abständen durchgeführt wird. Die umfangreiche Mess-Software wurde am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik entwickelt. Die Programmierung erfolgte auf der Grundlage der objektorientierten Pascal-Programmiersprache Delphi. Schematisch ist die Funktionsweise der Mess-Software in Abbildung 4.4 dargestellt.

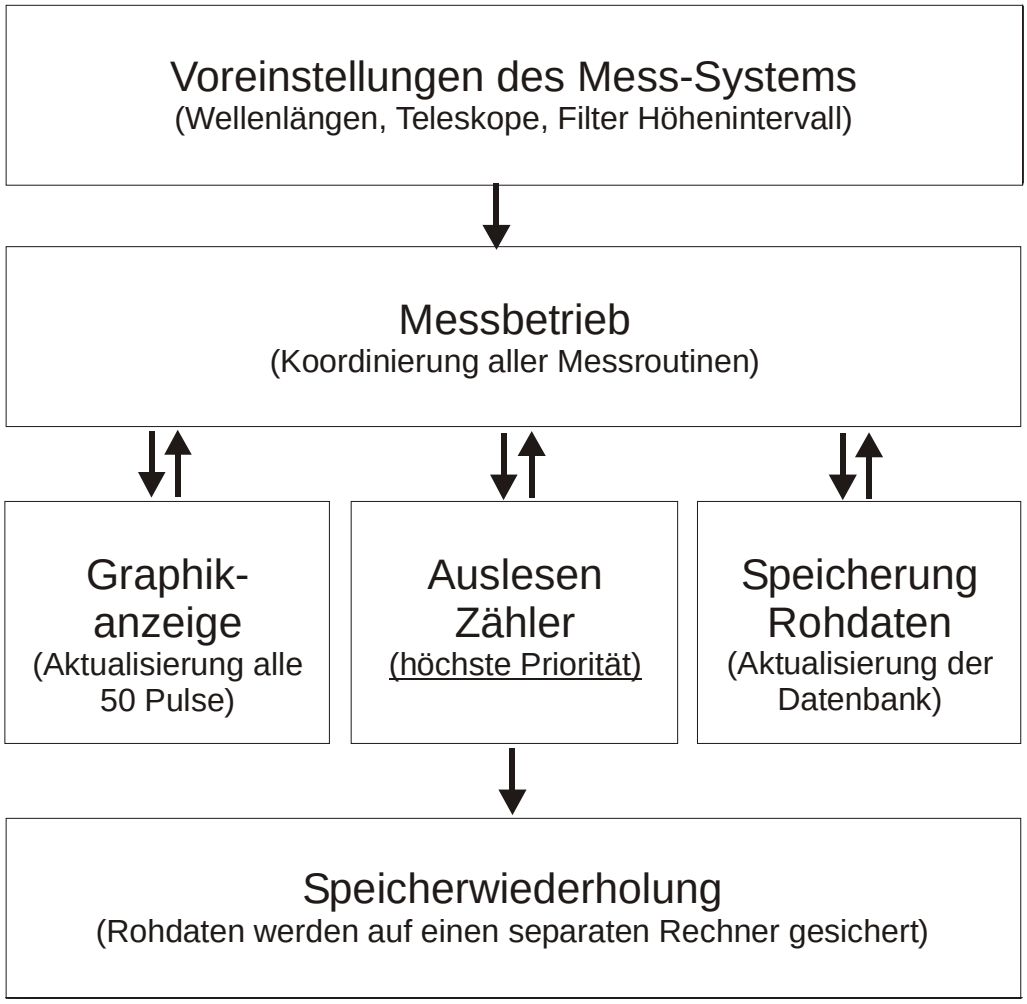

Abb. 4.4: Schematischer Aufbau der am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik entwickelten Messsoftware für das RMR-Lidarsystems.

Bevor die Messaufnahme gestartet wird, ist es notwendig, alle benötigten Parameter für die jeweilige physikalische Aufgabenstellung der Messung zu bestimmen und einzustellen. Es werden als erstes Höhenauflösung und Höhenbereich festgelegt. Für Messungen im Rahmen des Lidarnetzes wurde das Höhenintervall von der Grenzschicht bis einschließlich der Tropopause ausgewählt. Für diesen Bereich werden Chopperdrehzahl, Verzögerungszeit und alle Filtereinstellungen vorgegeben und automatisch durch das Messprogramm eingestellt bzw. an einen Steuerungsrechner weitergeleitet. Während der Zeit, in der das Messprogramm alle notwendigen Einstellungen durchführt, ist ein Start der Messung einschließlich der Datenaufnahme nicht möglich. Ausnahme bildet der “Testmodus“ (Beschreibung erfolgt weiter unten), dessen Betrieb auch während der Einstellungsänderung für notwendige Kontrollfunktionen möglich ist. Sind alle Konfigurationen vorgenommen worden, kann der Messbetrieb erfolgen.

Die zentrale Einheit der Mess-Software ist das Auslesen der Photonenanzahl aus den Höhenkanälen der einzelnen Pulszähler. Alle anderen Aufgaben werden erst dann durch das Messprogramm bearbeitet, wenn ausreichend Rechenzeit durch den Prozessor des Mess-Rechners zur Verfügung gestellt wird. Nur so ist ein korrektes und vollständiges Auslesen der Pulszähler möglich. Das Auslesen erfolgt mit der gleichen Frequenz, wie Laserpulse in die Atmosphäre gesendet werden. Die ausgelesene Anzahl der Photonen wird für jeden einzelnen Höhenkanal des Pulszählers separat in einen temporären Zwischenspeicher des Messrechners abgelegt. Vor Beginn einer jeden Messung wird die Aufsummierung der Pulse auf 250, 1000 oder 4000 festgelegt. Die so pro Höhenkanal und Wellenlänge aufsummierten Photonen werden nach jedem vollständigen Zyklus in einer Datei als Zahlenkolonnen abgespeichert. Die erstellten Dateien im ASCII-Format sind so aufgebaut, dass sie für die weitere Bearbeitung mit Hilfe einer ebenfalls am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik entwickelten Datenbank weiter genutzt werden können. Die Datei besteht aus einem Dateikopf, der alle Anfangskonfigurationen wie z.B. Teleskop- und Filtereinstellungen, Höhenintervall, Start- und Endzeit der Messaufnahme beinhaltet und der einzeilig aufgelisteten, gemittelten Zählrate je Höhenintervall für jede gemessene Wellenlänge. Zeitgleich werden auch die Zählraten von nur jeweils 50 aufsummierten Pulsen zusätzlichen temporär im Messrechner abgelegt, ohne diese jedoch zu speichern. Mit dieser separaten Zählrate wird der “Testmodus“ der Mess-Software ermöglicht. Der “Testmodus“ wird genutzt, um die Messdaten für die empfangenen Zählraten (alle 50 Pulse) graphisch darzustellen. Die ständig auf dem Bildschirm angezeigte Zählrate dient auch zur Kontrolle der Eintrittsöffnung der Glasfaserkabel im Brennpunkt der Teleskope für eine optimale Fixierung.

Die graphische Darstellung der abgespeicherten Zählraten als Funktion der Höhe ist gebunden an den bereits vorher festgelegten Wert der Pulssummierung vor Beginn der Messung. Für den Messmodus 4000 Pulse erfolgt eine grafische Aktualisierung alle 1000 Pulse, bei einem Messmodus von 1000 Pulsen erfolgt die graphische Aktualisierung alle 250 Pulse und für 240 Pulse erfolgt sie alle 60 Pulse (Abbildung 4.5).

Nach erfolgter Messung werden die Rohdaten zusätzlich auf einem separaten Rechner gespeichert. Die dort abgelegten Rohdaten stehen damit allen anderen Nutzern zur Verfügung und bilden die Grundlage für die sich daran anschließende Auswertung der Rohdaten. Je nachdem, zu welchen Tageszeiten und unter welchen Bedingungen die Messungen durchgeführt worden sind, werden nun mit der ebenfalls am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik entwickelten Auswertesoftware Extinktions- und Rückstreukoeffizient berechnet. Beide stehen für die institutsinterne Nutzung, aber auch den teilnehmenden Instituten des Lidarnetzes in einer Datenbank zur Verfügung. Für die Institute des Lidarnetzes sind alle Extinktions- und Rückstreukoeffizienten im netcdf-Format mit einer Höhenauflösung von 50 m und einer Integrationszeit von wenigstens 30 min vorhanden.

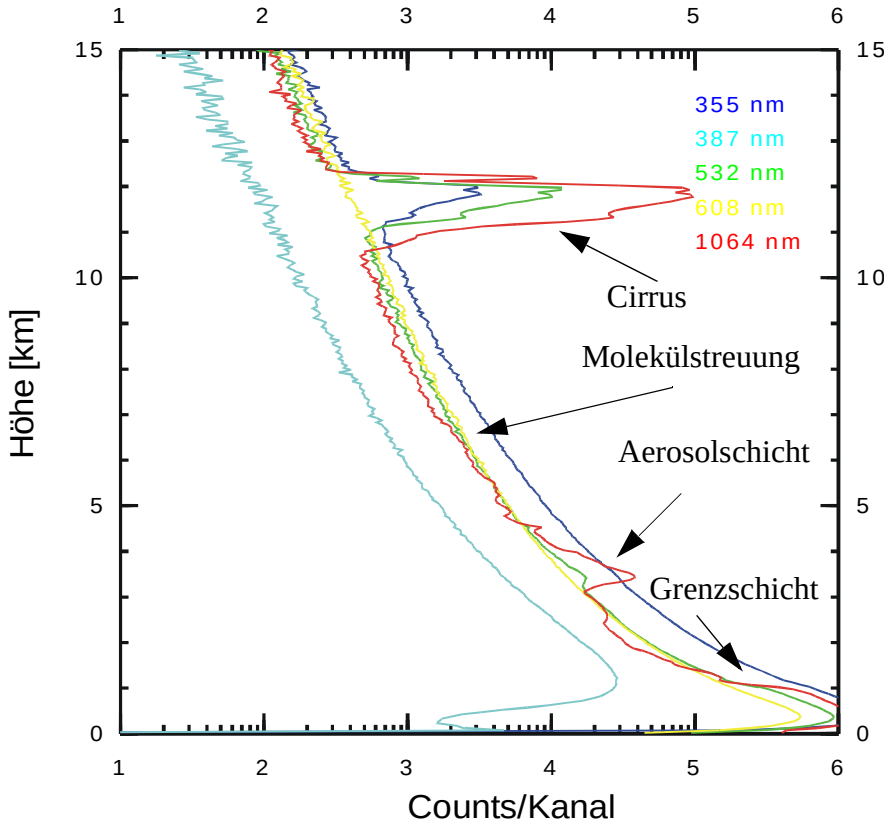

Abb. 4.5: Rohdatenprofil, gemessen mit dem RMR-Lidarsystem am 03.05.1999 nach Sonnenuntergang. Es wurden die Wellenlängen 355, 532, 1064, 387 nm und die Depolarisation (532 nm) gemessen.

4.2 Bestimmung von Extinktions- und Rückstreukoeffizienten

Ausgehend von den Grundlagen der Streuprozesse in der Atmosphäre in Kapitel 2 beschreibt Kap. 4.2 die mathematischen Methoden zur Bestimmung von Extinktions- und Rückstreukoeffizienten aus gemessenen Lidardaten. Die Lidargleichung:

$$P(R,\lambda) = P_0 \times \frac{F(\lambda)}{z^2}\beta(R,\lambda)\exp\left[-2\int_0^R \alpha(r,\lambda)dr\right], \tag{4.1}$$

die streng genommen nur für elastische Rück- und Einfachstreuung gilt, beschreibt die mittleren empfangene Leistung $P(R,\lambda)$ für eine bestimmte Wellenlänge λ zum Zeitpunkt t aus einer Entfernung R. $P(R,\lambda)$ resultiert aus der ausgesandten Leistung des Laserpulses P_0, den gerätespezifischen Komponenten des Lidarsystems $F(\lambda)$ und den Streumechanismen in der Atmosphäre. Die gerätespezifischen Komponenten des Lidar-Systems setzen sich aus der Effizienz der Empfangsoptik, den Detektoren, dem geometrischen Überlapp von rücksgestreutem Laserlicht und der Empfangsoptik zusammen. Der Rückstreukoeffizient $\beta(R,\lambda)$ (Volumenrückstreukoeffizient) beschreibt den Anteil des Lichtes, das unter einem Winkel von 180° bezüglich der Längeneinheit ($km^{-1}sr^{-1}$) rückgestreut wird. Der Rückstreukoeffizient ist die Summe von Molekülrückstreukoeffizient $\beta_M(R,\lambda)$ und Partikelrückstreukoeffizient $\beta_P(R,\lambda)$.

$$\beta(R,\lambda) = \beta_M(R,\lambda) + \beta_P(R,\lambda) \tag{4.2}$$

Der Extinktionskoeffizient (Volumenextinktionskoeffizient) beschreibt alle atmosphärischen Schwächungsprozesse pro Längeneinheit und wird typischerweise in km^{-1} angegeben. Da Schwächung sowohl durch Absorption als auch Streuung hervorgerufen wird, ist der Extinktionskoeffizient gegeben durch:

$$\alpha(R,\lambda) = \alpha_{P,\,Str}(R,\lambda) + \alpha_{P,\,Abs}(R,\lambda) + \alpha_{M,\,Str}(R,\lambda) + \alpha_{M,\,Abs}(R,\lambda) \tag{4.3}$$

4.2.1 Der Klett-Algorithmus

James D. Klett stellte 1981 erstmalig einen Rechenweg mit numerisch stabilen Lösungen für Rückstreu- oder Extinktionskoeffizienten von Partikeln vor. Beschränken sich die Messungen ausschließlich auf das elastische Rückstreusignal, so ist die Lidargleichung unterbestimmt und Partikelrückstreu- und Partikextinktionskoeffizient können nicht unabhängig voneinander bestimmt werden. Die Unterbestimmtheit der Lidar-Gleichung ist für alle Tagmessungen des

Lidar-Systems vorhanden. Mit dem jetzigen Lidar-System ist es aufgrund des starken Untergrundrauschens durch das Sonnenlicht nicht möglich, die Ramanstreuung zu nutzen. Im Folgenden wird der Algorithmus nach Klett näher beschrieben, da er in dieser Arbeit genutzt wird. Für weitere Umformungen wird das entfernungskorrigierte Signal:

$$X(R) = R^2 P(R) \tag{4.4}$$

als neue Variable benutzt. Die Lidargleichung besitzt jetzt folgende Form:

$$X(R, \lambda) = P_0 F(\lambda)[\beta_M(R, \lambda) + \beta_P(R, \lambda)] \exp\left[-2\int_0^R [\alpha_M(r, \lambda) + \alpha_P(r, \lambda)]dr\right] \tag{4.5}$$

Die Lösung der Lidargleichung setzt voraus, dass die Systemfunktion $F(\lambda)$ höhenkonstant ist. Das gilt erst ab einer Höhe, in der ein vollständiger Überlapp von Laserstrahl und dem Teleskopsichtfeld gegeben ist. Durch Vorgabe der Lidarverhältnisse für Molekül- und Partikelstreuung $S_M(R)$ und $S_P(R)$

$$S_M = \frac{\alpha_M(R, \lambda)}{\beta_M(R, \lambda)} \tag{4.6}$$

$$S_P(R) = \frac{\alpha_P(R, \lambda)}{\beta_P(R, \lambda)} \tag{4.7}$$

ist die Lidargleichung nicht mehr unterbestimmt. Das Lidarverhältnis für Molekülstreuung ist höhenkonstant und durch $S_M(R) = 8\pi/3$ gegeben. Die Extinktions- und Rückstreukoeffizienten für Moleküle werden aus Radiosondenaufstiegen oder aber aus Standardtabellen der U.S. Standard Atmosphere [1976] ermittelt. Für die Messungen werden Wellenlängenbereiche genutzt, in denen die Absorbtion $\alpha_{M,\,Abs}(R, \lambda)$ durch Moleküle als auch durch Spurengase wie Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon vernachlässigt werden kann. Zur Berechnung des Koeffizienten $\alpha_{M,\,Str}(R, \lambda)$ und $\beta_M(R, \lambda)$ werden der Rayleigh-Streuquerschnitt $\delta_r(\lambda)$ und das Lidarverhältnis S_M benötigt. Der Rayleigh-Streuquerschnitt $\delta_r(\lambda)$ ist gegeben durch:

$$\delta_r(\lambda) = \frac{8\pi^3 (n^2 - 1)^2}{3\lambda^4 N_s^2} \times \frac{6 + 3\gamma}{6 - 7\gamma}. \tag{4.8}$$

n ist der Brechungsindex für Luft, $\gamma = 0{,}0279$ der Depolarisationsfaktor und $N_s = 2{,}547 \times 10^{19} cm^{-1}$ die Anzahldichte der Moleküle für Bedingungen der Standardatmosphäre am Boden ($p_0 = 1013{,}25 hPa$, $T_0 = 15°C$). Es folgt für den molekularen Extinktions-

koeffizient als Funktion des Luftdrucks *p* und der Temperatur *T*:

$$\alpha_{M,\,Str}(R,\lambda,p,T) \;=\; \delta_r(\lambda)N_s\frac{T_0}{p_0}\times\frac{p}{T} \tag{4.9}$$

Es verbleiben als einzige Unbekannte in der Lidargleichung die Partikel-Streukoeffizienten $\alpha_P(R,\lambda)$ und $\beta_P(R,\lambda)$. Unter Einbeziehung der Lidarverhältnisse in Gleichung (4.5) ergibt sich:

$$X(R) \;=\; P_0F[\beta_M(R)+\beta_P(R)]\exp\left[-2\int_0^R[S_p(r)\beta_P(r)+S_M\beta_M(r)]dr\right] \tag{4.10}$$

Führt man den folgenden Term $y(R) \;=\; S_p(R)[\beta_P(R)+\beta_M(R)]$ (4.11)

ein, so kann die Gleichung (4.10) weiter umgeformt werden:

$$X(R)S_P(R)=$$

$$P_0Fy(R)\exp\left[-2\int_0^R S_P(r)\beta_P(r)dr\right]\exp\left[-2\int_0^R S_M\beta_M(r)dr\right] \tag{4.12}$$

$$P_0Fy(R)\exp\left[-2\int_0^R y(r)-S_P(r)\beta_M(r)dr\right]\exp\left[-2\int_0^R S_M\beta_M(r)dr\right] \tag{4.13}$$

$$P_0Fy(R)\exp\left[-2\int_0^R y(r)dr\right]\exp\left[-2\int_0^R[S_M-S_p(r)]\beta_M(r)dr\right] \tag{4.14}$$

und es folgt:

$$X(R)S_P(R)\exp\left[-2\int_0^R[S_p(r)-S_M]\beta_M(r)dr\right] \;=\; P_0Fy(R)\exp\left[-2\int_0^R y(r)dr\right] \tag{4.15}$$

Die Bildung des natürlichen Logarithmus auf beiden Seiten und eine Differentiation nach der Variablen R ergibt folgenden Ausdruck:

$$\frac{d\ln\left(X(R)S_P(R)\exp\left[-2\int_0^R[S_p(r)-S_M]\beta_M(r)dr\right]\right)}{dR} \;=\; \frac{1}{y(R)}\frac{dy(R)}{dR}-2y(R) \tag{4.16}$$

Die Gleichung (4.16) hat die Form einer Bernoullischen Differentialgleichung. Die Lösung ist gegeben durch:

$$y(R) \;=\; \frac{X(R)S_P(R)\exp\left[-2\int_0^R[S_p(r)-S_M]\beta_M(r)dr\right]}{\frac{S_PX(R_0)}{y(R_0)}-2\int_{R_0}^R S_P(r)X(r)\exp\left[-2\int_{R_0}^r[S_p(r')-S_M]\beta_M(r')dr'\right]dr} \tag{4.17}$$

Für den Partikelrücksteukoeffizienten ergibt sich:

$$\beta_P(R) = -\beta_M(R) + \frac{A(R, R_0)}{B(R_0) - 2\int_{R_0}^{R} S_P(r)A(r, R_0)dr'} \tag{4.18}$$

Dabei sind

$$A(x = R, r; R_0) = X(x)\exp[-2\int_{R_0}^{x}(S_P(\xi) - S_M)\beta_M(\xi)d\xi] \tag{4.19}$$

und

$$B(R_0) = \frac{X(R_0)}{\beta_P(R_0) + \beta_M(R_0)} \tag{4.20}$$

zusätzlich eingeführt. Damit eine Bestimmung des Partikelrückstreukoeffizienten in Gleichung (4.18) durchgeführt werden kann, ist neben dem Lidarverhältnis $S_P(R)$ auch die Vorgabe des Partikelrückstreukoeffizienten $\beta_P(R_0)$ in einer Referenzhöhe R_0 notwendig. Für die Referenzhöhe R_0 wird unterstellt, dass ausschließlich Molekülstreuung vorhanden ist. Die Referenzhöhe wird in der Regel so gewählt, dass in diesem Höhenbereich ein Minimum an Partikelrückstreuung vorhanden ist. Auf diese Weise ist es möglich, die fehlerhafte Schätzung zu minimieren.

In Gleichung (4.18) wird die Referenzhöhe $R_0 < R$ vorgegeben. Das wird als Vorwärtsintegration bezeichnet. Nachteil dieser Vorwärtsintegration ist das Streben der Differenz $R - R_0$ gegen Null für zunehmende Werte von *R*. Für falsche Vorgabewerte ist das Lösungsverhalten sehr instabil [*Klett,* 1985]. Wird aber eine geeignete Bedingung mit $R_0 > R$ vorgegeben, lautet die Lösung für den Partikelrückstreukoeffizienten:

$$\beta_P(R) = -\beta_M(R) + \frac{A(R, R_0)}{B(R_0) - 2\int_{x}^{R_0} S_P(r)A(r, R_0)dr'} \tag{4.21}$$

$$A(x, R_0) = X(x)\exp[-2\int_{x}^{R_0}(S_P(\xi) - S_M)\beta_M(\xi)d\xi] \tag{4.22}$$

Die als Rückwertsintegration bezeichnete Vorgehensweise führt zu einem stabilen Lösungsverhalten, da die mögliche Unstetigkeitsstelle im Nenner nicht mehr vorhanden ist. Auch für den Partikelextinktionskoeffizienten $\alpha_P(z)$ sind die oben aufgeführten Umformungen möglich und näher erläutert bei *Sasanso* [1985] und *Klett* [1985].

Der Vorteil der Klett-Methode liegt darin, dass bei ausschließlich elastischen Rückstreusignalen zufriedenstellende Ergebnisse für die Partikelrückstreukoeffizienten erhalten werden. Die

Bestimmung des Partikelextinktionskoeffizienten ist dagegen mit großen Fehlern verbunden und sehr unbefriedigend. Begründet ist der große Fehler in der Dominanz der Rückstreuung gegenüber der Extinktion. Der wesentliche Nachteil des Klett-Algorithmus liegt in der notwendigen Vorgabe des Lidarverhältnises *S* und kann nur abgeschätzt werden. Das Lidarverhältnis beinhaltet sowohl den Brechungsindex als auch die Summe der Größenverteilung von Aerosolen.

4.2.2 Die Raman-Methode

Die Raman-Methode wird genutzt, wenn neben der elastischen Rückstreuung zusätzlich als zweite unabhängige Messgröße die inelastische Rückstreuung gemessen wird. Die inelastische Streuung ist um den Faktor 10^{-3} schwächer und kann aufgrund der starken Hintergrundstrahlung tagüber nur nach Sonnenuntergang als zweite unabhängige Messgröße gemessen werden. Die Lidargleichung hat mit einer zusätzlichen Raman-Wellenlänge folgende Form:

$$P(R,\lambda_R) = P_0 \frac{E(\lambda_R)}{R^2} \beta_R(R,\lambda_0) \exp\left[-\int_0^R [\alpha(r,\lambda_0) + \alpha(r,\lambda_R)]\,dr\right] \qquad (4.23)$$

Dabei beschreibt der Ausdruck $\alpha(r,\lambda_0)$ die Extinktion auf dem Hinweg zum streuenden Medium auf der ausgesendeten Wellenlänge λ_0, der Ausdruck $\alpha(r,\lambda_R)$ dagegen die Extinktion auf dem Rückweg vom Streuer auf der wellenlängenverschobenen Raman-Wellenlänge λ_R. Die Rückstreuung ist in diesem Fall auf die Raman-Streuung zurückzuführen. Der Rückstreukoeffizient $\beta_R(R,\lambda_0)$ ist bekannt und gegeben durch

$$\beta_R(R,\lambda_0) = N_R(R) \frac{d\sigma_R}{d\Omega}(\pi,\lambda_0) \quad . \qquad (4.24)$$

Der Raman-Wirkungsquerschnitt $\frac{d\sigma_R}{d\Omega}(\pi,\lambda_0)$ ist für die in der Atmosphäre auftretenden Moleküle ebenfalls gegeben. Die zusätzlich benötigte Anzahlkonzentration der Moleküle $N_R(R)$ wird aus Temperatur- bzw. Luftdruckmessungen von Radiosondenaufstiegen ermittelt. Sind keine Radiosondendaten verfügbar, werden Temperatur- und Luftdruckwerte der US Standardatmosphäre [1976] genutzt. Für die Lidargleichung (4.23) ergibt sich unter Einbeziehung von Gleichung (4.24) und (4.3) folgender Ausdruck:

$$\alpha_P(R,\lambda_0) + \alpha_P(R,\lambda_R) = \frac{d}{dR} \ln \frac{N_R(R)}{P(R,\lambda_R) R^2} - \alpha_M(r,\lambda_0) + \alpha_M(r,\lambda_R) \qquad (4.25)$$

Unter Einbeziehung der spektralen Abhängigkeit für die Partikelextinktion:

$$\frac{\alpha_p(\lambda_0)}{\alpha_p(\lambda_R)} = \left(\frac{\lambda_R}{\lambda_0}\right)^{k(R)} \tag{4.26}$$

folgt nach *Ansmann et al.* [1990]:

$$\alpha_P(R,\lambda_0) = \frac{\frac{d}{dR}\ln\frac{N_R(R)}{P(R,\lambda_R)R^2} - \alpha_M(R,\lambda_0) - \alpha_M(R,\lambda_R)}{1+\left(\frac{\lambda_0}{\lambda_R}\right)^{k(R)}} \tag{4.27}$$

Im Gegensatz zum Klett-Algorithmus besitzen die für diesen Algorithmus notwendigen hier Eingabeparameter aufgrund geringer Anfangsunsicherheiten kein kritisches Lösungsverhalten Die Teilchenzahl $N_R(R)$, der molekulare Extinktionskoeffizient $\alpha_M(R,\lambda_0)$ für die ausgesendete Wellenlänge und der molekulare Extinktionskoeffizient für die ramanverschobenen Wellenlänge $\alpha_M(R,\lambda_R)$ werden unter Hinzunahme meteorologische Parameter ermittelt. Die Parameter werden aus Radiosondenaufstiegen oder der *U.S. Standard Atmosphere* [1976] ermittelt. Selbst die Vorgabe des Wellenlängenparameters ist unkritisch. Denn bei Vorgabe von typischen Werten zwischen 0 und 1 ist der resultierende Fehler geringer als 5% [*Ansmann,* 1999]. Ein weiterer großer Vorteil der Raman-Methode besteht darin, dass eine Vorgabe des Lidarverhältnisses zur Bestimmung des Partikel-Rückstreukoeffizienten nicht notwendig ist.

Ausgehend von dem Verhältnis

$$\frac{P(R_0,\lambda_R)P(R,\lambda_0)}{P(R_0,\lambda_0)P(R,\lambda_R)}, \tag{4.28}$$

und nach Einsetzen der entsprechenden Lidargleichungen ist der Partikelrückstreukoeffizient gegeben durch:

$$\beta_P(R,\lambda_0) = -\beta_M(R,\lambda_0) + [\beta_P(R_0,\lambda_0) + \beta_M(R_0,\lambda_0)]$$

$$\times \frac{P(R_0,\lambda_R)P(R,\lambda_0)N_R(R)}{P(R_0,\lambda_0)P(R,\lambda_R)N_R(R_0)}$$

$$\times \frac{\exp\left[-\int_{R_0}^{R} [\alpha_P(r, \lambda_R) + \alpha_M(r, \lambda_R)]dr\right]}{\exp\left[-\int_{R_0}^{R} [\alpha_P(r, \lambda_0) + \alpha_M(r, \lambda_0)]dr\right]} \tag{4.29}$$

Gleichung (4.29) ist zu entnehmen, dass der Rückstreukoeffizient für Moleküle und Partikel in einer Referenzhöhe R_0 vorgegeben werden muss. Die Referenzhöhe wird für ein Höhenbereich gewählt, in dem die Molekülstreuung gegenüber der Partikelstreuung stark überwiegt.

Die unabhängige Bestimmung von Partikelextinktions- und Partikelrückstreukoeffizienten ist eine Voraussetzung, um aus gemessenen Lidardaten auf Größe, Verteilung und Brechungsindex von Aerosolpartikeln schließen zu können. Eine mögliche Methode hierzu stellt das Inversionsverfahren *von Böckmann* [2001] und *Müller* [1997] dar. Ausführliche Informationen zu diesem Verfahren sind in *Bösenberg et al.* [2001] gegeben. Erste Abschätzungen der Patikeleigenschaften von Aerosolen sind aufgrund der unabhängige Bestimmung von Partikelextinktions- und Partikelrückstreukoeffizienten auch auf der Grundlage des OPAC-Datensatz möglich.

4.3 Qualitätssicherung

Die Durchführung der Qualitätssicherung war ein fester Bestandteil der Arbeit im Lidarnetz. Verschiedene Lidarsysteme und Auswertealgorithmen mussten untereinander verglichen werden, damit ein Vergleich der ermittelten Extinktions- und Rückstreukoeffizienten zulässig war. Während die Vergleichsmessungen der Lidar-Systeme IAP und MIM in Kapitel 5.3 näher beschrieben werden, wird in diesem Kapitel der Klett-Algorithmenvergleich vorgestellt. Der Vergleich der Klett-Algorithmen wurde durchzuführt, indem die Institute des Lidarnetzes optische Parameter aus synthetischen Lidarsignalen errechneten, ohne jedoch die optischen Parameter vorher zu kennen. Besonders die korrekte Bestimmung des Partikelrückstreukoeffizienten aus dem elastischen Rückstreusignal der synthetischen Lidardaten mußte erbracht werden. Es wurde nicht nur eine Überprüfung des jeweils in den Lidargruppen genutzten Rechenalgorithmus durchgeführt, sondern auch die Möglichkeit gegeben, eigene Erfahrungen und Grenzen des selbst verwendeten Algorithmus zu überprüfen.

Die synthetischen Lidardaten wurden mit einem Lidar-Simulationsmodel am Institut für Troposphärenforschung Leipzig berechnet. Mit dem Modell ist es möglich, sowohl elastisch als auch inelastisch rückgestreute Lidarsignale für beliebige Wellenlängen, Wolken- und Aerosolschichten in Abhängigkeit verschiedener Atmosphären- und Systemparameter zu simulieren und zu berechnen. Für die Berechnung der Rayleigh-Streuung werden Temperatur- und Luftdruckprofile [*U.S. Standard Atmosphere*, 1976] als atmosphärische Eingabeparameter verwen-

det. Extinktionskoeffizienten und Lidarverhältnisse werden für die Simulation von Aerosol- und Wolkenschichten vorgegeben. Als Eingabeprofile für das Simulationsmodell wurden Extinktion und Lidarverhältnis für 4 verschiedene Fälle vorgegeben. Fall 1 und 2 wurde ohne Signalrauschen vorgegeben, Fall 3 und 4 beinhalteten zusätzlich Signalrauschen. Ein vollständiger Überlapp zwischen Laserstrahl und Teleskopgesichtsfeld wurde in 250 m Höhe angenommen. Für die Berechnung wurden typische Geräteparameter angenommen.

Fall 1: Der erste Fall beinhaltete eine atmosphärische Dunstschicht vom Boden bis zu einer Höhe von 2.5 km, der vorgegebene Extinktionskoeffizient wird geringer mit zunehmender Wellenlänge. Das Lidarverhältnis ist ebenfalls wellenlängenabhängig, aber höhenkonstant.

Fall 2: Im zweiten Fall wurden eine Dunstschicht in 1 km sowie eine Aerosolschicht in 3 km vorgegeben. Die Lidarverhältnisse waren in den beiden Schichten verschieden. Zusätzlich wurde in 8 bis 9 km Cirrus-Bewölkung mit wellenlängenunabhängigen Lidarverhältnis simuliert.

Fall 3: Der dritte Fall ist ähnlich wie der zweite Fall mit dem Unterschied, dass das Lidarverhältnis höhenabhängig ist, sowohl in der Aerosolschicht als auch in der Cirrus-Schicht.

Fall 4. Im vierten Fall wird im Anschluss an die atmosphärische Dunstschicht (bis 2 km) eine bis 3 km reichende Wasserwolke simuliert. Die Streueigenschaften der Wolkenschicht sind wellenlängenunabhängig, aber höhenvariabel. Ebenfalls variieren Extinktionskoeffizient und Lidarverhältnis in der Dunstschicht.

Für Berechnungen der Extinktions- und Rückstreukoeffizienten aus simulierten elastischen Rückstreusignalen wurde als Auswertealgorithmus das Klett-Verfahren [*Klett*, 1985] (Kapitel 4.2.1) am IAP verwendet. In den Abbildungen 4.5 und 4.6 sind für den Fall 1 die aus synthetischen Daten ermittelten Extinktions- und Rückstreukoeffizienten des IfT Leipzig als auch die errechneten Koeffizienten des IAP Kühlungsborn dargestellt. Für den Extinktionskoeffizienten Fall 1stimmen Ergebnis (IAP) und Vorgabe (IfT) sehr gut überein. Für den Rückstreukoeffizienten Fall 1 sind die Werte (IAP) innerhalb der simulierten Grenzschicht geringfügig größer als die Vorgabedaten IfT.

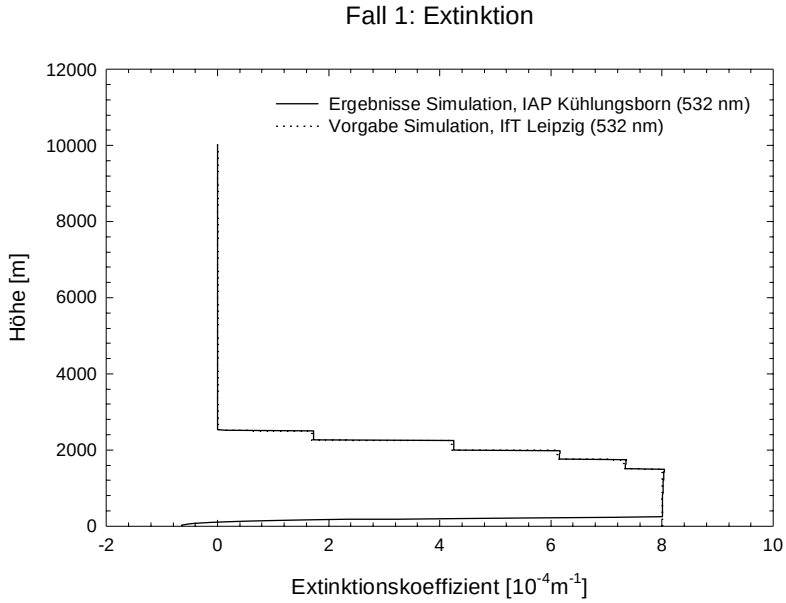

Abb. 4.5: Extinktionskoeffizienten für Fall 1, Ergebnisse (IAP Kühlungsborn) und Vorgabe (IfT Leipzig) der Simulationsrechnungen

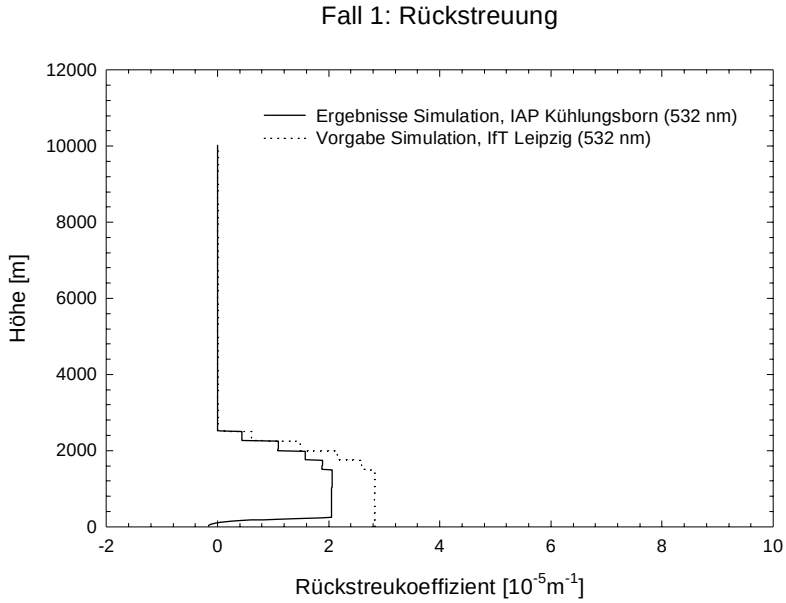

Abb. 4.6: Rückstreukoeffizienten für Fall 1, Ergebnisse (IAP Kühlungsborn) und Vorgabe (IfT Leipzig) der Simulationsrechnungen

Abbildung 4.7 und 4.8 zeigen die Extinktions- und Rückstreukoeffizienten für den Fall 3. Auch hier stimmen Ergebnis (IAP) und Simulation (IfT) gut überein. Geringe Abweichungen gibt es im Bereich der simulierten Cirrus-Bewölkung zwischen 8 und 9 km. Die Qualitätssicherung hatte zum Ziel, dass der durchgeführte Algorithmenvergleich eine Abweichung der

Extinktions- und Rückstreukoeffizienten im Mittel nicht über 15% ergibt. Die Abweichungen der errechneten Koeffizienten waren sowohl für das IAP als auch für die anderen teilnehmenden Institute innerhalb der vorgegebenen Fehlergrenze von 15%. Damit wurde die Qualitätssicherung erfolgreich durchgeführt.

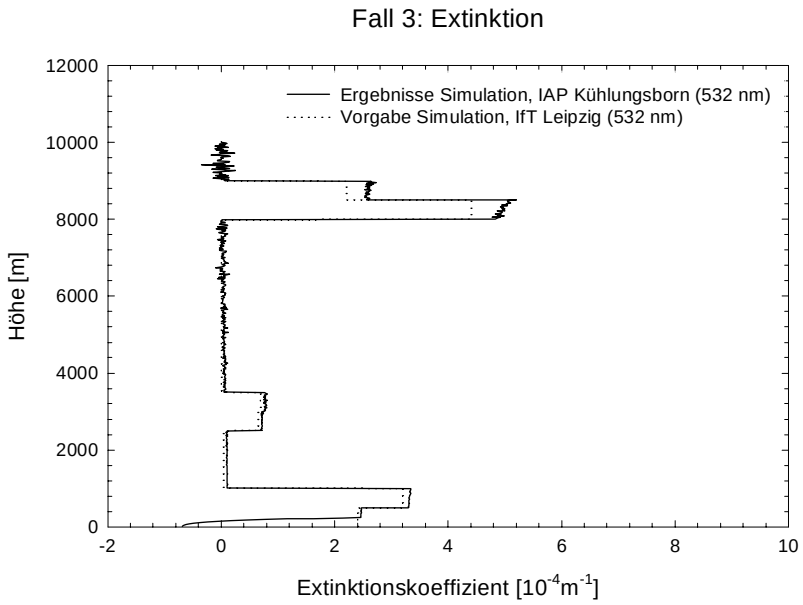

Abb. 4.7: Fall 3: Extinktionskoeffizienten für Fall 3, Ergebnisse (IAP Kühlungsborn) und Vorgabe (IfT Leipzig) der Simulationsrechnungen (IfT Leipzig)

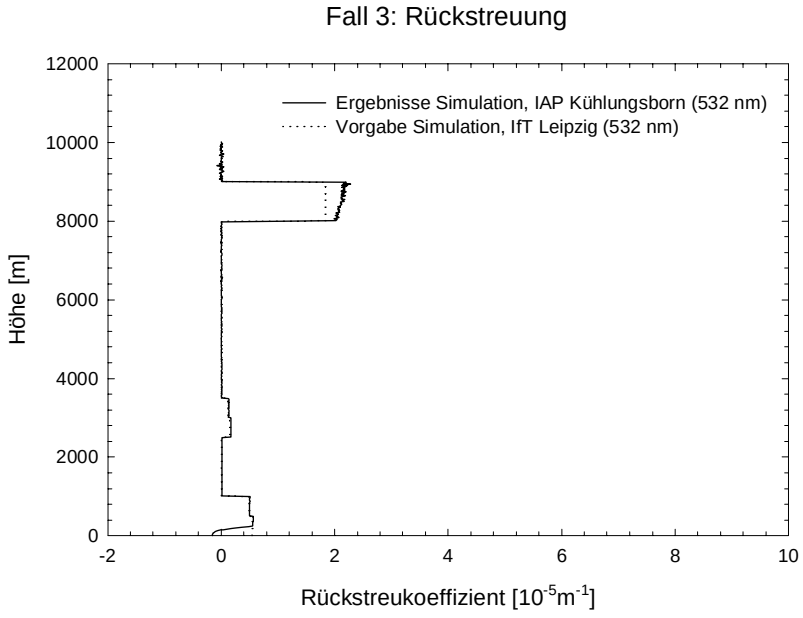

Abb. 4.8: Rückstreukoeffizienten für Fall 3, Ergebnisse (IAP Kühlungsborn) und Vorgabe der Simulationsrechnungen (IfT Leipzig)

5. Messungen und Ergebnisse

5.1. Messübersicht

Im Rahmen des Lidarnetzes wurde bereits zu Beginn des Projektes festgelegt, nach welchen meteorologischen Kriterien Messungen durchgeführt werden. Um eine Messreihe mit zunehmend statistischen Wert zu erhalten, wurden in der Rubrik Klimatologie Messungen zu festen Zeiten durchgeführt. Die klimatologischen Messungen wurden durch die Rubriken Kaltfrontdurchgänge, Tagesgänge und Hochdruckwetterlagen ergänzt. Aufgrund des häufigen Auftretens wurden die Rubriken Cirren und Aerosolschichten zusätzlich in Tab. 5.1 aufgenommen. Die Messtage in der Rubrik Klimatologie waren Montags und Donnerstags 12:00 UT und Montags nach Sonnenuntergang. Sämtliche Messungen wurden nicht durchgeführt, wenn die Wetterbedingungen zu schlecht waren (Niederschlag, Nebel, Wolken unterhalb von 1 km). Die Messungen nach Sonnenuntergang ermöglichten die unabhängige Bestimmung der Aerosolextinktion für die vibrationsramanverschobenen Wellenlängen 608 und 387 nm.

	Messplan Lidarnetz	Messungen 1998 (inkl.Dez.97)	Messungen 1999	Messungen gesamt
Klimatologie	Montag ab 12:00 UT, nach Sonnenuntergang; Donnerstag ab 12:00 UT	möglich Messungen: 172 durchgeführte Messungen: 90	mögliche Messungen: 156 durchgeführte Messungen: 94	möglich Messungen: 328 durchgeführte Messungen: 184
Hochdruckwetterlagen	nach Absprache	12 (3)	14 (4)	26 (7)
Kaltfronten	nach Absprache	6	8	14
Tagesgänge	nach Absprache	7	12	19
Extrammessungen	nach Absprache	6	15	21
Aerosolschichten		12	21	33
Cirren		33	41	74
Hintergrundaerosol		18	26	44

Tab 5.1: Übersicht der durchgeführten Messungen am Messtandort Kühlungsborn für verschiedene Rubriken

Die minimale Messdauer umfasste einen Zeitraum von wenigsten 30 Minuten. Damit war sichergestellt, dass die statistischen Fehler auf ein notwendiges Maß unterdrückt werden könnenn. In Abbildung 5.1 und 5.2 ist die Häufigkeit und Dauer der durchgeführten Messungen 1998 und 1999 graphisch dargestellt. Die Abbildungen zeigen eine gute Messstatistik für alle Monate des Jahres. Deutlich sind die Messungen nach Sonnenuntergang in der Rubrik Klimatologie im unteren Teil der Abbildungen zu erkennen. In die Rubriken Tagesgänge und Hochdruckwetterlagen wurden keine fortlaufenden, sondern über den Tag verteilte Messungen mit einer Dauer von wenigsten 30 Minuten durchgeführt. Dabei wurde sichergestellt, dass Messungen auch vor bzw. nach Sonnenuntergang stattfanden.

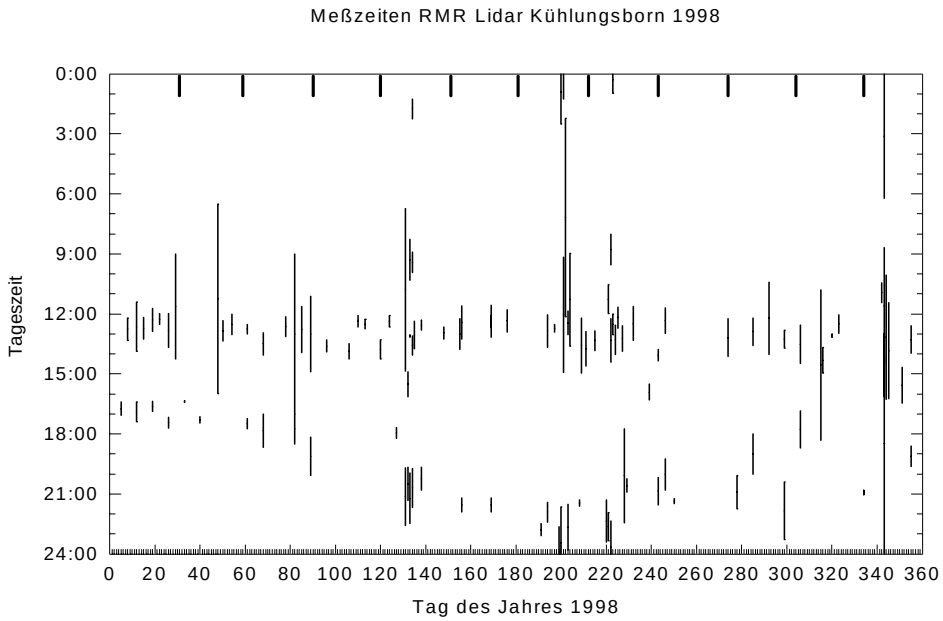

Abb. 5.1: Übersicht aller am IAP Kühlungsborn durchgeführten Messungen 1998.

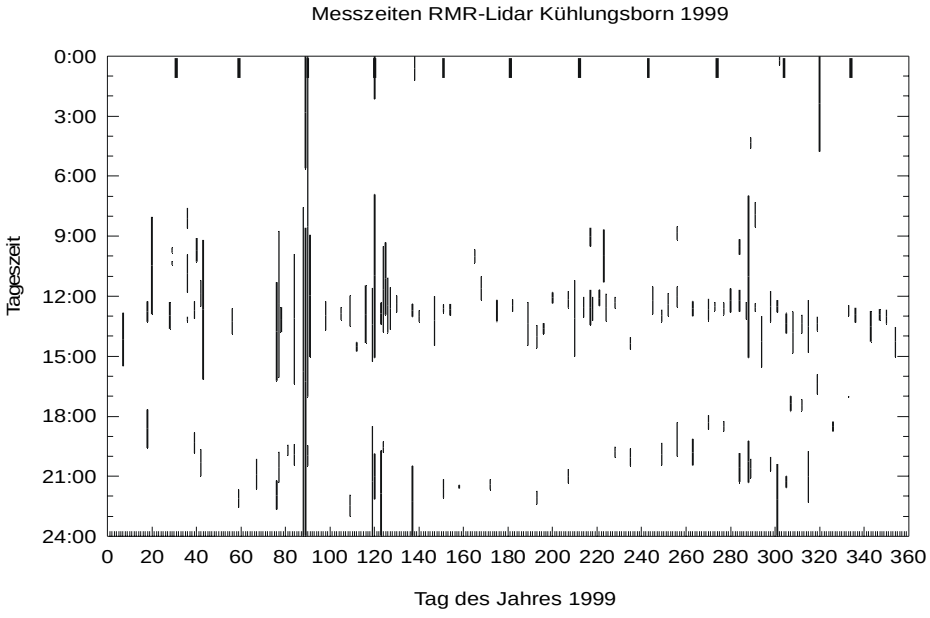

Abb. 5.2: Übersicht aller am IAP Kühlungsborn durchgeführten Messungen 1999.

Folgende Schwerpunkte werden in Kapitel 5 näher behandelt:

1. Qualitätssicherung: Vergleichmessungen mit dem Meteorologischen Institut München im August 1998.

2. Trajektorienanalyse: Die Clusteranalyse für Rückwärtstrajektorien wird als Hilfsmittel genutzt, mögliche Korrelationen zwischen ermittelten Rückstreukoeffizienten und den dazugehörigen Trajektorienbahnen zu untersuchen.

3. Erarbeitung eines Datenarchives im Rahmen des Lidarnetzes: Aus den Messungen werden Extinktions- bzw. Rückstreukoeffizienten ermittelt und den teilnehmenden Instituten zur Verfügung gestellt.

4. Erste statistische Auswertungen für alle wolkenfreie Messungen (bis 5 km) in der Rubrik Klimatologie.

5: Erste Auswertungen in den Rubriken Kaltfrontdurchgänge und Hochdruckwetterlagen.

6. Untersuchung der Wellenlängenabhängigkeit von Rückstreukoeffizienten und erste Vergleiche mit dem GADS[1]-Aerosoldatensatz.

5.2. Messvergleich der Lidarsysteme IAP - MIM

Ein wichtiger Bestandteil zur Qualitätssicherung waren neben dem Algorithmenvergleich die Vergleichsmessungen der einzelnen Lidar-Messsysteme untereinander. Vergleichsmessungen des RMR-Lidarsystem in Kühlungsborn wurden mit dem mobilen Lidarsystem des Meteorologischen Institutes München durchgeführt. Die Messungen fanden auf dem Institutsgelände des IAP am 15. und 16. August 1998 statt. In Abbildung 5.3 und 5.4 sind die höhenkorrigierten Rückstreusignale beider Institute für die Wellenlänge 532 nm dargestellt.

1. Global Aerosol Data Set

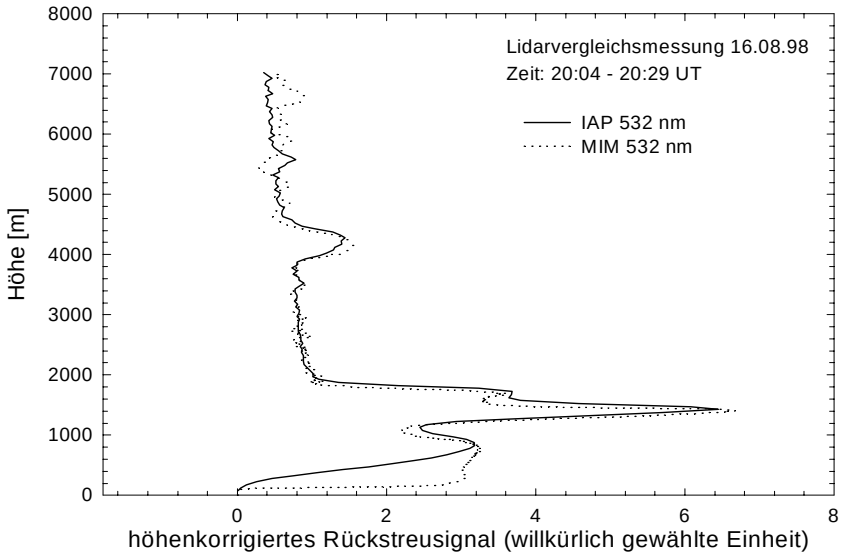

Abb. 5.3: Vergleichsmessung der Lidarsysteme IAP und MIM für die Wellenlänge 532 nm am 16.08.1998 20:04 bis 20:29 UT.

Der Vergleich zeigt eine gute Übereinstimmung des höhenkorrigierten Rückstreusignals ab ca. 1 km Höhe. Sowohl das Maximum in 1.5 als auch in einer Höhe von 4 km wird aufgrund von Wolken von beiden Lidarsystemen sehr gut widergegeben. Gleiches gilt für die Wellenlänge 355 nm. Für die Wellenlänge 1064 nm konnte nur innerhalb der Grenzschicht eine Übereinstimmung erzielt werden. Oberhalb der Grenzschicht zeigt das Messsignal des RMR-Lidarsystems IAP starke Abweichungen verglichen mit dem Lidarsignal des Messsystems MIM. Eine der möglichen Ursachen könnten Nachleuchteffekte des Detektors für die Wellenlänge 1064 nm aufgrund einer Übersteuerung sein. Eine Übersteuerung des Detektors tritt dann ein, wenn Photonensättigung am Photomultiplier eintritt und ein korrektes Auszählen der empfangenen Photonen nicht mehr möglich ist

Abbildung 5.3 und 5.4 ist zu entnehmen, dass das Messsignal des Lidarsystem IAP und das Messsignal Lidarsystem MIM eine höhenkonstante Differenz von ca. 60 m aufweisen. Die vertikale Höhendifferenz beider Lasersysteme betrug während der Messungen ca. 10 m. Eine mögliche Fehlerquelle könnte in der Datenaufnahme des Lidarsystems IAP liegen. Beim Auszählen der Photonen erfolgt in den separaten Höhenkanälen der Pulszähler eine Aufsummierung mit einer Höhenauflösung von 50 m. Es wäre möglich, dass bei der Datenaufnahme ein elektronisch bedingter fehlerhafter Offset von gerade einem Höhenkanal (50 m) dieser Höhendifferenz entspricht. Die Gründe dafür konnten bis jetzt nicht eindeutig verifiziert werden und bedürfen noch einer Klärung.

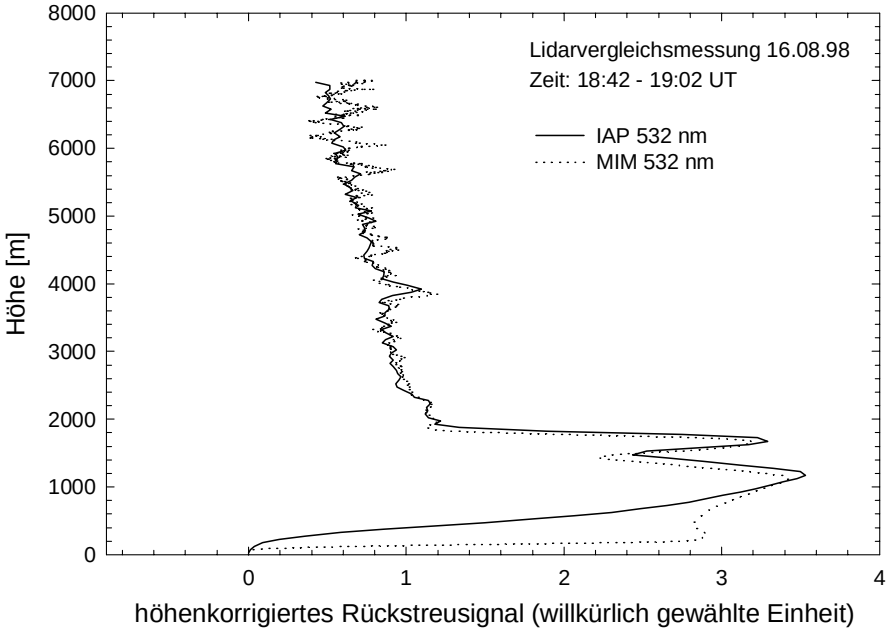

Abb. 5.4: Vergleichsmessung der Lidarsysteme MIM und IAP für die Wellenlänge 532 nm am 16.08.1998 18:42 UT bis 19:02 UT.

5.3 Klimatologie

In der vorliegenden Arbeit bezieht sich der Begriff Klimatologie auf eine kontinuierlich durchgeführte zweijährige Messreihe im Rahmen des Lidarnetzes in der Zeit vom 01.12.97 bis zum 30.11.99. Ziel der Messungen in der Rubrik Klimatologie war die Bestimmung von Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten zu fest vorgegebenen Zeiten und unabhängig von Schönwetterperioden. Erste Auswertungen wurden für Messungen ausschließlich nach Sonnenuntergang mit wolkenfreien Bedingungen unterhalb von 5 km durchgeführt (Abb. 5.5).

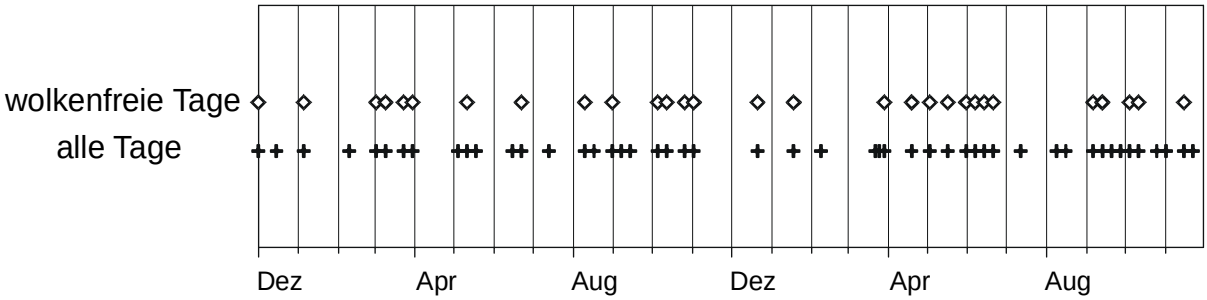

Abb. 5.5: Ubersicht der Messungen nach Sonnenuntergang in der Rubrik Klimatologie. "Wolkenfreie Tage" bedeutet einen Bedeckungsgrad von 0/8 unterhalb von 5 km, "alle Tage" beinhaltet alle durchgeführten Messungen.

In Abb 5.6 ist die jahreszeitliche Verteilung der Rückstreukoeffizienten für den Zeitraum vom 1. Dezember 1997 bis zum 30. November 1999 dargestellt. Während dieser Zeit waren theoretisch 101 Messungen nach Sonnenuntergang möglich, davon wurden an 49 Tagen Messungen durchgeführt. Das entspricht 48.5%. An 28 Tagen (27.7%) waren unterhalb von 5 km keine Wolken vorhanden. Die Messungen dieser 28 Tage bilden die Grundlage des ausgewerteten Datensatzes im Rahmen der Rubrik Klimatologie. Die große Variabilität der ermittelten Rückstreukoeffizienten ist in Abb. 5.6 farbig dargestellt.

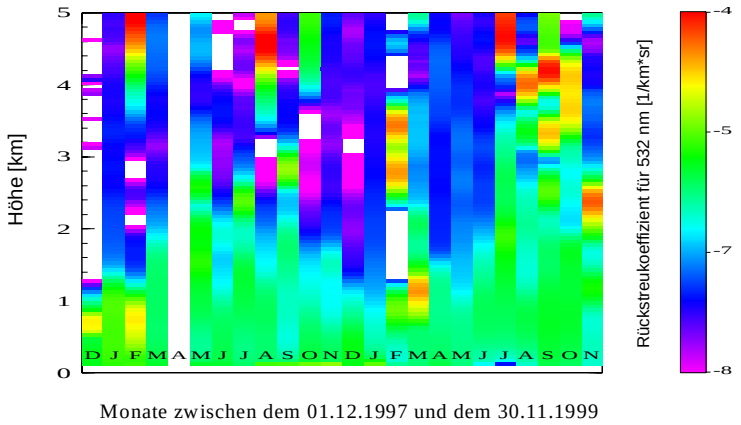

Abb. 5.6: Zweijähriger Zyklus des Rückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 532 nm.

Deutlich ist in Abb. 5.6 die Grenze zwischen planetarer Grenzschicht und freier Atmosphäre zu erkennen. Die Grenzschichthöhe schwankt mit einem Minimum von ca. 800 m im Winter und einem Maximum von ca. 2000 m im Sommer. Das sommerliche Maximum ist 1998 in den Monaten März bis Juni zu erkennen, im Folgejahr dagegen in den Monaten Juni bis Oktober.

Weiße Flächen bedeuten, dass der Rückstreukoeffizient unterhalb der Nachweisgrenze mit $10^{-9} m^{-1} sr^{-1}$ lag. Oder aber es wurde eine Referenzhöhe bestimmt, bei der die Annahme ausschließlicher Molekülstreuung nicht gerechtfertigt war. Im Bereich der freien Atmosphäre gibt es neben den großen Bereichen geringer Aerosolrückstreuung (in Abb. 5.6 blau bis violett) auch abgegrenzte Bereiche (in Abb. 5.6 gelb bis rot) mit stark erhöhter Aerosolrückstreuung. Diese Rückstreuung wurde ausschließlich durch vorkommende Aerosolschichten innerhalb der freien Atmosphäre verursacht. Für die Analyse der Grenzschichthöhen aus Rückstreukoeffizienten wurde die Grenzschichthöhe als die Höhe definiert, in der der Rückstreukoeffizient bei der Wellenlänge 532 nm auf 50% seines mittleren Wertes absinkt. In Abb. 5.7 ist die Festlegung der Grenzschichthöhe verdeutlicht. Typisch für den Grenzbereich zwischen planetarer Grenzschicht und freier Atmosphäre war die Verringerung des Rückstreukoeffizienten innerhalb weniger 100 Meter.

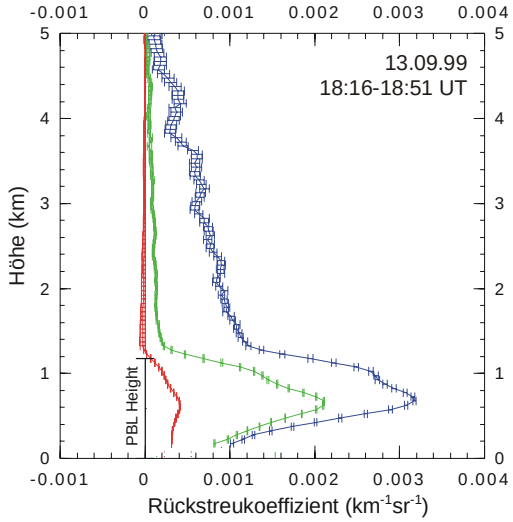

Abb. 5.7: Bestimmung der Grenzschichthöhe aus Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 532 nm, Messung am 13.09.1999.

Abb. 5.8 zeigt den zusammengefassten Jahreszyklus 98/99 für wolkenfreie Tage. Die Fehlerabschätzung beruht auf der Standardabweichung der Monatsmittelwerte. Zusätzlich wird Abb. 5.8 durch eine nichtlineare Regression $y = y_0 + a \times \sin\left(\frac{2\pi}{b}x + c\right)$ ergänzt. Die Funktion besitzt Ihr Maximum Anfang August, ihr Minimum im Februar. Das entspricht dem Sonnenzyklus mit einer Phasenverschiebung von ca. 50 Tagen. Die errechnete Periode beträgt 357 ± 65 Tage. Somit kann der Jahreszyklus aufgrund des Sonnenstandes reproduziert werden. Die mittlere Grenzschichthöhe beträgt 1360 ± 104 m. Es muss daran erinnert werden, dass die Messungen für den Jahreszyklus ausschließlich nach Sonnenuntergang durchgeführt wurden. Somit ist das Maximum der Grenzschicht nicht repräsentativ für die täglichen Amplituden der Grenzschichthöhe. Im Allgemeinen erreicht die Grenzschicht ihr Maximum gegen 14:00 Uhr lokaler Zeit. Mit abnehmendem Sonnenstand sinkt die Grenzschichthöhe wieder.

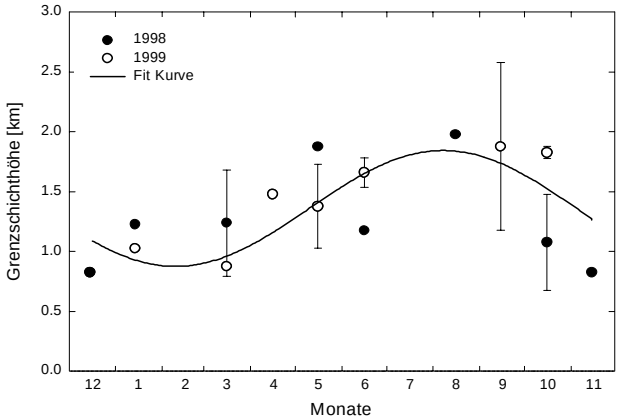

Abb. 5.8: Jahreszyklus für die mittlere Grenzschichthöhe, ermittelt aus dem Rückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 532 nm an wolkenfreien Tagen. Beide Jahre sind zusammengefasst. Die nichtlineare Regression entspricht der Funktion $y = y_0 + a \times \sin\left(\frac{2\pi}{b}x + c\right)$.

Oftmals sind meteorologische Situationen vorhanden, bei denen die Grenzschicht kein tageszeitlich bedingtes Maximum aufweist (Abb. 5.9). Die Gründe dafür sind vielfältig. Jede Art von Wolken (auch optisch dünne Cirren) beeinträchtigen die tagesbedingte Sonneneinstrahlung und damit auch die tageszeitabgängige Konvektion innerhalb der Grenzschicht.

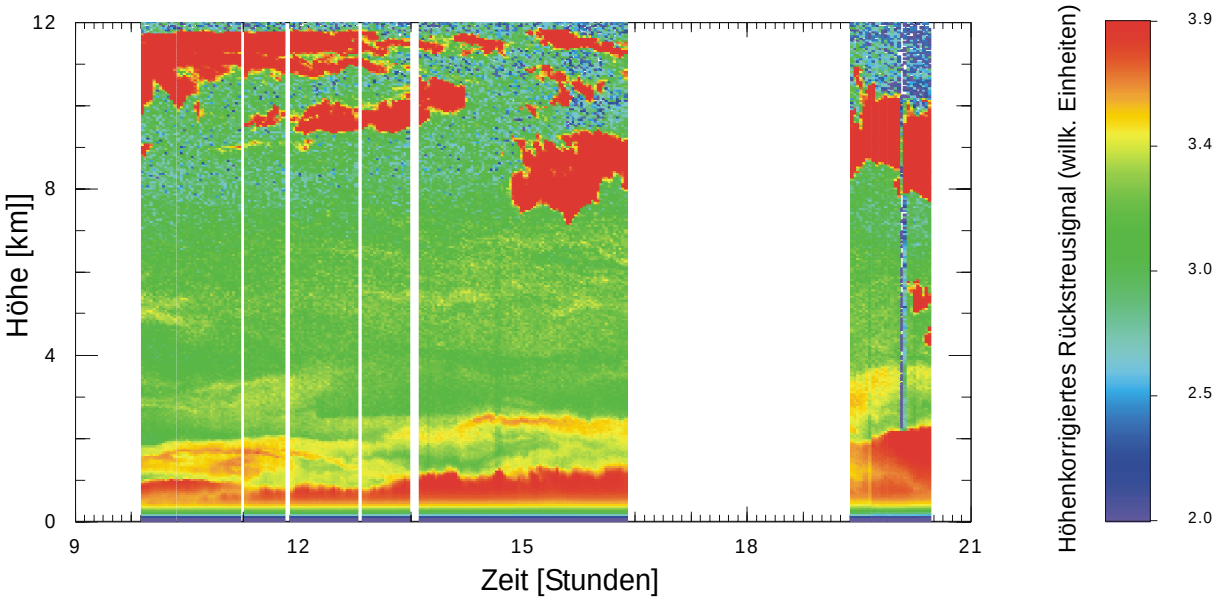

Abb. 5.9: Tagesmessung vom 30.09.1999, Beispiel für ein tageszeitunabhängiges Anwachsen der Grenzschicht.

Auch Feuchtequellung der Aerosolpartikel aufgrund tageszeitlich bedingter Temperaturabnahme führt zu erhöhter Rückstreuung im bodennahen Bereich. Ein weiteres Beispiel für nicht tageszeitlich bedingtes Anwachsen der Grenzschicht sind Warmluftadvektionen. Oftmals erfolgt dann der Transport von bodennahen Aerosol auf der Vorderseite von Tiefdruckgebieten von Südeuropa bzw. Nordafrika bis nach Mitteleuropa. Die Folge ist ein tageszeitlich unabhängiges Anwachsen der Grenzschicht während der Messungen.

Abb. 5.10 und 5.11 zeigen die mittleren Aerosolrückstreukoeffizienten (355, 532 und 1064 nm) innerhalb und oberhalb der Grenzschicht. Die Fehlergrenzen beinhalten die Standardabweichungen der Monatsmittelwerte für die Einzelmessungen. Die Rückstreukoeffizienten zeigen ganzjährig innerhalb und oberhalb der Grenzschicht eine starke Streuung.In Abbildung 5.11 sind die Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 1064 nm nicht dargestellt, da diese oftmals einen Wert um oder aber kleiner Null aufweisen. Vergleiche der jahreszeitlich variierenden Aerosolrückstreukoeffizienten mit anderen Messstandorten des Lidarnetzes stehen noch aus und werden Bestandteil von weiteren Untersuchungen in Zukunft sein.

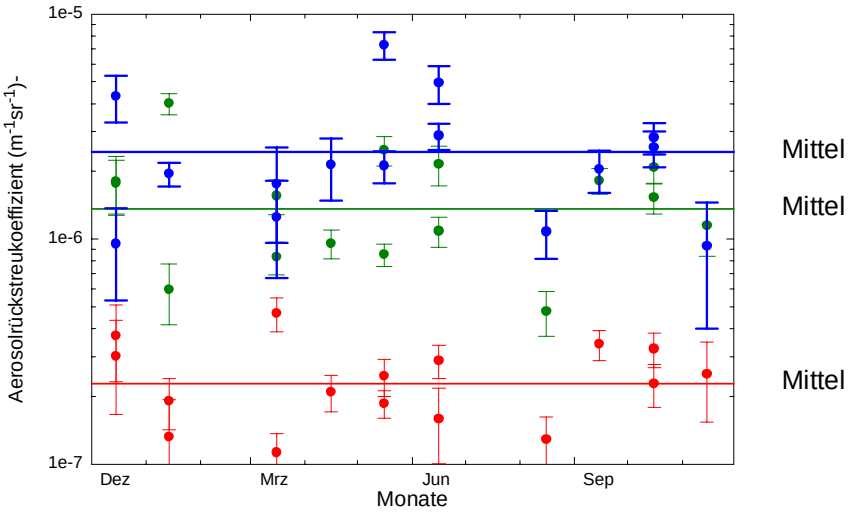

Abb. 5.10: Mittlerer monatlicher Rückstreukoeffizient innerhalb der Grenzschicht für die Wellenlängen 355 (blau), 532 (grün) und 1064 nm (rot).

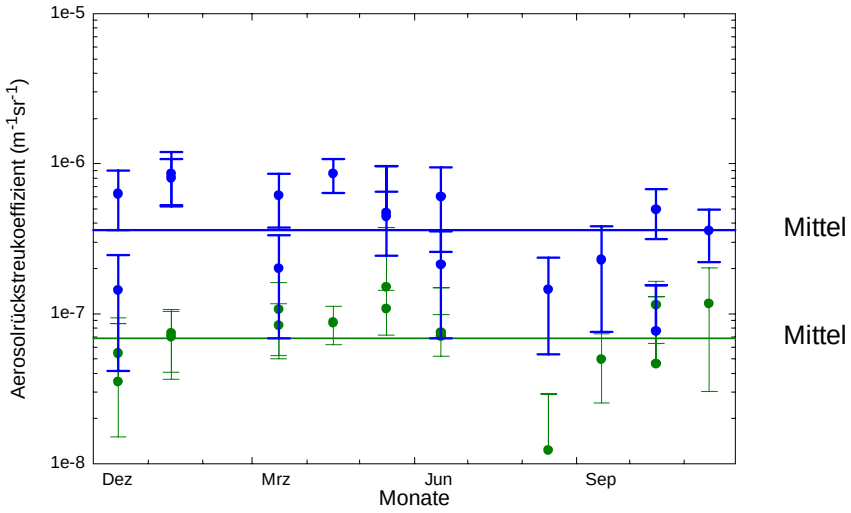

Abb. 5.11: Mittlerer monatlicher Aerosolrückstreukoeffizient oberhalb der Grenzschicht für die Wellenlängen 355 (blau) und 532 (grün).

In Abbildung 5.12 sind die Mittelwerte der Rückstreukoeffizienten mit Standardabweichung für die Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm aufgetragen. Die vertikale Achse ist für Werte oberhalb der Grenzschicht gestreckt mit dem Faktor 10 verglichen mit Werten innerhalb der Grenzschicht. Grund ist der innerhalb der Fehlergrenze höhere mittlere Rückstreukoeffizient (Faktor 10) in der Grenzschicht gegenüber dem mittleren Rückstreukoeffizienten oberhalb der Grenzschicht.

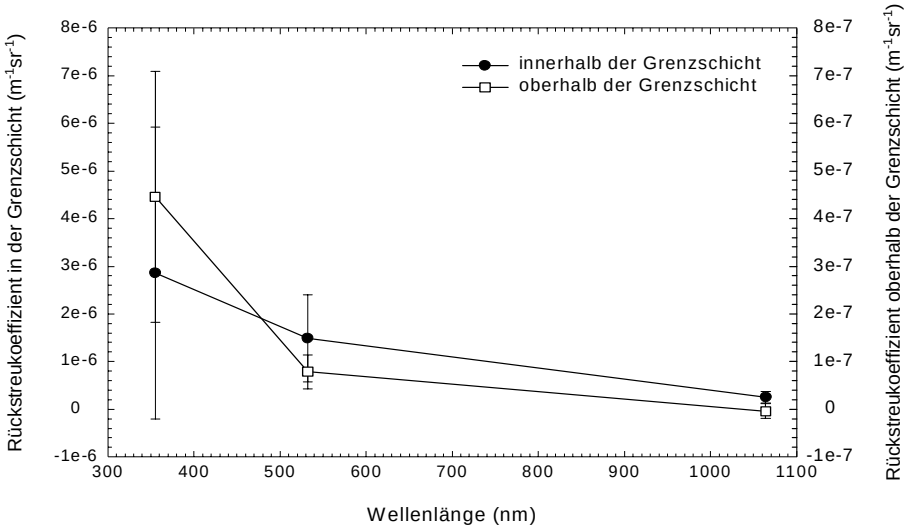

Abb. 5.12: Mittlerer Rückstreukoeffizient für die Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm innerhalb und oberhalb der Grenzschicht.

Verglichen mit Messungen von *Müller et al.* [1998], die Aerosolrückstreukoeffizienten von Leipzig innerhalb und oberhalb der Grenzschicht beinhalten, stimmen die am Standort Kühlungsborn ermittelten Werte gut mit denen innerhalb der Grenzschicht überein. Ein Vergleich der Messungen oberhalb der Grenzschicht liefert kleinere Rückstreukoeffizienten mit dem Faktor 2 verglichen mit den Werten bei *Müller et al.* [1998] Da es sich aber bei *Müller et al.* [1998] um Einzelmessungen handelt, die Kühlungsborner Messreihe aber Mittelwerte über 2 Jahre beinhaltet, ist der Unterschied nicht signifikant. In Abb. 5.13 und 5.14 ist der mittlere Extinktionskoeffizient und die mittlere optische Dicke für den Bereich oberhalb der Grenzschicht bis 5 km Höhe dargestellt. Negative Werte traten dann auf, wenn bereits eine falsche Berechnung des Rayleigh-Rückstreukoeffizienten vorlag. Das kann durch den Sachverhalt erklärt werden, dass Temperatur- und Luftdruckwerte von Radiosonden verwendet wurden, die ca. 100 km entfernt von Kühlungsborn starteten oder aber bei Vorgabe der nötigen Eingabeparameter durch die U.S. Standard Atmosphäre [1976]. Für die mittlere optische Dicke (Abb. 5.14) ergibt sich oberhalb der Grenzschicht ein mittlerer Wert von $1{,}2 \mp 0{,}33 \times 10^{-2}$. Dieser Wert ist vergleichbar mit dem Wert 0.012 für die mittlere freie Troposphäre aus GADS. Vergleichsmessungen der optische Dicke von Satellitendaten (über Zentraleuropa) reichen von 0.1 bis 0.6 für die Wellenlänge 555 nm [*Robles Gonzales et al.*, 2000].

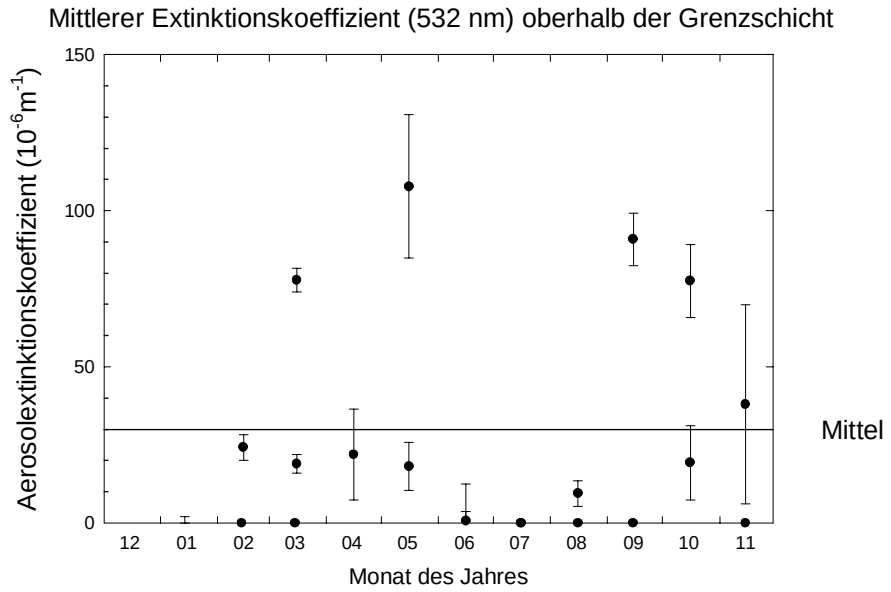

Abb. 5.13: Mittlere monatliche Extinktionskoeffizienten oberhalb der Grenzschicht bis 5 km für die Wellenlänge 532 nm .

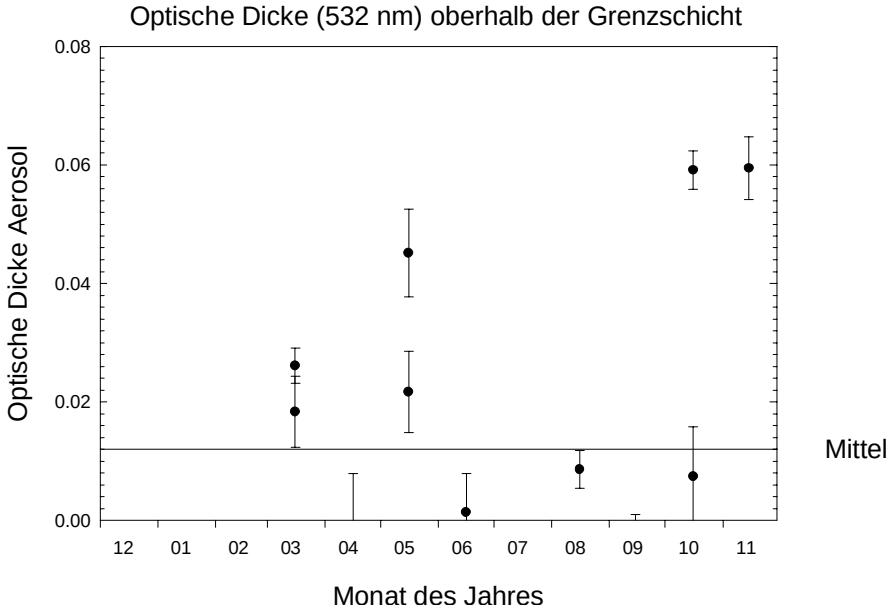

Abb. 5.14: Mittlere monatliche optische Dicke oberhalb der Grenzschicht bis 5 km für die Wellenlänge 532 nm.

Tabelle 5.2 gibt eine Übersicht der optische Eigenschaften für die gesamte 2-jährige Messreihe. Aufgrund der großen Variabilität, besonders für den Extinktionskoeffizienten, beträgt die Standardabweichung des mittleren Lidarverhältnisses oberhalb der Grenzschicht mehr als 100% des Mittelwertes.

	innerhalb der Grenzschicht	oberhalb der Grenzschicht
$\overline{\beta}_{355nm}\ [m^{-1}sr^{-1}]$	$(2{,}9 \pm 3{,}1) \times 10^{-6}$	$(4{,}5 \pm 2{,}6) \times 10^{-7}$
$\overline{\beta}_{532nm}\ [m^{-1}sr^{-1}]$	$(1{,}5 \pm 0{,}9) \times 10^{-6}$	$(7{,}8 \pm 3{,}5) \times 10^{-8}$
$\overline{\beta}_{1064nm}\ [m^{-1}sr^{-1}]$	$(2{,}5 \pm 1{,}2) \times 10^{-7}$	$(-0{,}4 \pm 1{,}6) \times 10^{-8}$
$\overline{\alpha}_{532nm}\ [m^{-1}]$	–	$(3{,}5 \pm 7{,}2) \times 10^{-6}$
optische $\overline{Dicke}_{532nm}$	–	$(1{,}2 \pm 0{,}3) \times 10^{-2}$
$\overline{LR}_{532nn}$	–	44 ± 94

Tabelle 5.2: Mittlelwerte von Aerosolrückstreu- und Extinktionskoeffizienten, optischer Dicke und Lidarverhältnis in und oberhalb der Grenzschicht.

Obwohl der Mittelwert des Lidarverhältnisses von 44 *sr* für kontinentales und maritimes Aerosol *[Ackermann,* 1998] und die Aerosolkomponente “freie Troposphäre“ aus GADS [*Hess et al.*, 1998] vernünftig erscheint, ist die Variabilität für mögliche Rückschlüsse zu groß. Eine Berechnung von Extinktionskoeffizient und Lidarverhältnis war aufgrund der Systemeigenschaften des Lidarsystems innerhalb der Grenzschicht nicht möglich.

Für Messungen in der Rubrik Klimatologie wurde eine Clusteranalyse für Rückwärtstrajektorien (Trajektorienanalyse) mit Endpunkt Kühlungsborn durchgeführt. Zielstellung war die Abschätzung von Aerosolpartikeleigenschaften in Abhängigkeit der während der Messungen vorhandenen Luftmassen. Für 26 der 28 Messtage waren in der Rubrik Klimatologie Trajektorien verfügbar. Die Trajektorienanalyse wurde für die Bereiche innerhalb (975 hPa) und oberhalb (700 hPa) der Grenzschicht durchgeführt. Für die Analyse der Trajektorien wurden 16 Stützstellen a 6 Stunden berücksichtigt. Das Ergebnis der Analyse ist in Abb. 5.15 verdeutlicht und zeigt für beide Höhenniveaus zwei dominante Cluster der Trajektorienbahnen. Im Bereich der Grenzschicht als auch der freien Troposphäre dominieren Trajektorien aus Richtung Nordwest mit 77% bzw. 81% (Cluster 1). Im 975 hPa Niveau dominiert die nördliche Komponente, im 700 hPa Niveau dagegen mehr die westliche. Rund 20% der untersuchten Trajektorien beinhalteten Bahnen aus Richtung Südost und sind in Abb. 5.15 als Cluster 2 für beide Höhenbereiche dargestellt. Für das Höhenniveau 975 hPa gelangen die Bahnen der Trajektorien aus Nordosteuropa, für 700 hPa dagegen mehr aus Südosteuropa zum Endpunkt Kühlungsborn.

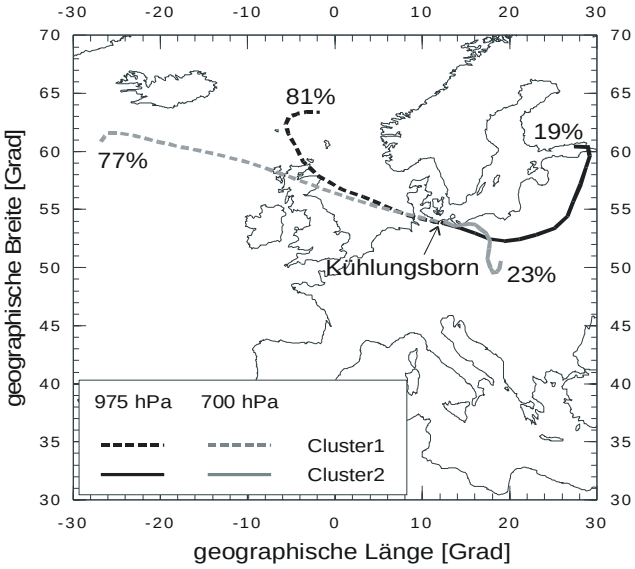

Abb. 5.15: Clusterbildung der Trajektorienanalyse für den Bereich innerhalb (975 hPa) und oberhalb (700 hPa) der Grenzschicht, Endpunkt Kühlungsborn in der Rubrik Klimatologie.

Somit ist die Länge der mittleren Clusterbahnen auch ein Maß für die Geschwindigkeit der Luftmassen. Die mittlere Trajektorienbahn von Cluster 1 (700 hPa) ist aufgrund ausgeprägter Westwinde sehr lang. Die Messtage der ermittelten Aerosolrückstreukoeffizienten wurden den jeweiligen Trajektorien zugeordnet. Abb. 5.16 zeigt die mittleren Rückstreukoeffizienten innerhalb und oberhalb der Grenzschicht für beide Cluster bezogen auf die Wellenlänge 532 nm. Für Cluster 2 sind in beiden Höhenniveaus die Werte des mittleren Rückstreukoeffizienten geringfügig höher. Diese Unterschiede sind aber nicht signifikant und liegen im Bereich der Fehlerungenauigkeit.

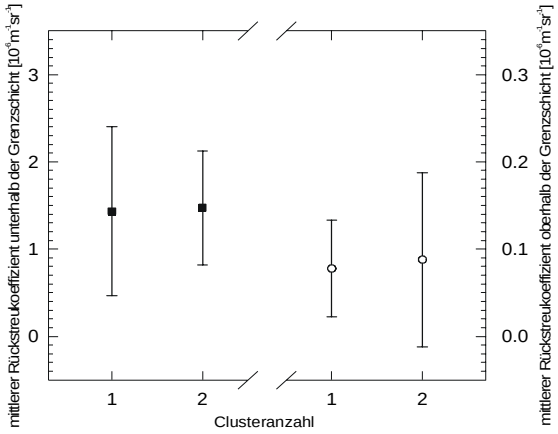

Abb. 5.16: Mittlerer Aerosolrückstreukoeffizient (532 nm) innerhalb und oberhalb der Grenzschicht

Desweiteren wurde die Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten untersucht. Für die Analyse der Aerosolrückstreukoeffizienten in den jeweiligen Cluster wurde eine Normierung (532 nm) durchgeführt. Die Ergebnisse der Analyse sowie deren Vergleich mit ausgewählten Aerosolkomponenten aus OPAC sind in Abb. 5.16 dargestellt. Die Fehlerbalken beinhalten die Standardabweichung. In Abbildung 5.17 sind berechnete Aerosolrückstreukoeffizienten für verschiedene Aerosolkomponenten und -typen mit Hilfe des OPAC Softwarepaket dargestellt. Zum Vergleich mit den errechneten Aerosolrückstreukoeffizienten sind die Aerosolkomponenten und -typen ausgewählt worden, die wahrscheinlich während der Messungen vorhanden waren. Die ausgewählten Aerosolkomponenten und -typen wurden für sehr niedrige und sehr hohe Werte der relativen Luftfeuchtigkeit dargestellt. Für eine bessere Bewertung der Wellenlängenabhängigkeit wurden die Werte der Rückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 532 nm normiert.

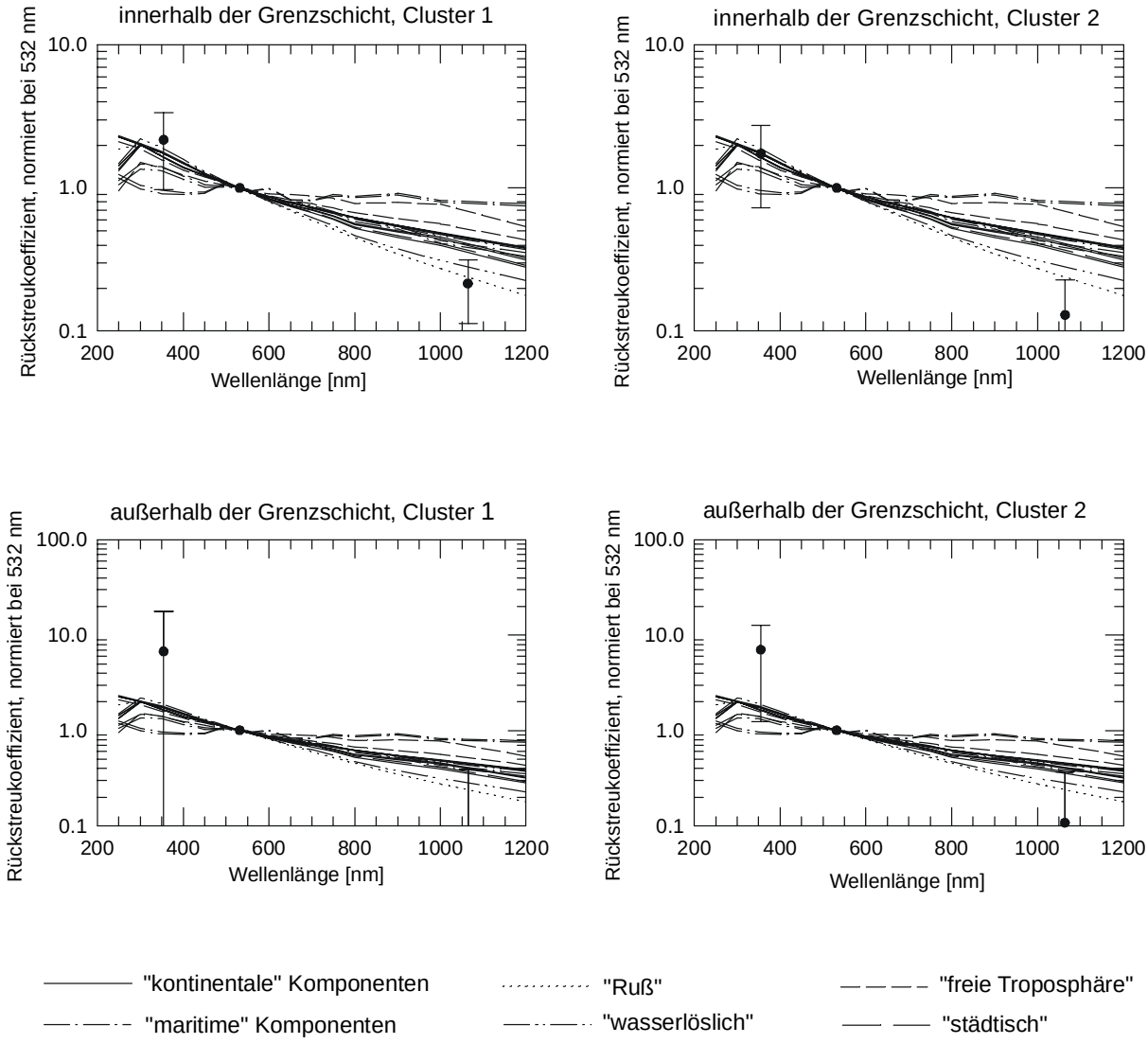

Abb. 5.17: Ermittelte Aerosolrückstreukoeffizienten für Cluster 1 und 2 (Abb. 5.15), normiert bezüglich der Wellenlänge 532 nm. Als Vergleich sind zusätzlich ausgewählte Aerosolkomponenten bzw. Aerosoltypen aus OPAC dargestellt.

Die Aerosolrückstreukoeffizienten für den Bereich innerhalb der Grenzschicht entsprechen nur den kleinsten Aerosolkomponenten “Ruß“ und “wasserlöslich“ bei entsprechender Luftfeuchtigkeit von 0% in Cluster 1. Die dazugehörigen Modenradien entsprechen einer Größe von 11.8 bzw. 21.2 nm. Für Cluster 2 stimmen die ermittelten Koeffizienten aller ausgewählten Aerosolkomponenten und -typen des GADS-Datensatzes nur für die Wellenlängen 355 nm und 532 nm überein. Wären die Koeffizienten der Wellenlänge 1064 nm etwas größer, wäre auch die Aerosolkomponente „kontinental“ für Cluster 2 geeignet. Die niedrigen Werte der Koeffizienten für die Wellenlänge 1064 nm deuten an, dass die Aerosolrückstreukoeffizienten (1064 nm) aufgrund einer möglichen Übersteuerung des Photomultiplier zu gering sind (siehe Kapitel 4.1.2). Die Übereinstimmung der Koeffizienten bezogen auf die Wellenlängen 355 nm und 532 nm ist für “maritimes“ Aerosol geringfügig besser, wenn man Cluster 1 und 2 vergleicht. Das bedeutet eine Unterbestimmung der Werte für 1064 nm mit Faktor 4, was eher unwahrscheinlich ist. Signifikante Unterschiede für den Bereich der Grenzschicht gibt damit nicht zwischen beiden Clustern. Außerhalb der Grenzschicht ist die Standardabweichung der ermittelten Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 355 nm in Cluster 1 sehr groß. Alle Aerosolkomponenten und -typen entsprechen diesem Bereich. Auch für Cluster 2 sind die ermittelten Koeffizienten bezogen auf die Wellenlänge 1064 nm sehr niedrig, obwohl die dazugehörige Standardabweichung noch in den Bereich einiger Aerosoltypen reicht. Signifikante Unterschiede gibt es auch hier zwischen beiden Clustern nicht.

Es wurden zwei komplette Jahreszyklen der vertikale Aerosolpartikelverteilung zwischen der Grenzschicht und 5 km sowie ein Jahrszyklus der Grenzschichthöhen gezeigt. Mittelwerte für die Aerosolrückstreukoeffizienten wurden für die Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm in und oberhalb der Grenzschicht gegeben. Die Aerosolrückstreukoeffizienten oberhalb der Grenzschicht sind wesentlich niedriger als die innerhalb der Grenzschicht. Die Aerosolrückstreukoeffizienten sind innerhalb der Grenzschicht um den Faktor 10 größer als in der freien Troposphäre bis 5 km. Der Extinktionskoeffizient konnte nur für den Bereich oberhalb der Grenzschicht für die Wellenlänge 532 nm bestimmt werden. Die daraus abgeleitete optische Dicke stimmt mit Werten aus GADS überein. Ebenfalls konnte anhand der Messungen der Jahreszyklus der Grenzschichthöhe nach Sonnenuntergang sehr gut reproduziert werden.

Eine Clusteranalyse für Rückwärtstrajektorien wurde durchgeführt. Diese Analyse zeigte aber keine signifikanten Unterschiede im Aerosolgehalt unter Einbeziehung der Trajektorienbahnen. Ein Vergleich zeigt, dass die gemessenen Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlängen 355 und 532 nm im wesentlichen mit denen aus GADS übereinstimmen. Die ermittelten Aerosolrückstreukoeffizienten der Wellenlänge 1064 nm sind signifikant kleiner als vergleichbare Werte für vorgegebene Größenverteilungen der Aerosolkomponenten bzw. typen aus GADS. Entweder sind die am Leibniz-Institut ermittelten Koeffizienten systematisch zu klein (Übersteuerung des Photomultiplier) oder aber im GADS-Datensatz werden die Aerosolrückstreukoeffizienten nahe des infraroten Bereiches überschätzt. Weiteres könnte auf-

grund der verwendeten log-Normalverteilung geschehen, bei der eine Überschätzung der Anzahl großer Partikel ein Anwachsen der Rückstreuwerte im infraroten Bereich zur Folge hat. Oberhalb der Grenzschicht könnte man die größten Fehler aufgrund der Empfindlichkeitsgrenze des Detektors erwarten. Aber hinsichtlich Abbildung 5.17 sind die größten Unstimmigkeiten innerhalb der Grenzschicht vorhanden.

5.4 Kaltfrontdurchgänge

Kaltfrontdurchgänge waren ein weiteres Messkriterium im Rahmen des Lidarnetzes. Ziel dieser Rubrik waren Lidarmessungen kurz nach erfolgten Kaltfrontdurchgängen. Aus meteorologischer Sicht war es äußerst schwierig, kurz nach erfolgtem Frontendurchgang Bedingungen für Messungen von 30 und mehr Minuten vorzufinden. Wolken- und Schauerbildung aufgrund einsetzender Konvektion verhinderte oft ein Messen direkt nach Kaltfrontdurchgängen. Konvektion war nicht ausschließlich auf die Tagmessung beschränkt. Auch die Nähe Kühlungsborns zur Ostsee verursachte in den Abend- und Nachtstunden starke Konvektion und resultierend Wolken und Schauer in Küstennähe. Die Ursache der Konvektion ist die oftmals zeitlich begrenzt höhere Temperatur der Ostsee bezogen auf die darüber vorhandenen Luftschichten.

Der Messzeitpunkt kurz nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang war aufgrund des innerhalb kürzester Zeit stattfindenden Luftmassenwechsels äußerst interessant. Hinzu kommt die oftmals nur geringe Aerosolpartikelbelastung der Luftmassen nach erfolgten Kaltfrontdurchgängen. Besonders nach Kaltluftausbrüchen war die Aerosolpartikelbelastung äußerst gering aufgrund der polaren und subpolaren Luftmassen. Die Messungen nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang sind oftmals auch die ersten Messungen in der Rubrik Hochdruckwetterlagen.

Ein weiteres Messkriterium nach erfolgten Frontendurchgängen war die Möglichkeit, gemeinsame Messungen im Rahmen des Lidarnetzes durchzuführen. Die gemeinsamen Messungen hatten zum Ziel, den Transport von Aerosolpartikeln innerhalb von Deutschland zu untersuchen So erfolgte z.B. im Januar 2000 ein Kaltfrontdurchgang von Nord- nach Süddeutschland, der innerhalb von 36 Stunden die Stationen Hamburg und Kühlungsborn, Leipzig, München und Garmisch-Partenkirchen überquerte. Dieses Ereignis wird in einem Unterkapitel näher beschrieben.

Zwischen Dezember 1997 und Januar 2000 wurden nach 17 Kaltfrontdurchgängen Messungen durchgeführt. Davon konnten 14 Messungen für die Auswertung genutzt werden. In drei Fällen waren die meteorologischen Bedingungen so schlecht, dass die durchgeführten Messungen für eine Berechnung der Koeffizienten nicht ausreichend waren.

5.4.1 Trajektorienanalyse nach Kaltfrontdurchgängen

In der Rubrik Kaltfrontdurchgänge wurde eine Clusternanalyse für Rückwärtstrajektorien mit der Zielstellung durchgeführt, mögliche Korrelationen zwischen wetterbestimmenden Luftmassen und den dazugehörigen Aerosolrückstreukoeffizienten herauszustellen. Dafür wurden alle verfügbaren Trajektorien 13 und 19 UT Endpunkt Kühlungsborn genutzt. Die Trajektorienanalyse wurde für den Bereich der Grenzschicht (975 hPa) und der freien Troposphäre (700 hPa) durchgeführt (Abb. 5.18). In Abb. 5.18 (rechts) ist die Clusternzahl als Funktion der prozentualen Änderung der mittleren Abweichung vom Clustermittelwertes aufgetragen. Die Änderung ist für die drei letzten Clusterbildungen am größten. Eine Einteilung in 3 Hauptrichtungen der Trajektorien (Cluster) für 975 und 700 hPa ist daher sinnvoll (Abb. 5.18, rechts).

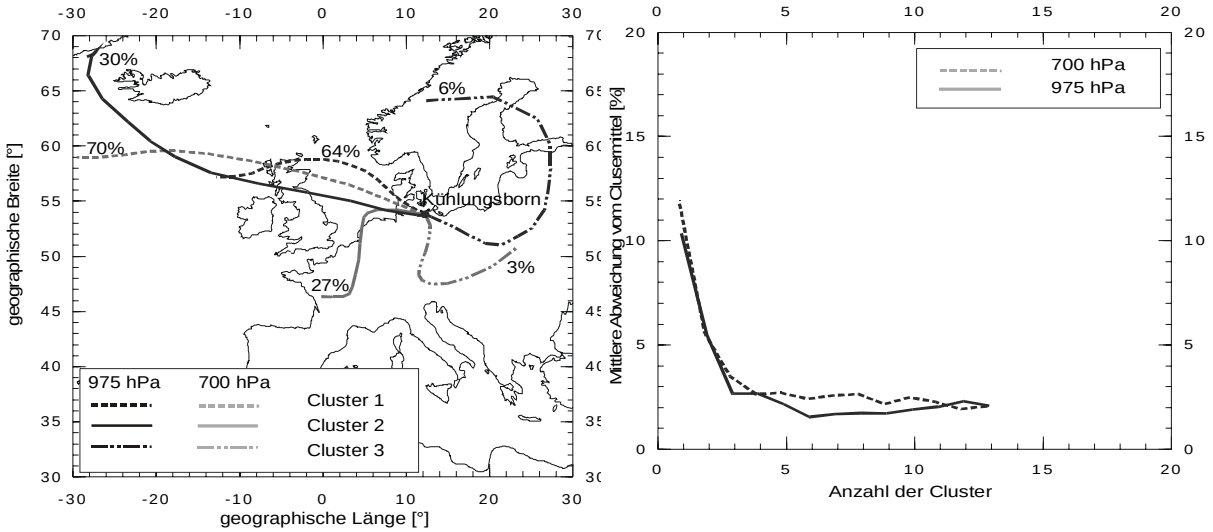

Abb. 5.18: Rechts: Dargestellt sind die drei Cluster der Trajektorienanalyse innerhalb der Grenzschicht (975 hPa) und oberhalb der Grenzschicht (700 hPa). Links: Die prozentuale Änderung der mittleren Abweichung vom Clustermittel.

Innerhalb der Grenzschicht ist die Hauptrichtung der Trajektorien Nordwest (Cluster 1) mit 64% (Abb. 5.18). Da die Gesamtlänge der Cluster einer Zeit von 96 Stunden entspricht, weist die relativ geringe Weglänge von Cluster 1 auf eine nur geringe horizontale Windgeschwindigkeit. Cluster 2 beinhaltet ebenfalls die Richtung Nordwest, die mittlere Trajektorienbahn ist dagegen viel länger, was auf eine wesentlich höhere mittlere horizontale Windgeschwindigkeit der Luftmassen schließen lässt. Trajektoriencluster 3 beinhaltet ausschließlich einen Kaltfrontdurchgang. Für die freie Troposphäre (700 hPa) ist die Hauptrichtung der Trajektorien (Cluster 1) ebenfalls Nordwest mit 70%. Für 27% aller Trajektorienbahnen war eine Südwestströmung in diesem Höhenniveau zu beobachten. Cluster 3 beinhaltet wiederum nur eine Trajektorienbahn Richtung Süd.

Über 90% der Trajektorien zeigen sowohl innerhalb als auch außerhalb der Grenzschicht eine Anströmrichtung der Luftmassen mit Richtung Nordwest. Damit dominierten nach Kaltfrontdurchgängen maritime Luftmassen.

In Abb. 5.19 bis 5.21 sind die Höhenprofile der Aerosolrückstreukoeffizienten für die einzelnen Cluster dargestellt. Aerosolschichten wurden berücksichtigt, Wolken dagegen nicht. β_{aer} variiert sehr stark für Cluster 1. Ursache der sehr hohen Variabilität von β_{aer} für Cluster 1 ist das häufige Auftreten von Aerosolschichten in der feien Troposphäre. Für Cluster 2 (3) ist prozentual die Anzahl der Aerosolschichten für diesen Höhenbereich geringer (nicht vorhanden). Das könnte ein Hinweis darauf sein, dass in der freien Troposphäre Aerosolschichten in Luftmassen maritimer Herkunft (Cluster 1) öfter entstehen oder aber dort eine längere Lebensdauer aufweisen.

Während die Grenzschichthöhe im Mittel für Cluster 1 (maritim) bei 1.1 bis 1.3 km liegt, beträgt die Grenzschichthöhe 1.7 bis 1.9 km bei südwestlicher Anströmung (Cluster 2). Eine Ursache der Differenz ist möglicherweise eine ausgeprägtere Konvektion innerhalb der Grenzschicht über Land und resultierend ein größere vertikale Ausdehnung der Grenzschicht.

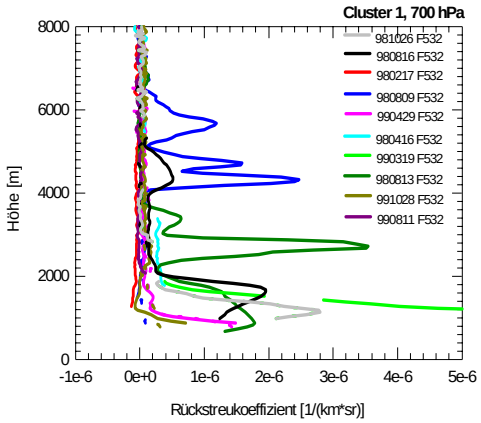

Abb. 5.19: Aerosolrückstreuprofile nach Kaltfrontdurchgängen für Cluster 1. Die Clusteranalyse bezieht sich auf den Bereich der freien Atmosphäre (700 hPa).

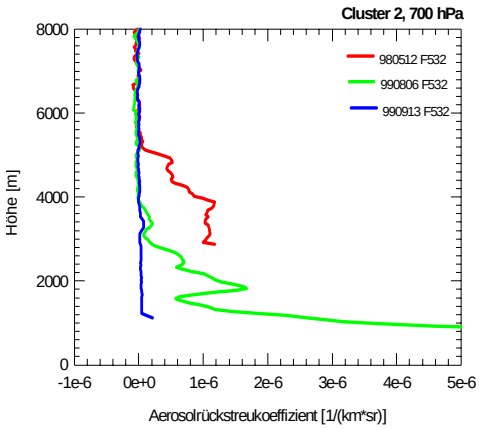

Abb. 5.20: Aerosolrückstreuprofile nach Kaltfrontdurchgängen für Cluster 2. Die Clusteranalyse bezieht sich auf den Bereich der freien Atmosphäre (700 hPa).

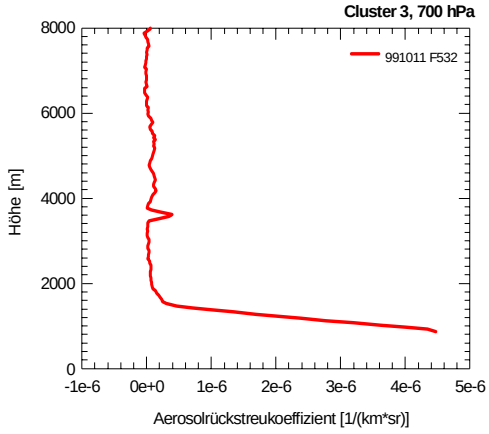

Abb. 5.21: Aerosolrückstreuprofile nach Kaltfrontdurchgängen für Cluster 3. Die Clusteranalyse bezieht sich auf den Bereich der freien Atmosphäre (700 hPa).

5.4.2 Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach Kaltfrontdurchgängen

Es wurden Vergleiche von Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach erfolgten Kaltfrontendurchgängen durchgeführt. Für 14 durchgeführte Messungen nach Kaltfrontdurchgängen erfolgten 8 Messungen vor (bis zu 48 h) den jeweiligen Frondendurchgängen. Messungen mit Wolken wurden für die Auswertung nicht verwendet. In Abb. 5.22 sind als Beispiel Aerosolrückstreukoeffizienten für den 12.05.1998 und den 06.08.1999 dargestellt. Beiden gemein ist, dass β_{aer} oberhalb der Grenzschicht fast den Wert Null aufweist. Für den Kaltfrontdurchgang am 12.05.98 ist ein Anstieg der Grenzschichthöhe nach dem Frontdurchgang zu erkennen. Dagegen bleibt die Grenzschichthöhe für den Frontendurchgang am 06.08.1999 nahezu konstant. Die Trajektorien in Abbildung 5.23 verdeutlichen die sehr verschiedenen Anströmrichtungen der Luftmassen vor und nach den Kaltfrontdurchgängen am 12.05.98 und 06.08.99.

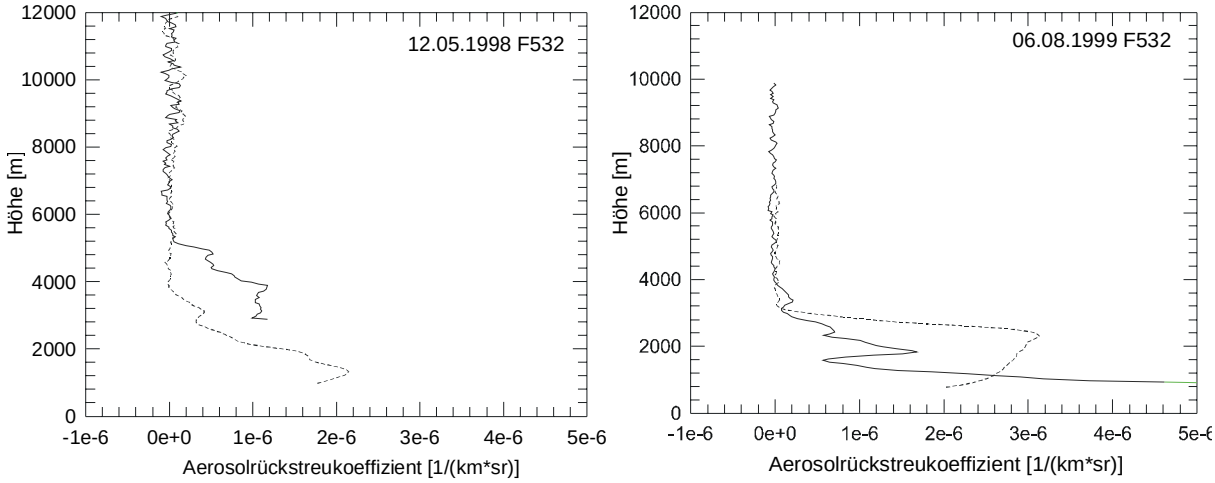

Abb. 5.22: Aerosolrückstreukoeffizienten vor (gestrichelte Linie) und nach (durchgezogene Linie) erfolgem Frontendurchgang.

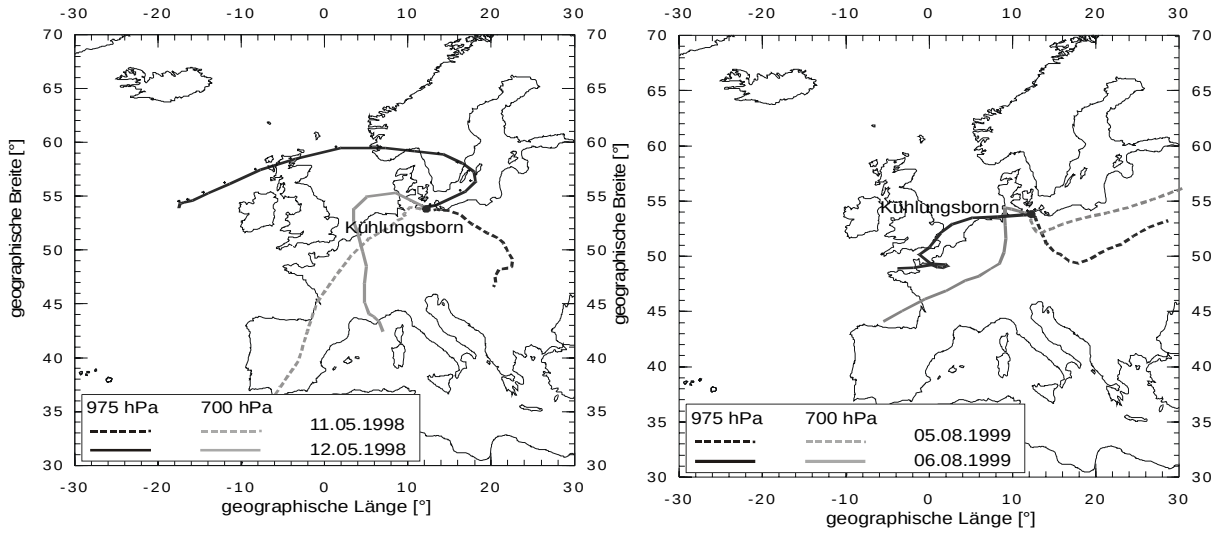

Abb. 5.23: Trajektorienvergleich vor und nach Kaltfrontendurchgängen für den Bereich innerhalb (975 hPa) und oberhalb (700 hPa) der Grenzschicht.

Die Kaltfrontdurchgänge erfolgten für beide Tage von West nach Ost, so dass die dazugehörigen Trajektorien im Bereich der Grenzschicht (975 hPa) vor den Fronten Richtung Südost und nach den Fronten West- bis Nordwest zeigen.

In Abb. 5.24 werden zwei Beispiele gezeigt, in denen nach erfolgtem Luftmassenwechsel zusätzlich Aerosolschichten in der freien Atmoshpäre vorhanden waren. Für die Messung vor erfolgten Frontendurchgang (09.08.98) zeigt das Rückstreuprofil nur sehr geringe Werte für die Rückstreukoeffizienten. Nach erfolgtem Frontendurchgang wurde eine Aerosolschicht in 4 bis 6 km nachgewiesen. Für Messung am 13.08.98 waren sowohl vor als auch nach erfolgtem Frontendurchgang Aerosolschichten in verschiedenen Höhen vorhanden. Die Aerosolrückstreukoeffizienten sind nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang innerhalb der Aerosolschichten stark abgeschwächt. Für die Ableitung optischen Partikeleigenschaften war die vertikale und zeitliche Ausdehnung die Aerosolschicht zu gering. Abb. 5.25 zeigt Aerosolrückstreukoeffizienten nach Kaltfrontdurchgängen, bei denen keine Änderung der Aerosolrückstreukoeffizienten zu beobachten war.

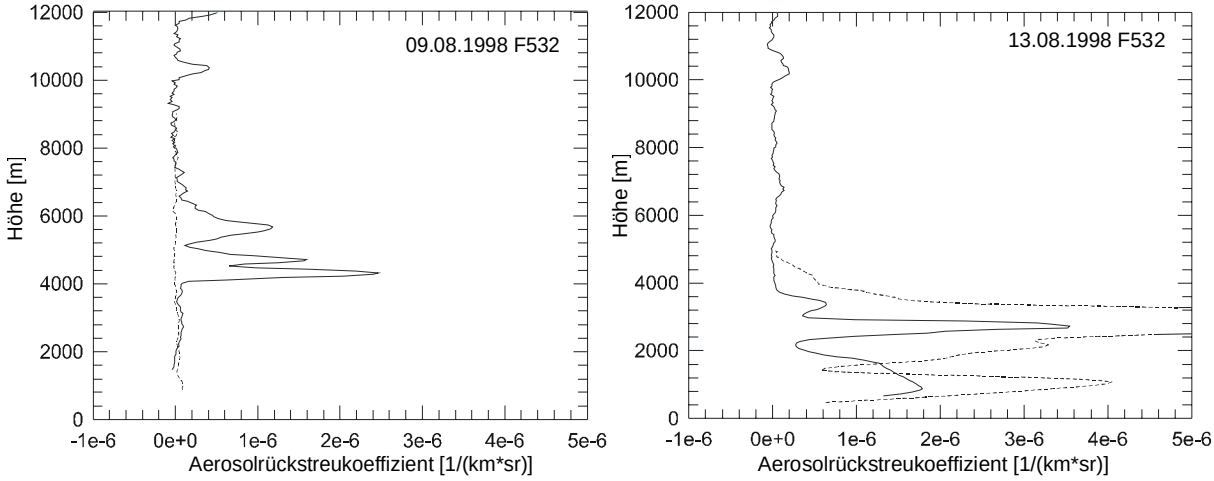

Abb. 5.24: Aerosolrückstreukoeffizienten vor (gestrichelte Linie) und nach (durchgezogene Linie) erfolgtem Frontendurchgang.

Für die Kaltfrontdurchgänge am 29.04.99 und 11.08.99 sind die Werte von β_{aer} oberhalb der Grenzschicht nahe Null. Es konnte keine Änderung der Rückstreuung beobachtet werden.

Die Variabilität der Aerosolrückstreukoeffizienten ist vor und nach Kaltfrontdurchgängen sehr groß. In den analysierten Messungen konnten keine signifikanten Unterschiede für die Aerosolrückstreukoeffizienten aufgrund von Kaltfrontdurchgängen nachgewiesen werden.

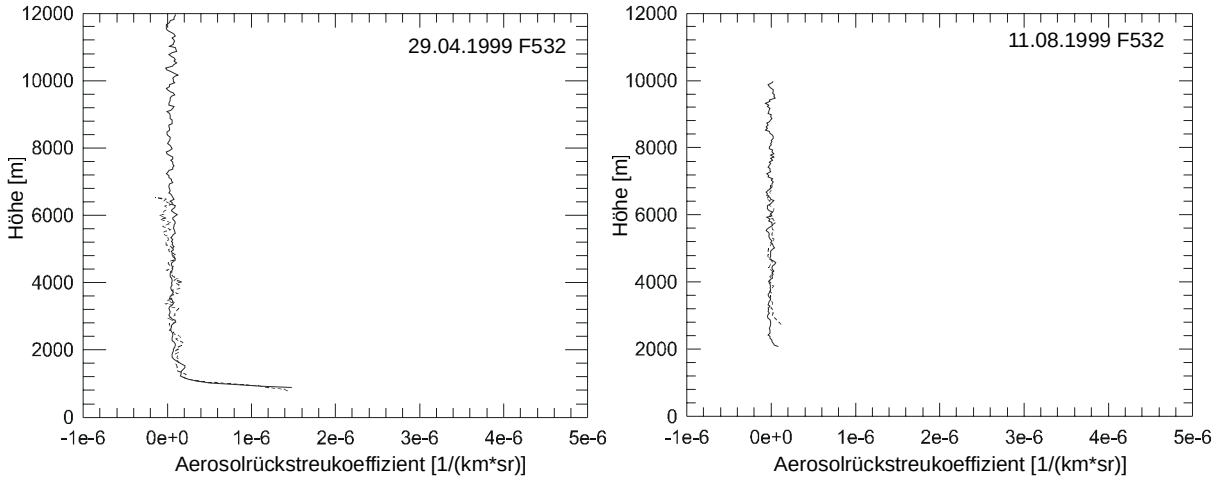

Abb. 5.25: Abb. 5.24: Aerosolrückstreukoeffizienten vor (gestrichelte Linie) und nach (durchgezogene Linie) erfolgtem Frontendurchgang.

5.4.3 Wellenlängenabhängigkeit gemessener Profile

Messungen in der Rubrik Kaltfrontdurchgänge wurden auch für Untersuchungen der Wellenlängenabhängigkeit von Aerosolrückstreukoeffizienten genutzt. Zielstellung war die Herausstellung einer mögliche Korellationen zwischen ermittelten Rückstreukoeffizienten und Anströmrichtungen der Luftmassen. Für die Auswertung wurden ausschließlich wolkenfreie Messungen im Höhenintervall oberhalb der Grenzschicht bis zu 5 km genutzt. Es wurde die Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten auf der Grundlage der Trajektorienanalyse (Kap. 5.4.1) sowie die Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten für verschiedenen Jahreszeiten untersucht. Für die Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten wurde die bereits in Kap. 5.4.1 durchgeführte Trajektorienanalyse für Cluster 1 (maritim) und Cluster 2 (kontinental) genutzt. In Abb. 5.26 sind die entsprechenden Aerosolrückstreukoeffizienten dargestellt. Eine Normierung wurde für die Wellenlänge 532 nm durchgeführt. Die Wellenlängenabhängigkeit wurde in Abb. 5.26 durch sehr große (“Seesalz im Akkumulutionsmode“) und relativ kleiner Partikel (“wasserlöslich“) aus GADS ergänzt. Sowohl für Cluster 1 (maritim) als auch für Cluster 2 (kontinental) ist eine starke Streuung der Werte für die Wellenlänge 355 nm vorhanden. Die großen Unsicherheiten sind zum einen in der geringen Messstatistik begründet, zum anderen wurde während der Messungen eine nur sehr geringe Extinktion und Partikelrückstreuung beobachtet.

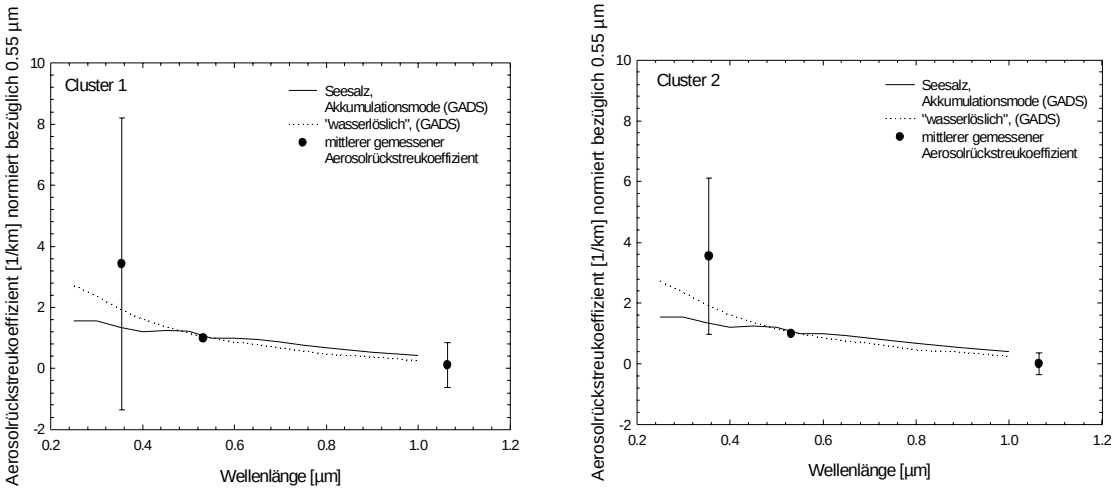

Abb.: 5.26 Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten für Messungen nach erfolgten Kaltfrontdurchgang, Vergleich von Cluster 1 und 2

Die jahreszeitliche Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten nach Kaltfrontdurchgängen ist in Abb. 5.27 und 5.28. dargestellt. Für alle Jahreszeiten sind große Unsicherheiten der gemessenen Aerolsolrückstreukoeffizienten vorhanden Die Unsicherheiten sind ebenfalls auf die hohe Variabilität der Einzelmessungen als auch auf die nur geringe Messstatistik zurückzuführen. Auffällig sind die Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 355 nm, die signifikant größer als die vorgegeben Rückstreukoeffizienten aus GADS (“Seesalz“, “wasserlöslich“) sind. Die hohen Werte unterstützten die visuelle Beobachtung, dass die durchgeführten Messungen in einem Messvolumen mit nur sehr geringem Aerosolpartikelanteil stattgefunden haben.

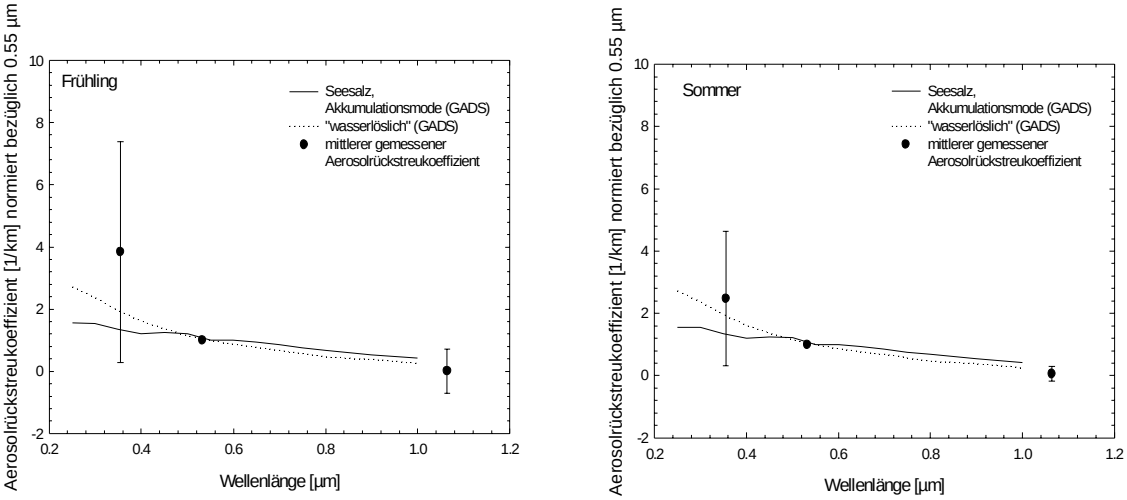

Abb. 5.27: Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten nach Kaltfrontdurchgängen für Frühling und Sommer. Eine Normierung erfolgte für die Wellenlänge 532 nm.

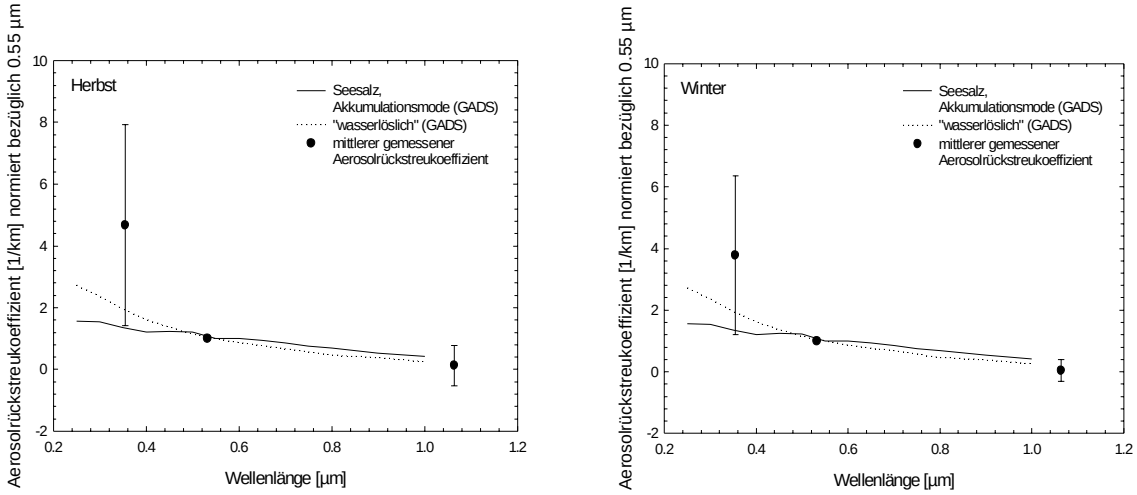

Abb. 5.28: Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten nach Kaltfrontdurchgängen für Herbst und Winter. Eine Normierung erfolgte für die Wellenlänge 532 nm.

Somit liefert der vorliegende geringe Datensatz für die Einteilung nach Cluster bzw. einer jahreszeitliche Einteilung keine wesentlichen Unterschiede für die nach Kaltfrondurchgängen ermittelten Aerosolrückstreukoeffizienten. Um statistisch signifikante Aussagen treffen zu können, sind viele weitere Messungen für eine bessere Messstatistik notwendig.5.5 Troposphärische Aerosolschicht nach einem Kaltfrontdurchgang im Januar 2000 beobachtet von einzelnen Stationen des Lidarmessnetzes

5.5.1 Synoptische Situation und Trajektorienanalyse

Von den 17 am Messstandort Kühlungsborn beobachteten Kaltfrontduchgängen war der Frontendurchgang im Januar 2000 der einzige zwischen Dezember 1997 und Januar 2000, der alle Stationen des Lidarnetzes passierte [*Eixmann et al.*, 2001](Abb. 5.29).

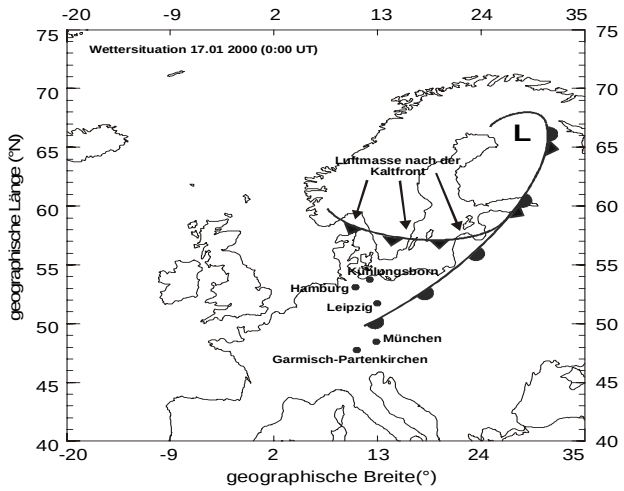

Abb. 5.29: Wettersituation über Mitteleuropa am 17.01.2000 (0:00 UT). Eine Kaltfront passiert bis zum 19.01.2000 alle Messstationen des Lidarnetzes.

Zwischen dem 17.01. und 19.01.00 erfolgte der Lufmassenwechsel von Nord- nach Süddeutschland. Die dazugehörige Kaltfront erreichte in den Mittagstunden des 17.01.00 die Lidarstationen Kühlungsborn und Hamburg. Am 18.01.00 passierte die Kaltfront Leipzig und am 19.01.00 München und Garmisch-Partenkirchen. Für diese Fallstudie waren meteorologische Bedingungen gegeben, die ein Messen in der gleichen Luftmasse, aber an verschiedenen Stationen zuliesen.

Vier Lidarstationen führten Messungen nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang durch. Die Höhenniveaus aller Trajektorienbahnen mit dem Endpunkt Leipzig verlaufen direkt über Kühlungsborn (Abb. 5.30), die Höhenniveaus aller Trajektorienbahnen mit Endpunkt Garmisch-Partenkirchen dagegen mehr über den Großraum Hamburg (Abb. 5.31). Die Rückswärtstrajektorien zeigen, dass eine nur geringe vertikale Windscherung nach erfolgtem Frontendurchgang vorhanden war. Damit besitzen alle Trajektorien der 4 betrachteten Höhenniveaus (Grenzschichtbereich und freie Troposphäre) sehr ähnliche horizontale Wege.

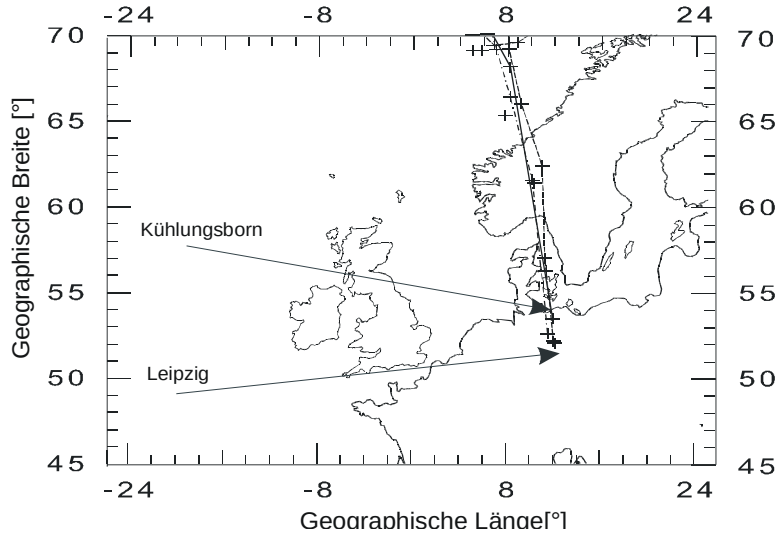

Abb. 5.30: Rückwärtstrajektorien (GME-Modell) mit Endpunkt Leipzig für den 18.01.2000. Gepunktete Linie: 850 hPa, Strichlinie: 700 hPa, Strichpunktlinie: 500 hPa, durchgezogene Linie 300 hPa.

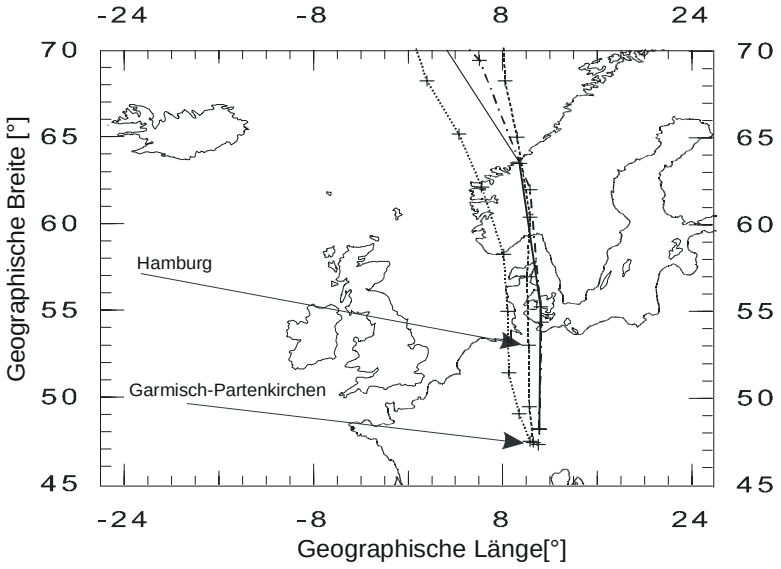

Abb. 5.31: Rückwärtstrajektorien (GME-Modell) mit Endpunkt Garmisch-Partenkirchen für den 19.01.2000. Gepunktete Linie: 850 hPa, Strichlinie: 700 hPa, Strichpunktlinie: 500 hPa, durchgezogene Linie 300 hPa.

5.5.2 Planetare Grenzschicht und freie Troposphäre ohne Aerosolschicht

Die Lidarmessungen in Kühlungsborn und Hamburg erfolgten kurz nach dem Kaltffrontdurchgang am Nachmittag des 18.01.2000. Abbildung 5.32 zeigt das Aerosolrückstreuprofil der Wellenlänge 355 nm Kühlungsborn für verschiedene Lidarverhältnisse, errechnet mit Hilfe des Klett-Verfahrens [*Klett*, 1985]. In Abbildung 5.33 sind die Aerosolrückstreuprofile der Wellenlängen 355 nm und 532 nm mit Hilfe der Raman-Methode [*Ansmann*, 1999] dargestellt. Abbildung 5.34 zeigt das Aerosolrückstreuprofil von Hamburg für die die Wellenlänge 351 nm nach Klett (1985). Die horizontale Entfernung zwischen Kühlungsborn und Hamburg beträgt ca. 150 km. Während sich der Messtandort Kühlungsborn in einer ländlichen Umgebung direkt an der Ostsee befindet, repräsentiert die Lidarstation Hamburg städtischen Charakter. Die Höhe der Grenzschicht kann für Kühlungsborn und Hamburg mit 1.6 km Höhe angegeben werden. Für Hamburg beträgt der Aerosolrückstreukoeffizient (Wellenlänge 351 nm) innerhalb der Grenzschicht $\beta_{aer} = 12 \times 10^{-4} \times (km \times sr)^{-1}$. Für Kühlungsborn kann kein Wert angegeben werden, da für den Bereich der Grenzschicht keine Aerosolrückstreukoeffizienten berechnet wurden. Die Kaltfront erreichte die Lidarstationen Leipzig ca. 12 und Garmisch-Partenkirchen ca. 36 Stunden später. Die dazugehörigen Aerosolrückstreuprofile sind in den Abbildungen 5.35 und 5.36 dargestellt.

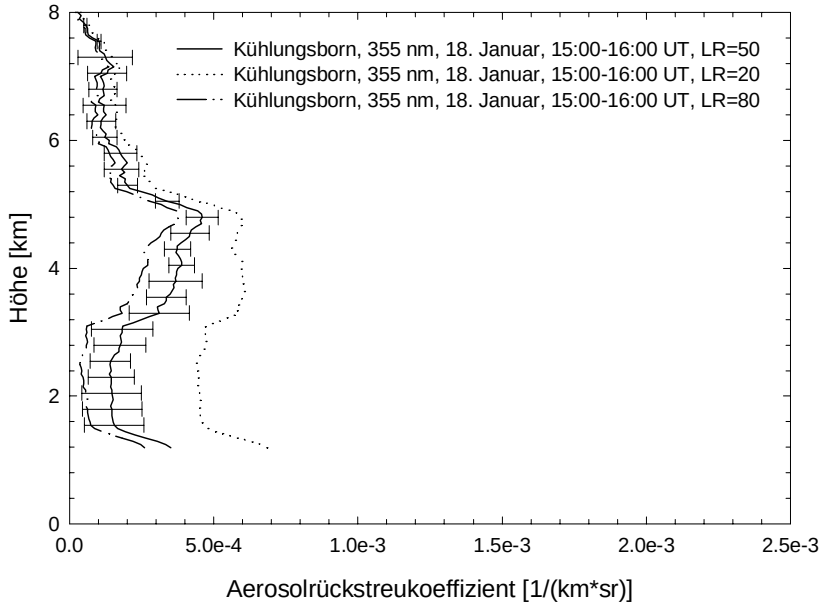

Abb. 5.32: Aerosolrückstreukoeffizient [Klett, 1985] für die Wellenlänge 355 nm mit verschiedene Lidarratios (S) für Kühlungsborn am 18.01.2000, 15:00-16:00 UT.

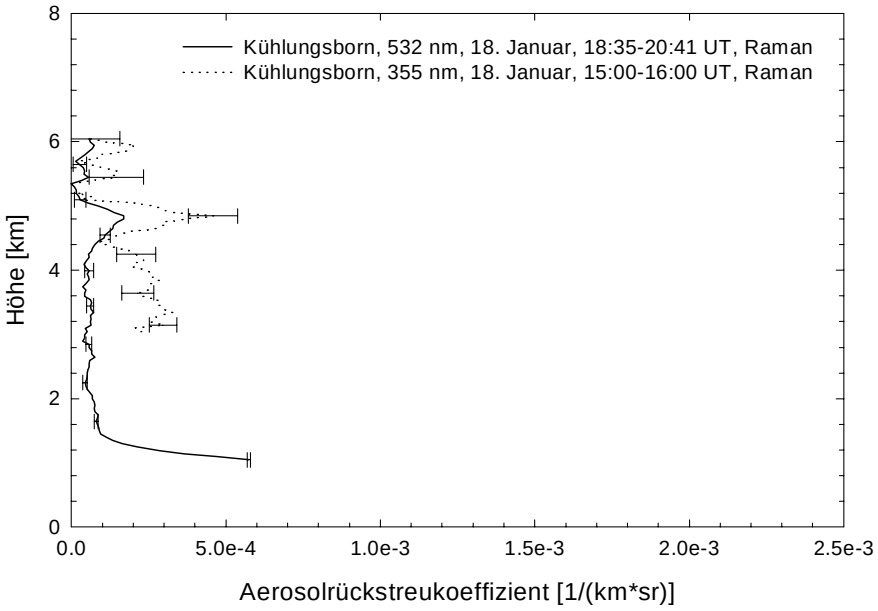

Abb. 5.33: Aerosolrückstreukoeffizienten (Raman-Methode) für die Wellenlängen 355 und 532 nm für Kühlungsborn am 18.01.2000, 15:00-16:00 UT.

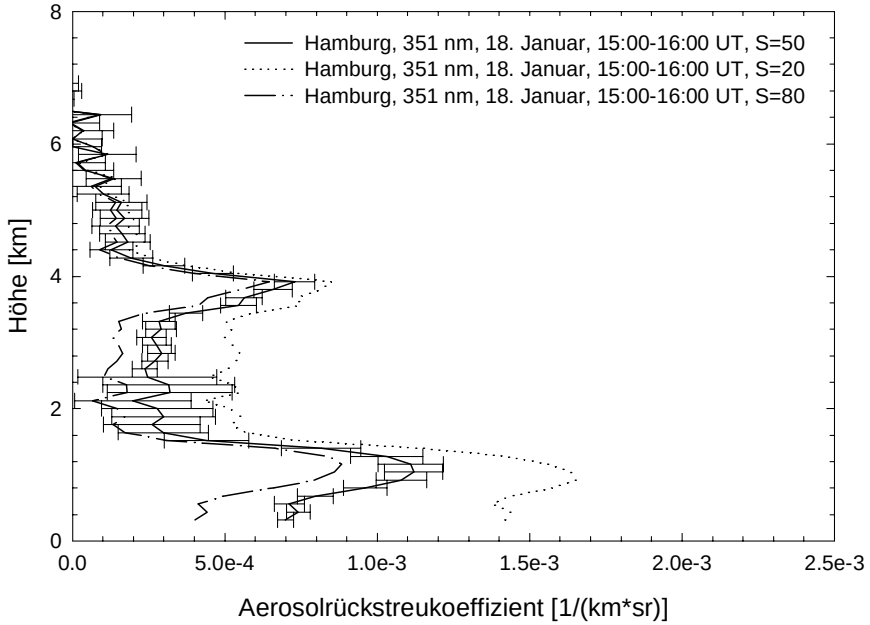

Abb. 5.34: Aerosolrückstreukoeffizienten [Klett, 1985] für die Wellenlänge 351 nm mit verschiedene Lidarratios (S) für Hamburg am 18.01.2000, 15:00-16:00 Uhr.

Ein Vergleich der Aerosolrückstreuprofile Hamburg und Garmisch-Partenkirchen sowie Kühlungsborn und Leipzig war unter der Voraussetzung möglich, dass die Messzeiten der Lidarstationen mit der Zeit korrespondierte, die die Luftmassen auf ihrem Weg von Hamburg nach Garmisch-Partenkirchen und von Kühlungsborn nach Leipzig benötigten. Der Vergleich der

Aerosolrückstreukoeffizienten von Kühlungsborn und Leipzig (Abb. 5.33 und Abb. 5.35) zeigt einen nur geringen Anstieg der Grenzschichthöhe von ca. 300 m bezogen auf eine horizontale Entfernung von ca. 300 km. Somit ändert sich die Grenzschichthöhe nicht signifikant. In Abbildung 5.36 ist das Aerosolrückstreuprofil der Lidarstation Garmisch-Partenkirchen dargestellt. Es zeigt in 1.6 und 2.6 km ein Maximum für den Aerosolrückstreukoeffizienten. Das erste Maximum in 1.6 km stimmt mit dem Maximimum des Aerosolrückstreukoeffizienten in der Grenzschicht der Lidarstation Hamburg überein.

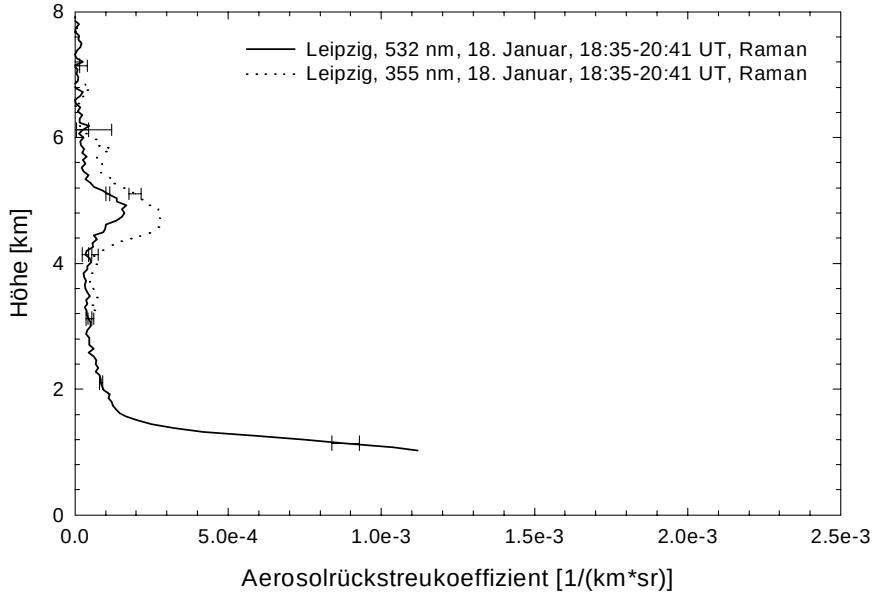

Abb. 5.35: Aerosolrückstreukoeffizienten (Raman Methode) für die Wellenlängen 355 und 532 nm für Leipzig am 18.01.2000, 18:35-20:41 UT.

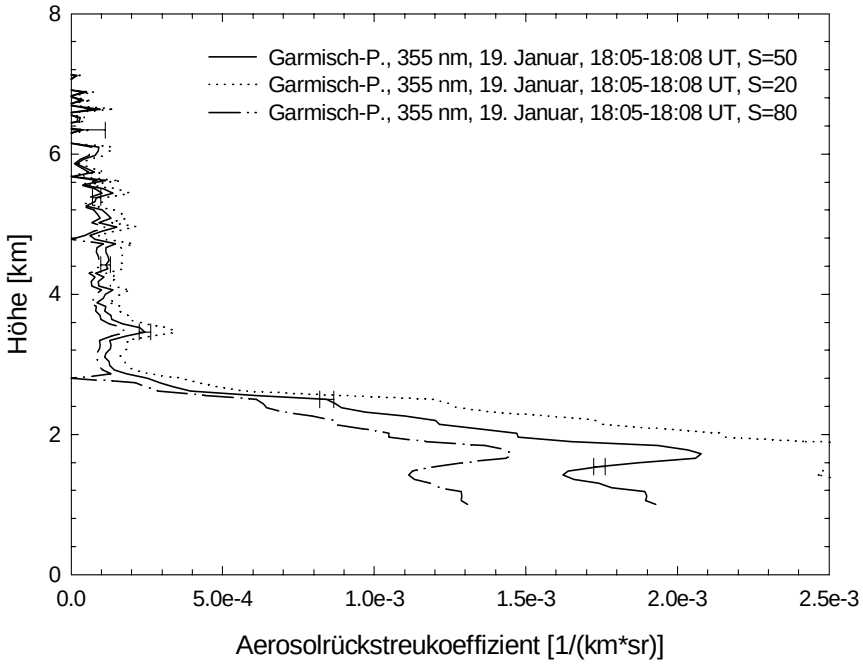

Abb. 5.36: Aerosolrückstreukoeffizienten [Klett, 1985] für die Wellenlänge 351 nm mit verschiedene Lidarratios (S) für Garmisch-Partenkirchen am 19.01.2000, 18:05-18:08 Uhr.

Das zweite Maximum in 2.6 km Höhe ist durch lokale Kondensation von Wasserdampf in diesem Höhenniveaus begründet. Damit ist der Aerosolrückstreukoeffizient für die Lidarstation Garmisch-Partenkirchen mit $\beta_{aer} = 2,1 \times 10^{-3} \times (km \times sr)^{-1}$ im Maximum doppelt so groß verglichen mit Hamburg. Die Luftmasse wurde auf ihrem Weg von Nord- nach Süddeutschland mit städtischen und ländlichen Aerosolpartikeln aufgrund von Reibung und Turbulenz angereichert. Eine Erhöhung des Aerosolrückstreukoeffizienten um den Faktor 2 erscheint damit plausibel. Ein Vergleich der Grenzschichthöhen von Hamburg und Garmisch-Partenkirchen zeigt für beide Stationen ähnliche Werte. Das stimmt mit den Beobachtungen der Grenzschichthöhen von Kühlungsborn und Leipzig überein. Damit wurde nach erfolgtem Frontendurchgang für alle beobachtenden Lidarstationen eine nahezu gleiche Höhe der Grenzschicht nachgewiesen. Damit folgt, dass das bodennahes Aerosol über große Entfernungen und einen langen Zeiträum in der Grenzschicht verblieben ist und ein Austausch der Luftmassen zwischen der Grenzschicht und freie Troposphäre nicht stattgefunden hat.

In der freien Troposphäre ist β_{aer} für die Standorte Kühlungsborn und Hamburg im Mittel $\beta_{aer} = 2 \times 10^{-4} \times (km \times sr)^{-1}$. Für die Stationen Leipzig und Garmisch-Partenkirchen sind die Werte für die Aerosolrückstreukoeffizienten mit $\beta_{aer} = 1 \times 10^{-4} \times (km \times sr)^{-1}$ ähnlich. Damit ist β_{aer} für alle beobachtenden Lidarstationen ohne Berücksichtigung der Aerosolschicht in der freien Toposphäre um einen Faktor 5 bis 10 geringer als innerhalb der Grenzschicht.

5.5.3 Aerosolschicht in der freien Troposphäre

Alle Messtationen des Lidarnetzes beobachteten eine Aerosolschicht zwischen 3 und 4 km. Die Aerosolschicht ist horizontal in West-Ost-Richtung geneigt, die geringeren Höhen der Aerosolschicht wurden in Hamburg und Garmisch-Partenkirchen gemessen. Die Aerosolschicht wurde in Kühlungsborn und Leipzig in ca. 4.8 km, von der Lidarstation Hamburg in ca. 3.8 km und in Garmisch-Partenkirchen in ca. 3.2 km beobachtet. Der zeitliche Verlauf der beobachteten Aerosolschicht ist für Kühlungsborn in Abbildung 5.37 dargestellt.

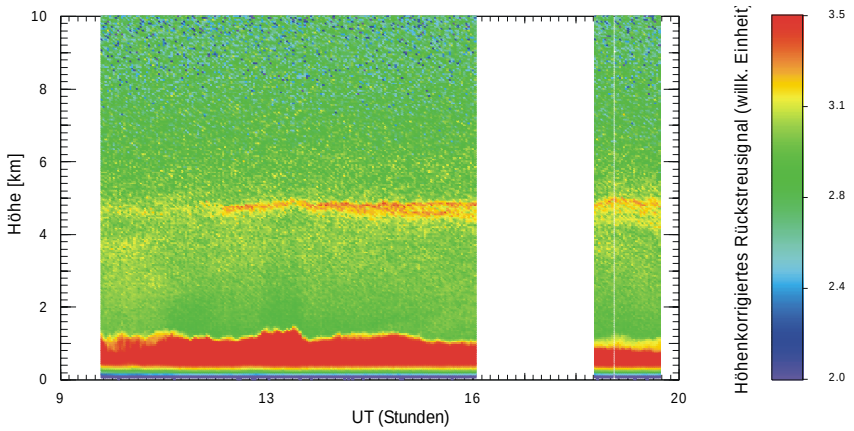

Abb. 5.37: Lidarmessung am 18.01.2000 mit beobachteter Aerosolschicht in 4.6 bis 4.8 km.

Die beobachtete Neigung der Aerosolschicht wurde vermutlich durch das Vorhandensein eines Hochdruckgebietes mit Zentrum westlich von Europa verursacht. Denn innerhalb eines Hochdruckgebietes (Nordhalbkugel) sind großräumige Absinkprozesse der Luft die resultierende Bewegung einer antizyklonalen Rotation. Die Absinkbewegungen stimmen mit den Beobachtungen überein, dass die Aerosolschicht als Tracer dieser Absinkbewegungen eine Neigung Richtung Westen aufwies. Das Hochdruckgebiet führte neben seiner antizyklonalen Rotation zusätzlich eine Translation von West- nach Osteuropa durch. Das stimmt mit den Beobachtungen der Aerosolschichtabsenkung von Hamburg nach Garmisch-Partenkirchen von ca. 600 m gut überein. Für die Distanz der östlichen Stationen Kühlungsborn und Leipzig konnten diese Absinkprozesse von Nord- nach Süddeutschland nicht nachgewiesen werden. Begründet wird das mit der Tatsache, dass die Stationen eine größere Entfernung zum Zentrum des Hochdruckgebietes hatten und folglich in diesem Bereich geringere Abwärtsbewegungen der Luft nicht mehr zu beobachten waren. Ebenfalls ist die Entfernung Kühlungsborn-Leipzig mit ca. 300 km wesentlich geringer als die Entfernung zwischen Hamburg und Gramisch-Partenkirchen (ca. 900 km). Die meteorologischen Parameter in Abbildung 5.38 wurden mit Hilfe eines Radiosondenaufstieges für Schleswig (DWD) ermittelt.

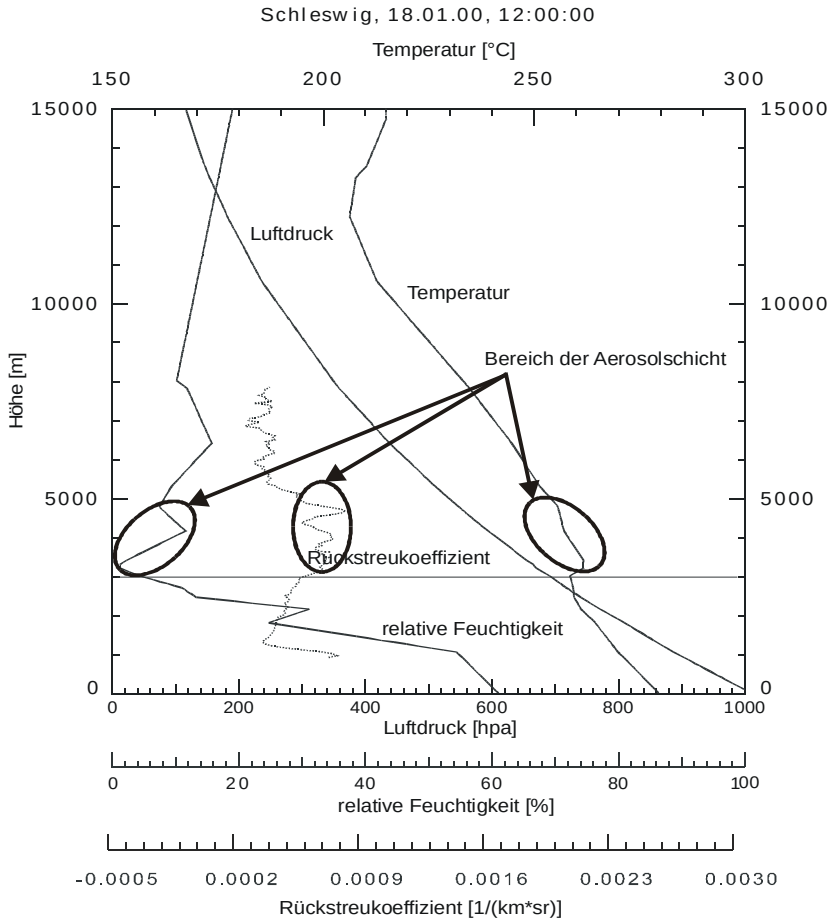

Abbildung 5.38: Radiosondenaufstieg Schleswig, 18.01.00, 12:00 UT, representativ für die meteorologische Bedingungen in Norddeutschland, zusätzlich das Aerosolrückprofil von Kühlungsborn.

Die Lidarstation Hamburg liegt ca. 50 km, die Kühlungsborner Lidarstation ca. 150 km von Schleswig entfernt. Abbildung 5.38 zeigt Temperatur, Luftdruck und relative Feuchtigkeit als Funktion der Höhe. Zusätzlich wird Abbildung 5.38 durch das Aerosolrückstreuprofil aus Kühlungsborn ergänzt. Zwischen 3 und 5 km sinkt die relative Luftfeuchtigkeit unter 15 Prozent, eine Temperaturinversion ist oberhalb von 3 km sehr gut erkennbar. Der Höhenbereich der Aerosolpartikelschicht entspricht dem Höhenbereich sehr geringer relativer Luftfeuchtigkeit. Die geringe relative Luftfeuchtigkeit und die ausgeprägte Temperaturinversion in diesem Höhenniveau sind ein deutlicher Hinweis für adiabatisch absinkende Luftmassen innerhalb des Hochdruckgebietes nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang. Die vorhandene Temperaturinversion verhinderte eine vertikale Durchmischung der Luft und somit die Ausdünnung der Aerosolschicht. Diese meteorologischen Bedingungen wurden oftmals in Verbindung mit existierenden Aerosolschichten beobachtet.

Die vertikale Entwicklung der Rückwärtstrajektorien zeigt für den Höhenbereich der beobachteten Aerosolschicht ein signifikantes Anheben der Luftmassen ca. 2 bis 3 Tage vor erreichen der Lidarstationen. In Abbildung 5.39 sind die vertikalen Trajektorienbahnen (GME, ECMWF und NCEP) abgebildet.

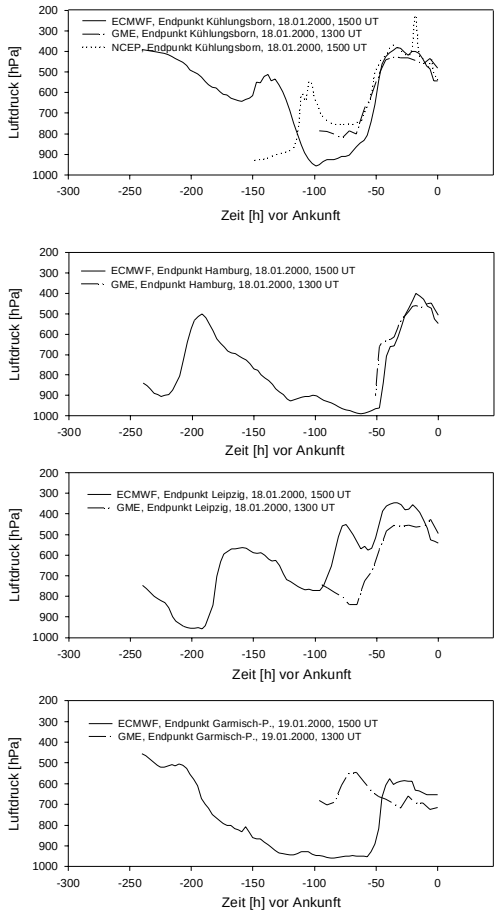

Abb. 5.39: Rückwärtstrajektorien nach Kaltfrontdurchgang Januar 2000 (vertikaler Verlauf) für das GME und ECMWF-Modell. Signifikant ist das Anheben der Luftmassen 2 bis 3 Tage vor Erreichen der Lidarstationen.

Die Ursache der Hebungsprozesse waren stark barokline Zustände in der Troposphäre für die jeweiligen Regionen. Bestätigt wird das durch synoptische Wetterkarten. Im weiteren zeitlichen Verlauf der untersuchten Trajektorien wurde ein langsames Absinken der Luftmassen beobachtet. Das großräumige Absinken der Luftmassen wird oftmals durch Hochdruckwetterlagen verursacht. Während der adiabatischen Absinkprozesse trocknen vorhandene Aerosolpartikel stark aus. Signifikante Vertikalbewegungen der Luftmassen ermöglichen gravierenden Änderungen der physikalischen und chemischen Eigenschaften der Aerosolpartikel. Die Ableitung der optischen Eigenschaften von Aerosolpartikel aus Lidarmessungen liefert somit kein hinreichendes Kriterium für deren mögliche Quelle. Um Informationen über Quellen von Aerosolen bzw. Aerosolschichten zu erhalten, werden im folgenden Unterkapitel die Horizontalbewegung der Luftmassen für verschiedene Trajektorienmodelle disskutiert.

5.5.4 Vergleich verschiedener Trajektorienmodelle

Um von der beobachteten Aerosolschicht auf deren mögliche Quelle zu schließen, wurden neben dem verfügbaren Trajektorienmodell des DWDs zum Vergleich ein weiteres Trajektorienmodell, basierend auf ECWMF-Daten [*Stohl et al.*, 1995] genutzt. Für die horizontalen Bewegungen sind die Ergebnisse des Vergleiches in den Abbildungen 5.40 bis 5.43, für die Vertikalbewegungen in Abbildung 5.39 graphisch dargestellt.

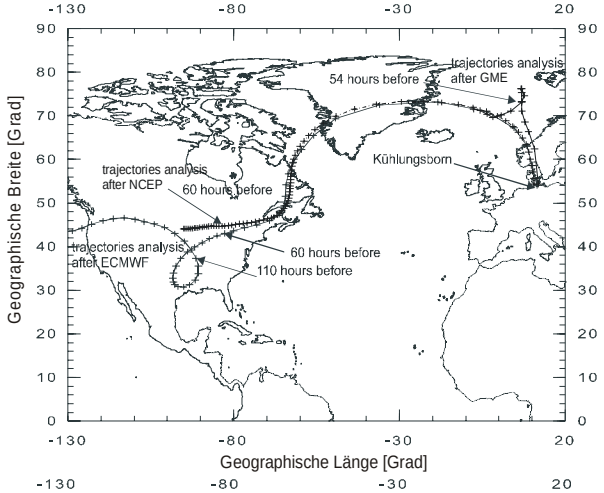

Abb. 5.40: Rückwärtstrajektorien für die Trajektorienmodelle nach GME und ECMWF und NCEP mit Endpunkt Kühlungsborn für den 18. Januar 2000, 13 und 15 Uhr UT.

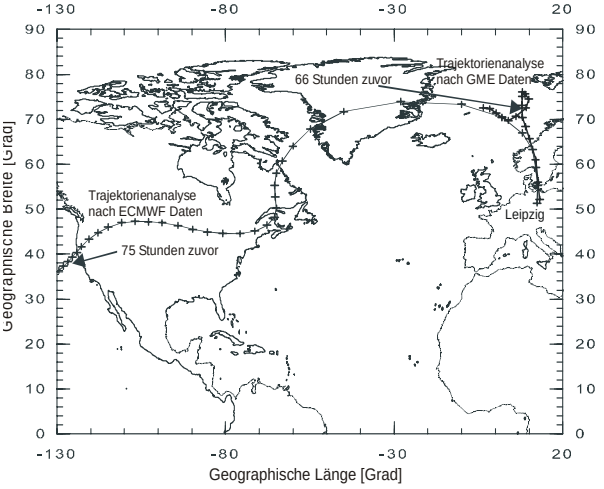

Abb. 5.41: Rückwärtstrajektorien für die Trajektorienmodelle nach GME und ECMWF mit Endpunkt Leipzig für den 18. Januar 2000, 13 und 15 Uhr UT.

Die vertikale Entwickung der Rückwärtstrajektorien zeigt für alle 3 Modelle ein Anheben der Luftmassen bis 72 Stunden vor Erreichen der Lidarstationen. Ein Vergleich der horizontalen Trajektorienbahnen weist signifikante Unterschiede auf. Für das Trajektorienmodell GME erfolgten die Hebungsprozesse für alle Lidarstationen nördlich von Skandinavien im Bereich des Europäischen Nordmeers. Im Gegensatz dazu fanden die Hebungsprozesse für die Trajektorien nach ECMWF für Kühlungsborn und Leipzig über Nordamerika und für Hamburg und Garmisch-Partenkirchen über dem nördlichen atlantischen Ozean statt. Eine eindeutige Aussage ist somit nicht möglich. Da die Aerosolschicht von allen Lidarstationen in ähnlichen Höhenniveaus beobachtet wurde, ist aber von nur einer Quelle auszugehen.

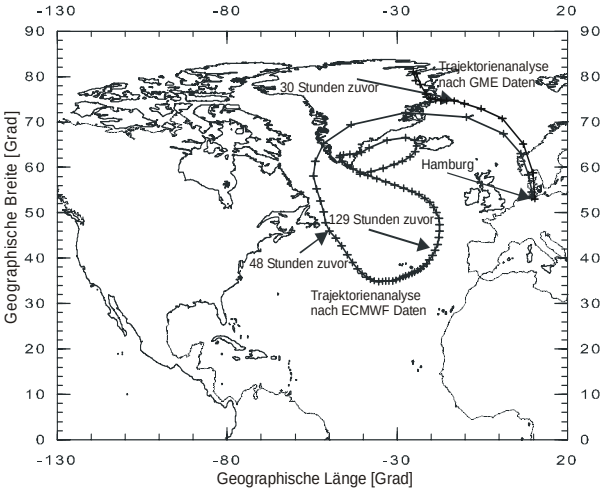

Abb. 5.42: Rückwärtstrajektorien für die Trajektorienmodelle nach GME und ECMWF mit Endpunkt Hamburg für den 18. Januar 2000, 13 und 15 Uhr UT

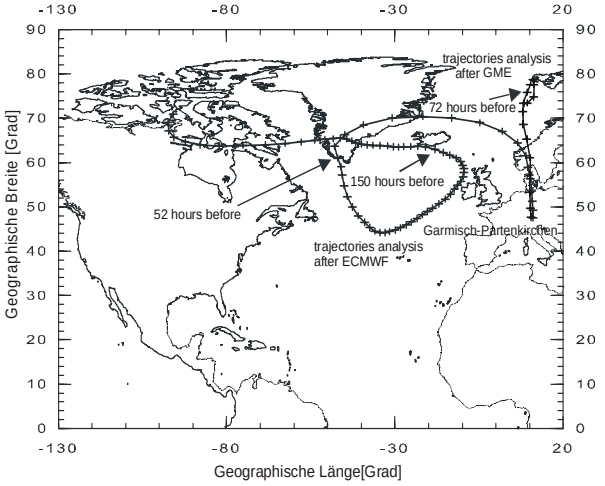

Abb. 5.43: Rückwärtstrajektorien für die Trajektorienmodelle nach GME und ECMWF mit Endpunkt Garmisch-Partenkirchen für den 18. Januar 2000, 13 und 15 Uhr UT

Auf der Grundlage dieser sehr verschiedenen Ergebnisse wurde zum Vergleich ein drittes Trajektorienmodell hinzugezogen. Es beruht auf separaten AVN-Daten [*HYSPLIT4 Model*, 1997]. Die durch NCEP[1] berechneten Rückwärtstrajektorien sind in den Abbildungen 5.39 und 5.40 für Kühlungsborn dargestellt. Der Verlauf der Rückwärtstrajektoren auf der Grundlage der AVN-Daten stützt die Rechnungen nach ECMWF.

1. The National Centers for Environmental Prediction

5.5.5 Abschätzung der Partikeleigenschaften in der Aerosolschicht

Zur Charakterisierung der Partikel in der beobachteten Aerosolschicht wurde der GADS-Datensatz genutzt. Die gemessenen sowie die durch GADS vorgegebenen Aerosolrückstreukoeffizienten sind in Abbildung 5.44 dargestellt. Die Koeffizienten sind bezüglich der Wellenlänge 532 nm normiert, die Fehlerbetrachtung entspricht der Standardabweichung,

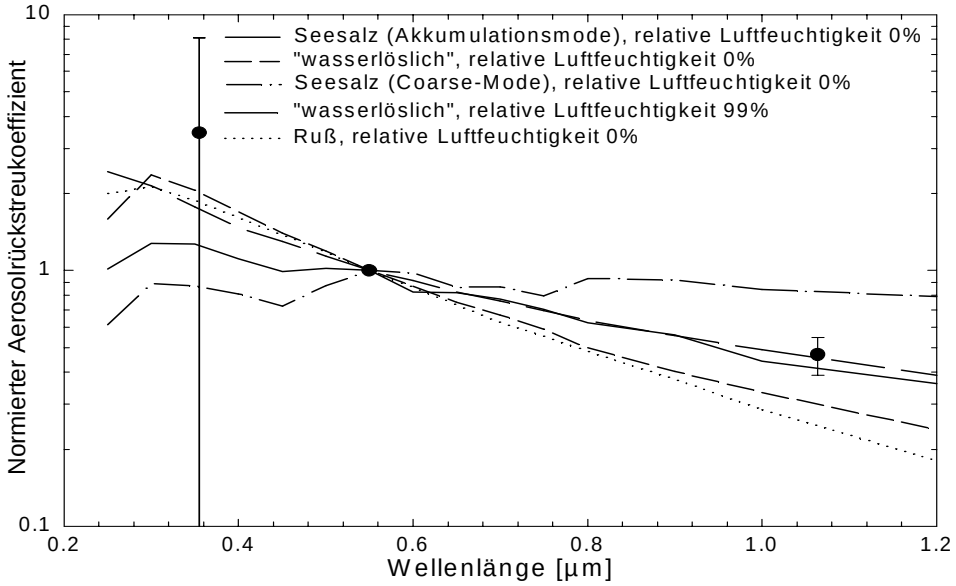

Abb. 5.44: Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten (normiert bezüglich 532 nm) für die beobachtete Aerosolschicht am 18.01.2000.

In Abbildung 5.44 werden die Aerosolrückstreukoeffizienten für 5 verschiedene Aerosolkomponenten aus GADS dargestellt. Diese sind für die Wellenlänge 532 nm normiert. Die Aerosolkomponeneten (Seesalz, wasserlösliches Aerosol, Ruß) werden für unterschiedliche relative Luftfeuchtigkeiten dargestellt. Die Aerosolrückstreukoeffizienten (GADS) liegen für den gemessenen kurzwelligen Bereich (355 nm) innerhalb der Fehlergrenze. Die gemessenen Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 1064 nm stimmen mit den Komponenten „Seesalz Akkumulationsmode“ bei der niedrigsten relativen Luftfeuchtigkeit von 0% und mit der GADS-Aerosolkomponente „wasserlöslich“ bei 99% relativer Luftfeuchtigkeit gut überein. Die Modalradien der Partikelgrößenverteilung für die gewählten Aerosoltypen betragen 209 nm und 53.5 nm. Da innerhalb der beobachteten Aerosolschicht eine relative Luftfeuchtigkeit von weniger als 15 Prozent vorhanden war und die Trajektorienbahnen (ECMWF, NCEP) als Quelle kontinentales Aerosol begünstigen, kann die Teilchengröße mit ca. 200 nm abgeschätzt werden.

Zur Bestimmung der optischen Eigenschaften der Partikel für die beobachtete Aerosolschicht wurde zusätzlich das Inversions-Verfahren auf der Basis von Tikhonov’s Inversion mittels

Regularisation [*Tikhonov und Arsenin*, 1977] genutzt. Die Inversion ist bekannt als schlecht gestelltes Problem und die Lösungen sind sehr instabil. Bereits kleine Fehler in den optischen Daten führen zu sehr großen Unsicherheiten und der abgeleitete Lösungsraum ist nicht eindeutig. Für das Inversionsverfahren werden als Eingabeparameter neben den gemessenen Rückstreukoeffizienten der Grundwellenlängen 355, 532 und 1064 nm zusätzlich die Extinktionskoeffizienten der Wellenlänge 387 und 608 nm benötigt. [*Müller*, 2001] und [*Böckmann*, 2001] Für eine hohe Qualität der Ergebnisse ist ein mittleren Fehler der gemessenen optischen Daten von weniger als 20% notwendig. Da die Genauigkeit der Kühlungsborner Messungen für das verwendete Inversions-Verfahren nicht ausreichend war, wurden die Messungen der Lidarstation Leipzig genutzt. Die Berechnungen des effektiven Radius, der Volumen-, Oberflächen- und Anzahlkonzentration, sowie des wellenlängenunabhängigen komplexen Brechungsindexes wurden bei Vorgabe der Partikelgrößenverteilung durch das Ift Leipzig [Müller et al., 1999a, 1999b] und IMU Potsdam [*Böckmann und Sarközi*, 1999] durchgeführt. In Tabelle 5.3 sind die Ergebnisse der Berechnungen für die Aerosolschicht dargestellt.

	UPM Algorithmus	IfT Algorithmus
Effektiver Radius $[\mu m]$	0.15 ± 0.02	0.15 ± 0.01
Oberflächenkonzentration $\left[\frac{\mu m^2}{cm^3}\right]$	38.5 ± 5.4	49.8 ± 8.6
Volumenkonzentration $\left[\frac{\mu m^3}{cm^3}\right]$	1.85 ± 0.1	2.5 ± 0.6
Partikelkonzentration $\left[\frac{1}{cm^3}\right]$	573 ± 283	237 ± 61
komplexer Brechungsindex	1.56 ±0.03 0.0088i ±0.007	1.4± 0.05 0.004i ± 0.004
Albedo der Einfachstreuung (für die Wellenlänge 532 nm)	0.95 ± 0.03	0.97 ± 0.03

Tab. 5.3: Ergebnisse des Inversionsverfahrens für die beobachtete Aerosolschicht. Die Rechnungen erfolgten durch das Ift Leipzig und der UPM Potsdam.

Die ausführliche Analyse der optischen Profile durch das IfT-Leipzig zeigt eine Zweischichtstruktur innerhalb der Partikelschicht. Das Extinktion- zu Rückstreuverhältnis für die Wellenlänge 532 nm zeigt sehr hohe Werte mit 100 bis 140 sr für das Höhenintervall 4.3 bis 4.7 km und veringert sich auf 50 bis 70 sr im Höhenintervall zwischen 4.7 und 5 km. Die Differenzen

deuten auf beträchtliche Differenzen der Partikeleigenschaften innerhalb der beobachteten Aerosolschicht hin. Aufgrund der großen Unsicherheiten konnten für den unteren Teil der Aerosolschicht keine vernünfigen Inversionsergebnisse gefunden werden. Für den oberen Bereich konnte ein effektiver Radius von 0.15±0.01 µm (Tab. 5.3) abgeleitet werden. Die Volumenkonzentration entspricht 2.5±0.6 $\mu m^3 cm^3$, die Oberflächkonzentration 49.8±8.6$\mu m^2 cm^3$. Der Realteil des komlexen Brechungsindex ist 1.4±0.05. Für den Imaginärteil ergibt sich ein Wert von 0.004±0.004. Der komplexe Brechungsindex von 1.4-0.004 stimmt mit den Werten für Seesalzpartikel nach *d'Almeida et al.* (1991) und *Hess* (1998) überein. Dem widersprechen die großen Werte der abgeleiteten Lidarverhältnisse. Theoretische Studien [*Ackermann* 1998] sowie Lidarmessungen innerhalb der marinen Grenzschicht [*Ansmann* 2001] zeigen Lidarverhältnisse zwischen 20 und 25 sr für marines Aerosol.

Eine bessere Interpretation der Aerosolpartikel erfolgt aus den Ergebnissen der Trajektorienbahnen auf der Grundlage der ECMWF-Daten. Die Trajektorienbahnen zeigen signifikante Aufwärtsbewegungen über dem nordamerikanischen Kontinent einige Tage vor den Lidarbeobachtungen. Angesichts der großen Unsicherheiten für den abgeleiteten Imaginärteil könnten die Werte bis 0.02i auf das Vorhandensein von städtisch-industriellen Aerosol hinweisen. Das stimmt mit den beobachteten Lidarverhältnissen von 50 bis 70 sr überein, welche nach *Ansmann* (2001) mit kontinental-verschmutzen Aerosol übereinstimmen. Das Inversionsverfahren UPM zeigt mit dem IfT Leipzig übereinstimmende Ergebnisse für die abgeleiteten optischen Parameter (Tabelle 5.3). Der komplexe Brechungsindex ist mit 1.56±0.03 - 0.0088±0.007 etwas größer als der durch das IfT Leipzig abgeleitete komplexe Brechungsindex. Das Ergebnis stützt ebenfalls die Ergebnisse der Trajektorienanalyse nach ECMWF und NCEP und ist in besserer Übereinstimmung mit den hohen Werten der Lidarverhältnisse. Die abgeleiten Werte des komplexen Brechungsindex für den Realteil stimmen mit Beobachtungen für industriell-verschmutze Partikel überein [*Wandinger et al.*, 2001].

5.6 Hochdruckwetterlagen

Zu den festgelegten Aufgaben innerhalb des Lidarnetzes gehörte auch die Durchführung von Messungen während ausgeprägter und zeitlich stabiler Hochdruckwetterlagen. Die Lidarmessungen hatten zum Ziel, die klimatologischen Messungen zu ergänzen und zusätzliche Informationen über den zeitlichen Verlauf (mehrere Tage) der Aerosolverteilung zu erhalten. Messungen in der Rubrik Hochdruckwetterlagen wurden auch zur Charakterisierung die tageszeitlichen Variatiationen des troposphärischen Aerosols genutzt. Es wurde bei ausgeprägten Hochdruckwetterlagen (3-5 Tage für die gesamte Bundesrepublik) angestrebt, an den verschiedenen Lidarstationen zeitgleich zu messen. Zwischen Dezember 1997 und November 1999 wurde an 27 Tagen in der Rubrik Hochdruckwetterlagen gemessen. Tabelle 5.4 zeigt eine

Übersicht der durchgeführten Messungen in der Rubrik Hochdruckwetterlagen. Trotz der vielen Messungen ist die Statistik für diese Rubrik sehr gering.

Datum	Anzahl der Tage	Einzelmessungen
11-13.05.1998	4	25
10-12.08.1998	2	16
09-10-12.1998	2	30
18.03.1999	1	14
29-31.03.1999	3	83
03-06.05.1999	4	31
15-18.10.1999	3	14

Tab 5.4: Messübersicht in der Rubrik Hochdruckwetterlagen im Zeitraum vonDezember 1997 - November 1999)

Die Messungen in Abbilung 5.45 zeigen sehr deutlich die große Variabilität des troposphärischen Aerosols während der Schönwetterperiode 11.05 bis 15.05 1998. Während am 11.05.98 eine sehr ausgeprägte Grenzschicht (grün) bis ca. 2.5 km vorhanden ist, sinkt diese in den darauffolgenden Tagen unterhalb der Messerfassung. Cirren sind am 13.05. und am 14.05.98 an den grünlich bis roten Flächen in einer Höhe von ca. 9 bis 12 km zu erkennen.

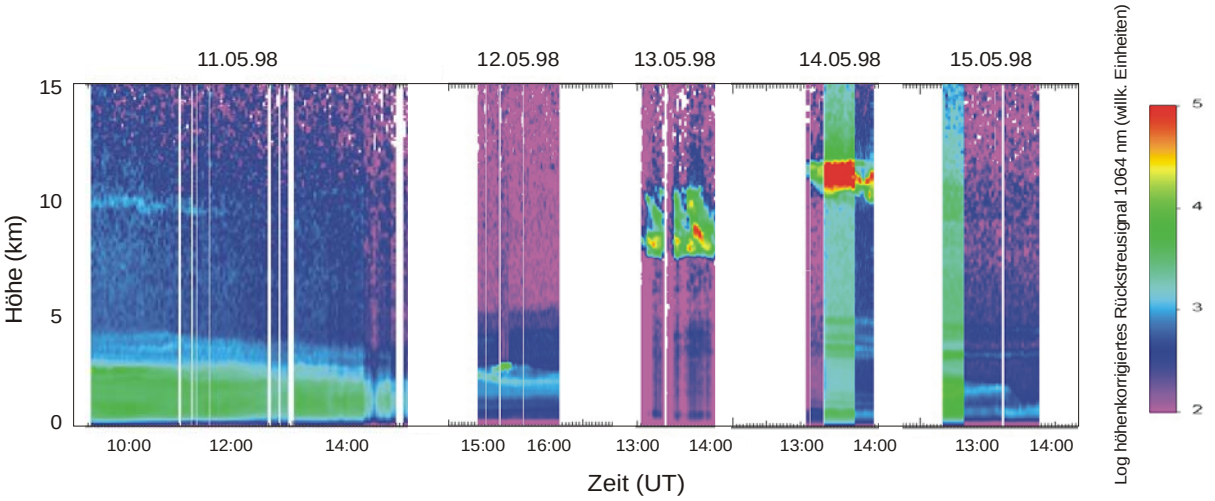

Abb. 5.45: Lidarmessungen Kühlungsborn während der Hochdruckwetterlage im Mai 1998. Deutlich ist die große Variabilität des topospärischen Aerosols zu erkennen.

Vom 29.03. bis 31.03.1999 wurde kontinuierlich in der Rubrik Hochdruckwetterlagen gemessen. In Abbildung 5.56 ist die “Drei-Tage-Messung“ als Conturplot dargestellt. Sie zeigt die starke Variabilität der Aerosolpartikel in der Troposphäre. Die Änderung der Grenzschichthöhe entspricht am 29.03.99 dem Tagesgang des Sonnenstandes. Das Maximum der Grenzschichthöhe ist in der Zeit zwischen 14 und 16 UT zu erkennen. Am Folgetag ist von 9:00 bis 24:00 UT ein stetiges Anwachsen der Grenzschichthöhe bis ca. 1.4 km zu beobachten. Zeitgleich nimmt auch die hohe Bewölkung (Cirren) in ca. 10-11 km zu. Am 31.03. sinkt die Grenzschichthöhe bis 12:00 UT kontinuerlich, nachfolgend bis ca 19:00 UT nimmt die Grenzschichthöhe wieder bis ca. 1.2 km zu. Signifikant für den 30.03 und 31.03. ist eine Aerosolschicht in einer Höhe von 1.7 bis 2.1 km. Für die gesamte Messperiode sind viele unterschiedlich stark ausgeprägte Aerosolschichten (grünlich gefärbte Flächen) zu erkennen. Die vertikale Ausdehnung, die optische Dicke und das zeitlich begrenzte Auftreten dieser Aerosolschichten ist oftmals zu gering, um eine Auswertung durchführen zu können.

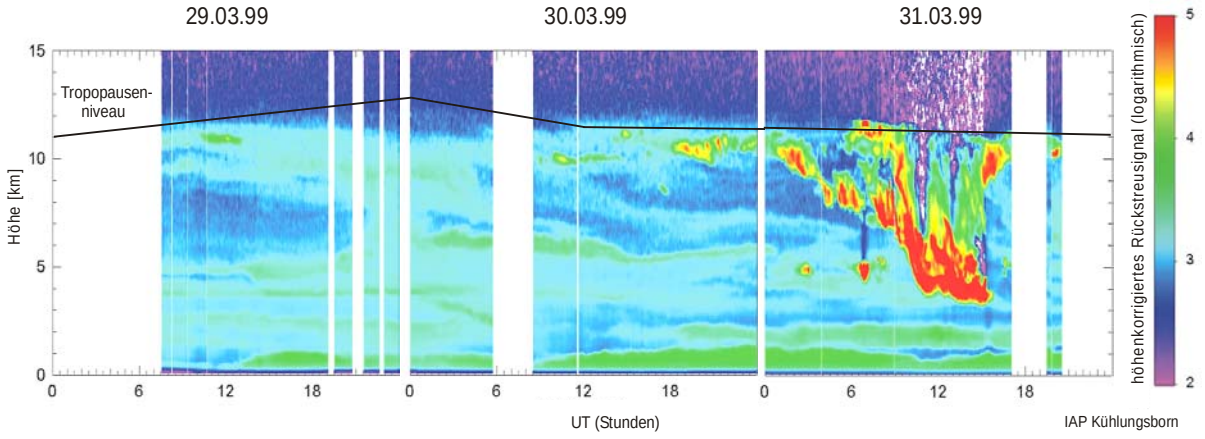

Abb. 5.46: „Drei-Tage-Messung“ vom 29.-31.03.99 in der Rubrik Hochdruckwetterlage Dargestellt ist das höhenkorrigierte Lidarsaignal für die Wellenlänge 532 nm, grünlich sind die Aerosolschichten, gelb bis rot Wolken. Zusätzlich ist die Tropopause (Radiosondendaten Aufstieg Kühlungsborn) eingezeichnet

Die Bewölkung ist zu Beginn des 31.03. ausschließlich durch hohe Cirren gegeben. Die Wolkenuntergrenze sinkt bis zum Nachmittag auf 3.5 km ab, damit verbunden ist auch der Übergang der Wolkengattung vom Cirrus zu Altocumulus. Das Absinken der Wolkenuntergrenze (und die Zunahme der Wolken bei Änderung der Wolkengattung zu Sc) wird durch ein abgeschwächten Warmfrontdurchgang verursacht. Die „Drei-Tage-Messung“ vermittelt einen sehr guten Eindruck für die große Variabilität der Aerosolschichten in der Troposphäre.

5.6.1 Jahreszyklus von Rückstreukoeffizienten in Hochdruckwetterlagen

In Abbildung 5.47 sind die jahreszeitlichen Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlängen 355 nm, 532 nm und 1064 nm in der Rubrik Hochdruckwetterlagen für den Bereich innerhalb und oberhalb der Grenzschicht dargestellt.

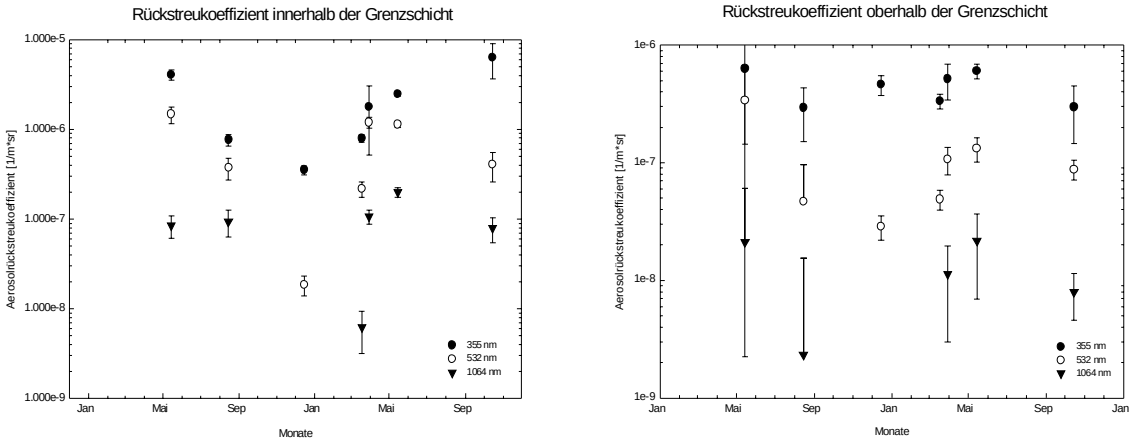

Abbildung 5.47: Mittlere Aerosolrückstreukoeffizienten in der Rubrik Hochdruckwetterlagen für die Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm innerhalb und oberhalb der Grenzschicht.

Innerhalb der Grenzschicht schwanken die Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 355 nm zwischen $\beta_{aer} = 3{,}5 \times 10^{-6} \times (km \times sr)^{-1}$ und $\beta_{aer} = 7 \times 10^{-5} \times (km \times sr)^{-1}$ (Faktor 20). Minimale Aerosolrückstreukoeffizienten treten innerhalb von winterlichen Hochdruckwetterlagen bei sehr niedrigem Sonnenstand, maximale Werte im Frühling und Sommer bei sehr hohem Sonnenstand auf. Die Aerosolrückstreukoeffizienten der Wellenlängen 532 und 1064 nm zeigen einen ähnlichen Jahresgang. Die Werte schwanken für die Wellenlänge 532 nm zwischen $\beta_{aer} = 1{,}0 \times 10^{-8} \times (km \times sr)^{-1}$ und $\beta_{aer} = 1{,}7 \times 10^{-6} \times (km \times sr)^{-1}$. Das entspricht jahreszeitlichen Schwankungen mit einem Faktor von 10^2. Für die Wellenlänge 1064 nm beträgt das Maximum $\beta_{aer} = 9 \times 10^{-6} \times (km \times sr)^{-1}$. Das Minimum liegt unterhalb der Messerfassung und ist nahe Null (Abb. 5.47 links). Es wurde eine nichtlineare Regression für die Aerosolrückstreukoeffizienten innerhalb der Grenzschicht durchgeführt. Diese wird durch die Funktion $f = y_0 + a \times \sin((2\pi/b)x + c)$ beschrieben. Dabei entspricht b der Periode, die für die Wellenlänge 1064 nm sowohl in der freien Troposphäre als auch innerhalb der Grenzschicht 345 Tage beträgt und somit aufgrund der geringen Datendichte mit dem Jahreszyklus in grober Näherung übereinstimmt.

In Abbildung 5.48 sind ebenfalls die Aerosolrückstreukoeffizienten für die freie Troposphäre dargestellt. Für die Wellenlänge 355 nm ist ein Jahreszyklus nicht erkennbar, die Aerosolrückstreukoeffizienten schwanken dort zwischen minimal $\beta_{aer} = 2 \times 10^{-7} \times (km \times sr)^{-1}$ und maximal $\beta_{aer} = 5 \times 10^{-7} \times (km \times sr)^{-1}$. Für die Wel-

lenlänge 532 nm schwanken die Aerosolrückstreukoeffizienten jahreszeitlich mit einem Faktor von 10. So liegt in den Sommermonaten das Maximum bei $\beta_{aer} = 2{,}5 \times 10^{-7} \times (km \times sr)^{-1}$, in den Wintermonaten das Minimum bei $\beta_{aer} = 2 \times 10^{-8} \times (km \times sr)^{-1}$. Für die Wellenlänge 1064 nm können die Aerosolrückstreukoeffizienten wie auch innerhalb der Grenzschicht mit einer nichtlinearen Regressionsfunktion $f = y_0 + a \times \sin((2\pi/b)x + c)$ beschrieben werden (Abb. 5.48 rechts). Dabei entspricht der Wert der Periode 345 Tagen, die aufgrund der nur geringen Datendichte mit dem jahreszyklischen Sonnenstand in grober Näherung übereinstimmt. Für die Wellenlängen 355 und 532 nm kann eine Periode aufgrund der starken Streuung der Aerosolrückstreukoeffizienten nicht angegeben werden.

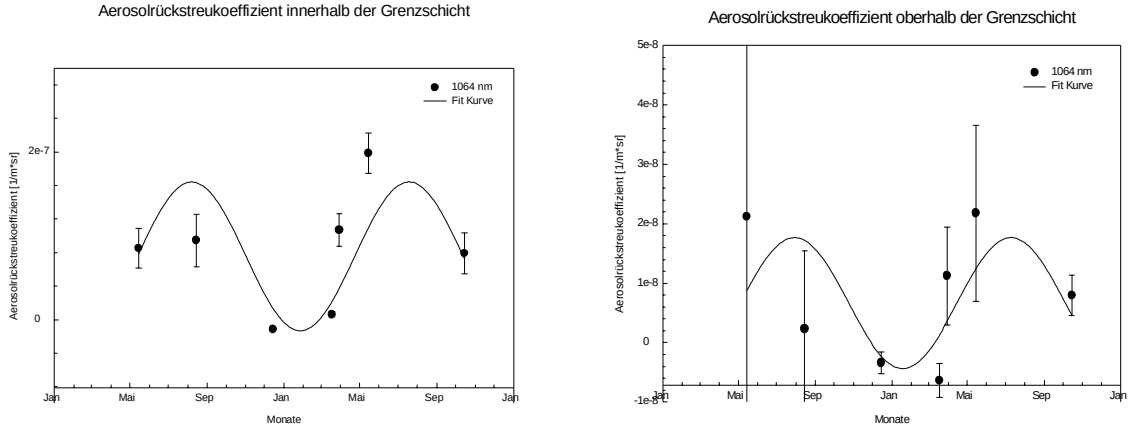

Abb. 5.48: Mittlere Aerosolrückstreukoeffizienten (1064 nm) in der Rubrik Hochdruckwetterlagen innerhalb (links) und oberhalb (rechts) der Grenzschicht. Zusätzlich abgebildet periodische Regressionsfunktion $f = y_0 + a \times \sin((2\pi/b)x + c)$.

Das Maximum des Aerosolrückstreukoeffizienten kann für den Bereich oberhalb und innerhalb der Grenzschicht für die Monate Juli und August angegeben werden. Das Minimum der Aerosolrückstreukoeffizienten ist im Januar und Februar vorhanden. Die Beobachtungen zeigen, dass die Höchst- bzw. Tiefswerte der Aerosolrückstreukoeffizienten verglichen mit dem jahreszeitlichen Sonnenzyklus um 6 bsi 8 Wochen zeitverschoben sind. Ein Vergleich der Aerosolrückstreukoeffizienten innerhalb und oberhalb der Grenzschicht zeigt, dass die jahreszeitlichen Schwankungen sowohl innerhalb als auch oberhalb der Grenzschicht signifikant sind. Innerhalb der Grenzschicht dominiert die jahreszeitlich variierende Konvektion, die einen stärkeres Einbringen von bodennahen Aerosol in die die untere Troposphäre ermöglicht. Die jahreszeitlichen Schwankungen des Aerosolrückstreukoeffizienten oberhalb der Grenzschicht sind noch nicht eindeutig geklärt.

Die berechneten Grenzschichthöhen sind in Abbildung 5.49 dargestellt. Das Kriterium zur Ermittlung der Grenzschichthöhe ist im Kapitel 5.3 beschrieben. In Abbildung 5.49 sind die ermittelten Grenzschichthöhen für der Rubriken Hochdruckwetterlagen und zusätzlich Klima-

tologie dargestellt. Eine nichtlineare periodische Regressionfunktion kann nicht angegeben werden. Ein wesentlicher Grund für die große Variabilität ist die sehr geringe Statistik, die nur 7 Hochdruckwetterlagen innerhalb von zwei Jahren beinhaltet.

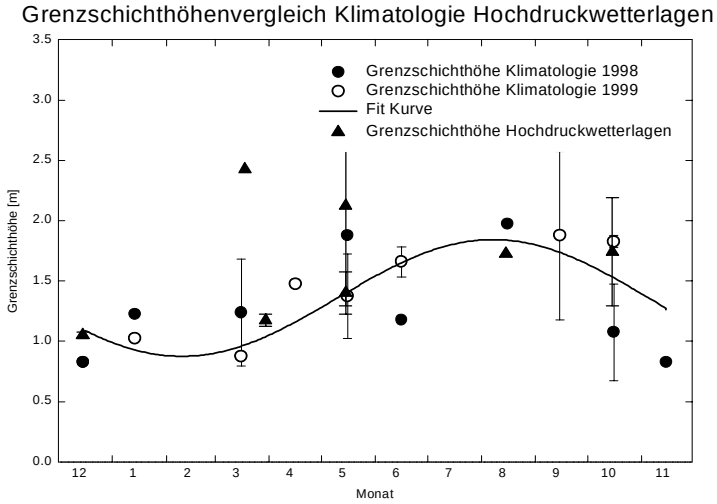

Abb. 5.49: Mittlere Grenzschichthöhen in der Rubrik Hochdruckwetterlagen Dezember 1997 bis November 1999. Zusätzlich sind die Grenzschichthöhen für die Rubrik Klimatologie dargestellt. Die nichtlineare Regression bezieht sich auf die Rubrik Klimatologie.

5.6.2 Trajektorienanalyse in Hochdruckwetterlagen

Für ein besseres Verständnis der Aerosolpartikelverteilung in Hochdruckgebieten wurde eine Trajektorienanalyse für die durchgeführten Messungen durchgeführt. Es wurde wiederum zwischen Grenzschichtbereich (975 hPa) und freier Troposphäre (700 hPa) unterschieden. Das Ergebnis dieser Analyse ist in Abbildung 5.50 dargestellt.

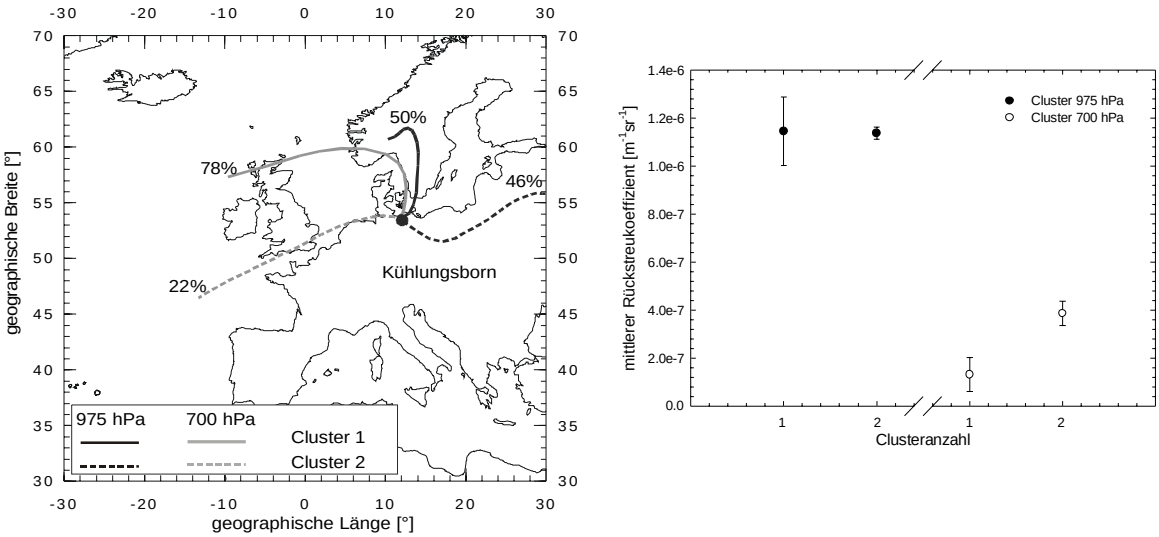

Abb. 5.50: Clusteranalyse für Rückwärtstrajektorien in der Rubrik Hochdruckwetterlagen (links). Mittlere Rückstreukoeffizienten für Cluster 1 und 2 in der Rubrik Hochdruckwetterlage (rechts).

Im Bereich der Grenzschicht werden 95% der Trajektorienbahnen durch zwei Cluster beschrieben. Die Hauptanströmrichtung der Luftmassen ist Richtung Ost bis Nordost. Für den Bereich der freien Troposphäre dominieren die Richtungen Nord bis Nordwest. Alle Trajektoriencluster zeigen die typische antizyklonale Luftmassenbewegungen innerhalb von Hochdruckgebieten. In Abbildung 5.50 (links) sind die Aerosolrückstreukoeffizienten in Abhängigkeit der Trajektoriencluster für die Grenzschicht als auch für die freien Troposphäre dargestellt. Die Aerosolrückstreukoeffizienten zeigen für Cluster 1 und 2 innerhalb der Grenzschicht keine signifikanten Unterschiede. Für den Bereich der freien Troposphäre sind die Aerosolrückstreukoeffizienten von Cluster 1 (Richtung Nord) um den Faktor 3 geringer als für Cluster 2 (Richtung West). Eine mögliche Ursache könnten die großen Landflächen Europas und Asiens sein, die eine Zunahme des bodennahne Aerosol begünstigen. Im Bereich der freien Troposphäre sind die Aerolsolrückstreukoeffizienten im Mittel um einen Faktor 10 geringer als innerhalb der Grenzschicht.

6. Zusammenfassung und Ausblick

Am Messstandort Kühlungsborn wurden im Rahmen des Deutschen Lidarmessnetzes auf der Grundlage des Förderschwerpunktes Aerosolforschung von Dezember 1997 bis einschließlich April 2000 Messungen mit einem RMR-Lidarsystem in der Troposphäre durchgeführt. Notwendige Voraussetzung war ein Lidarmesssystem, das sowohl über eine leistungsfähige Hardware als auch über die notwendige Software verfügt. Für die vorliegende Arbeit waren die notwendigen Hardwarekomponenten für den operativen Einsatz bereits montiert. Dagegen wurde die Messsoftware des Lidarsystems erst im Rahmen dieser Arbeit für den operativen Einsatz entwickelt und wird ständig erweitert. Zusätzlich wurden Auswerteroutinen für die Berechnung von Extinktions- und Rückstreukoeffizienten aus Messungen erarbeitet. Die aus den Messungen ermittelten Extinktions- und Rückstreukoeffizienten wurden in einer zentralen Datenbank zur Verfügung gestellt. Die durchgeführten Messungen sind weltweit die ersten Lidarmessungen, die zu festgelegten Zeiten kontinuierlich vertikal und zeitlich hochaufgelöste optische Parameter über einen langen Zeitraum liefern. Die Voraussetzungen waren übereinstimmende Vergleichsmessungen aller Lidarsysteme untereinander sowie ein zufriedenstellender Algorithmenvergleich aller beteiligter Institute. Die Zielsetzung des Aerosolschwerpunktes und einer der Schwerpunkte der vorliegenden Arbeit, eine Klimatologie der Vertikalverteilung von Aerosolparametern an ausgewählten Standorten in Deutschland zu erarbeiten und in einer Datenbank zur Verfügung zu stellen, wurde durch das IAP Kühlungsborn als auch durch die anderen Institute des Lidarnetzes erfüllt. Die ermittelten Extinktions- und Rückstreukoeffizienten sind für den Messstandort Kühlungsborn in einer Zeitreihe (01.12.1997 bis 30.11.1999) in den Abbildungen 6.1 und 6.2 grafisch dargestellt.

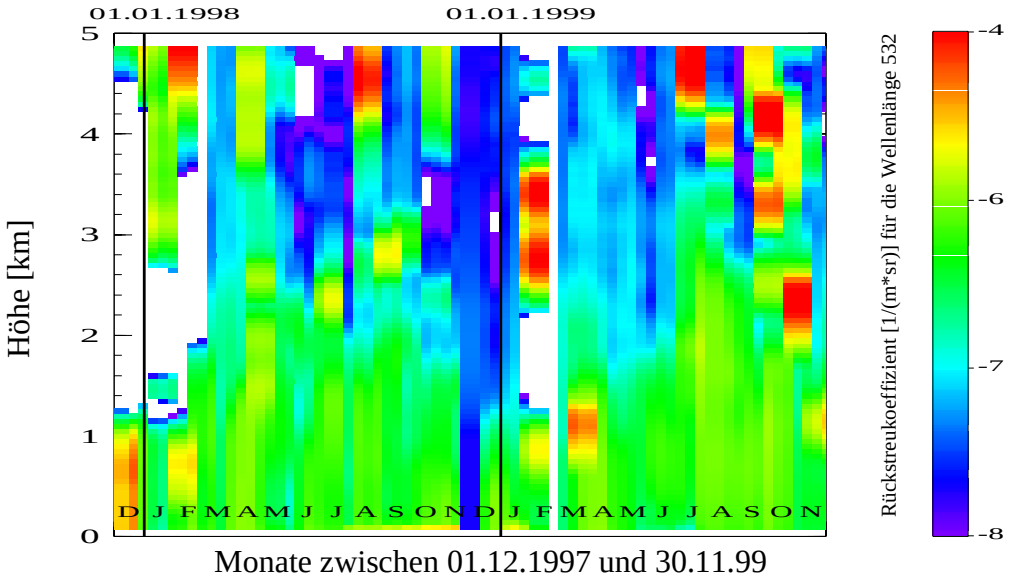

Abb. 6.1: Vertikal und zeitlich aufgelöste Rückstreukoeffizienten am Lidarstandort Kühlungsborn für den Zeitraum 01.12.1997 bis 30.11.1999. Diese wurden der zentralen Datenbank des Lidarnetzes zur Verfügung gestellt.

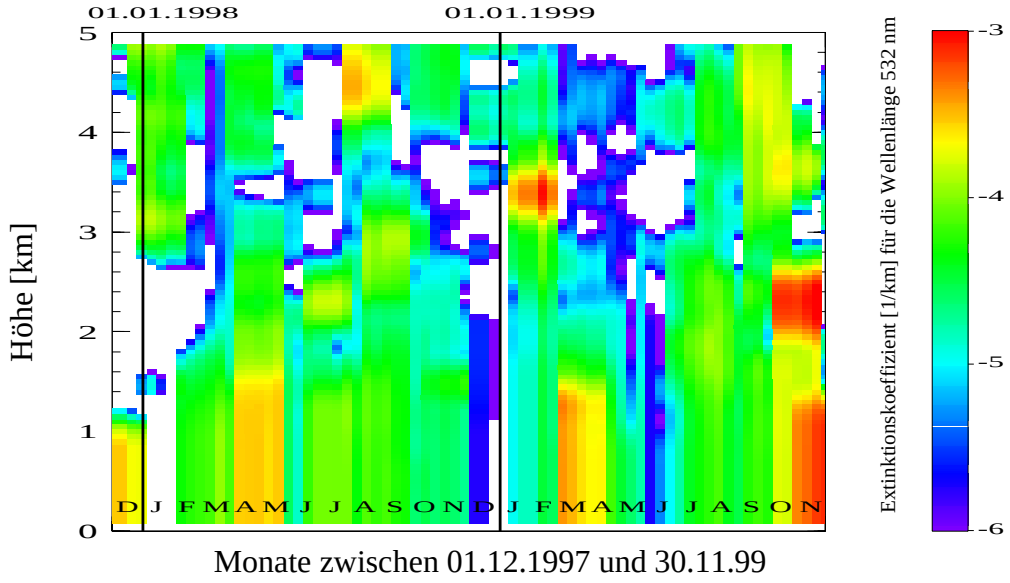

Abb. 6.2: Vertikal und zeitlich aufgelöste Extinktionskoeffizienten am Lidarstandort Kühlungsborn für den Zeitraum 01.12.1997 bis 30.11.1999. Diese wurden der zentralen Datenbank des Lidarnetzes zur Verfügung gestellt.

Darüber hinaus wurden für diese Arbeit auf der Grundlage der durchgeführten Messungen erste Auswertungen und Fallstudien in den Rubriken Klimatologie, Kaltfrontdurchgänge und Hochdruckwetterlagen durchgeführt. Es wurde gezeigt, dass die starke vertikale als auch zeitliche Variabilität des troposphärischen Aerosols mit Hilfe des RMR-Lidarsystems sehr gut reproduziert werden kann. Für die Rubrik Klimatologie konnte gezeigt werden, dass bereits ein zweijähriger Datensatz detaillierte Informationen über Grenzschichthöhe, jahreszeitlich bedingte Variabilität des Aerosolrückstreukoeffizienten und der optischen Dicke oberhalb der Grenzschicht bis 5 km liefert. Ebenfalls wurden erste Abschätzungen der Partikeleigenschaften mit Hilfe des Global Aerosol Data Set durchgeführt. In der Rubrik Kaltfrontdurchgänge wurde zusätzlich eine Fallstudie für einen Frontendurchgang im Januar 2000 durchgeführt. Diese Fallstudie zeigt, dass es möglich ist, im Rahmen des Lidarnetzes gemeinsam zu verschiedenen Zeiten im selben Messvolumen zu messen und die Messungen zu vergleichen. Damit wurde erstmalig die Möglichkeit aufgezeigt, den Transport von troposphärischem Aerosol über mehrere hundert Kilometer zu verfolgen und auszuwerten. Für die Untersuchungen in den einzelnen Rubriken wurden Clusteranalysen für Rückwärtstrajektorien mit dem Ziel durchgeführt, mögliche Korrelationen zwischen vorherrschenden Luftmassen und Rückstreukoeffizienten festzustellen. Die Lidarmessungen wurden auch für Untersuchungen der Wellenlängenabhängigkeit bezüglich Partikelrückstreuung genutzt.

Die vorliegende Arbeit dient ebenfalls dazu, auch weitere Anregungen zu geben. Die Höhendifferenz von 50 Meter für die Vergleichsmessungen IAP-München konnten nicht eindeutig geklärt werden. Für eine Klärung der gemessenen Höhendifferenzen sollte die Vergleichsmessung

in der Zukunft wiederholt werden. Für Untersuchungen von Korrelation zwischen Luftmassenherkunft und Extinktions- bzw. Rückstreukoeffizienten müssen viele weitere Messungen durchgeführt werden, da die vorhandenen Messungen aufgrund der geringen Statistik noch keine Aussage zulassen. Das Lidarsystem ermöglicht erst Messungen ab einer Höhe von ca. 1000 Metern. Ein nicht zu vernachlässigender Anteil von Extinktion und Rückstreuung erfolgt direkt in der Grenzschicht unterhalb von 1000 Metern. Es ist notwendig, das Lidarsystem so zu erweitern, dass Lidarmessungen auch in den unteren Höhen möglich sind. Dafür ist die Montierung und Einbindung eines Nahfeldteleskopes in das Lidarsystem notwendig. Ferner sollten Extinktionsmessungen auch tagsüber realisiert werden, da für klimatologisch hochwertige Lidarmessungen auch am Tage die unabhängige Bestimmung von Extinktion und Rückstreuung notwendig ist. Dafür wäre ein intensiver Umbau des Empfangszweiges notwendig. Weiterhin sollte das RMR-Lidarsystem dazu genutzt werden, routinemäßig Temperaturmessungen im Höhenbereich von der Grenzschicht bis zur Tropopause mit Hilfe der Rotationsraman-Kanäle durchzuführen. Eine wissenschaftlich interessante Fragestellung wäre, ob und in welcher Form Temperaturinversionen Aerosolschichten beeinflussen.

Aussagen über eine exaktere Parametrisierung der optischer Eigenschaften von Aerosolpartikeln auf der Grundlage der erarbeiteten Datenbank können für die Modellierung derzeit noch nicht gegeben werden. Dafür ist die Statistik des erarbeiteten Datensatz (deutsche Lidarnetz) noch zu gering. Viele weitere klimatologische Messungen und auch Lidarmessstationen sind europaweit notwendig, um statistisch signifikante Aussagen zur verbesserten Aerosolpartikelparametrisierung geben zu können. Deshalb existiert seit dem Frühjahr 2000 im direkten Anschluß an das deutsche Lidarnetz auf europäischer Ebene das Nachfolgeprojekt EARLINET (European Aerosol Reseach Lidar Network). Grundlage des Nachfolgeprojektes EARLINET bilden die Strukturen und Erfahrungen des vorangegangenen deutschen Lidarnetzes. Im Rahmen von EARLINET sind neben dem IAP Kühlungsborn 14 verschiedene wissenschaftliche Einrichtungen aus 9 europäischen Ländern vertreten. Neben den Schwerpunkten des deutschen Lidarnetzes werden im Rahmen von EARLINET ebenfalls großräumige Aerosoltransporte mit koordinierten Messungen untersucht. Mögliche Quellen sind Saharastaub, Volkanausbrüche oder aber sehr große Waldbrände. Mit der neuen Qualität von EARLINET ergeben sich neue Fragen. Wie oft und mit welcher Intensität wird Saharastaub bis nach Mitteleuropa transportiert und welche Auswirkungen haben diese Aerosolschichten auf den Strahlungshaushalt? Wird die Strahlungsbilanz von langlebigen oder aber von kurzfristig in die Atmosphäre eingebrachten Aerosolpartikeln dominiert? Ist es möglich, europaweit ein Lidarnetz für die Erarbeitung einer Klimatologie der Vertikalverteilung von Aerosolparametern zu etablieren? Wie und in welcher Form kann die erstellte Klimatologie bezüglich optischer Aerosolparameter zur qualitativen Verbesserung bereits vorhandener Aerosolparametrisierungen in atmosphärischen Modellen eingebunden werden? Die Bearbeitung dieser Fragestellungen wird Gegenstand zukünftiger Lidar-Untersuchungen sein.

Abbildungsverzeichnis

1.1 Modellergebnisse des Zirkulationsmodell ECHAM 4 für globale optische Dicken auf der Grundlage einer stark vereinfachten Aerosolverteilung nach Shettle und Fenn (1976)
1.2 Geographische Lage der teilnehmenden Institute am Lidarnetz
2.1 Schematische Darstellung der Molekülstreuung nach Young (1981)
2.2 Filterkurve für den Empfangszweig des RMR-Lidars und Darstellung der Rotations-Raman-Linien für Stickstoff und Sauerstoff
2.3 Extinktionskoeffizienten “maritim sauber“ und “kontinental verschmutzt“ für 0 und 99% relativer Luftfeuchtigkeit aus OPAC
2.4 Rückstreukoeffizienten “maritim sauber“ und “kontinental verschmutzt“ für 0 und 99% relativer Luftfeuchtigkeit aus OPAC
2.5 Lidarverhältnisse “maritim sauber“ und “kontinental verschmutzt“ für 0 und 99% relativer Luftfeuchtigkeit aus OPAC
2.6 Modellergebnisse des Zirkulationsmodell ECHAM 4 für globale optische Dicken auf der Grundlage von GADS
3.1 Rückwärtstrajektorien vom 11.07.1999 19 UT für die Höhenniveaus 975 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa und 300 hPa (horizontaler Verlauf) mit Endpunkt Kühlungsborn
3.2 Rückwärtstrajektorien vom 11.07.1999 19 UT für die Höhenniveaus 975 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa und 300 hPa (vertikaler Verlauf) mit Endpunkt Kühlungsborn
3.3 Trajektorienanalyse für Rückwärtstrajektorien für Juli 1999 19 UT, gesamte Trajektorienschar (500 hPa)
3.4 Trajektorienanalyse für Rückwärtstrajektorien für Juli 1999 19 UT, Trajektorienschar für Cluster 1 und Cluster 2 (500 hPa)
3.5 Trajektorienanalyse für Rückwärtstrajektorien für Juli 1999 19 UT, gesamte Trajektorienschar (850 hPa)
3.6 Trajektorienanalyse für Rückwärtstrajektorien für Juli 1999 19 UT, Trajektorienschar für Cluster 1 und Cluster 2 (850 hPa)
4.1 Schematische Übersicht des RMR-Lidarsystems Kühlungsborn
4.2 Schematische Darstellung des Sendezweiges, RMR-Lidarsystems Kühlungsborn
4.3 Schematische Darstellung des Empfangszweiges, RMR-Lidarsystems Kühlungsborn
4.4 Schematischer Aufbau der Messsoftware RMR-Lidarsystem
4.5 Rohdatenprofil vom 03.05.1999, gemessen mit dem RMR-Lidarsystems
4.6 Simulationsrechnungen für Extinktionskoeffizienten (IAP) und Vorgabe (IfT), Fall 1
4.7 Simulationsrechnungen für Rückstreukoeffizienten (IAP) und Vorgabe (IfT), Fall 1
4.8 Simulationsrechnungen für Extinktionskoeffizienten (IAP) und Vorgabe (IfT), Fall 3
4.9 Simulationsrechnungen für Rückstreukoeffizienten (IAP) und Vorgabe (IfT), Fall 3
5.1 Übersicht aller am IAP durchgeführten Messungen 1998

5.2 Übersicht aller am IAP durchgeführten Messungen 1999
5.3 Vergleichsmessungen der Lidarsysteme IAP und MIM für die Wellenlänge 532 nm am 16.08.1998 20:04 bis 20:29 UT
5.4 Vergleichsmessungen der Lidarsysteme IAP und MIM für die Wellenlänge 532 nm am 16.08.1998 18:42 bis 19:02 UT
5.5 Übersicht der Messungen nach Sonnenuntergang in der Rubrik Klimatologie für alle wolkenfreie Messungen bis 5 km
5.6 Zweijähriger Messzyklus des Rückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 532 nm
5.7 Bestimmung der Grenzschichthöhe aus Aerosolrückstreukoeffizienten für die Wellenlänge 532 nm, Messung am 13.09.1999
5.8 Jahreszyklus der mittlere Grenzschichthöhe für die Wellenlänge 532 nm
5.9 Tagesmessung vom 30.09.1999, Beispiel für ein tageszeitunabhängiges Anwachsen der Grenzschicht
5.10 Mittlerer monatlicher Rückstreukoeffizient innerhalb der Grenzschicht für die Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm
5.11 Mittlerer monatlicher Rückstreukoeffizient oberhalb der Grenzschicht für die Wellenlängen 355 und 532 nm
5.12 Mittlerer Rückstreukoeffizient innerhalb und oberhalb der Grenzschicht für die Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm
5.13 Mittlere monatliche Extinktionskoeffizienten oberhalb der Grenzschicht bis 5 km für die Wellenlänge 532 nm
5.14 Mittlere monatliche optische Dicken oberhalb der Grenzschicht bis 5 km für die Wellenlänge 532 nm
5.15 Cluster der Trajektorienanalyse für 975 und 700 hPa für den Endpunkt Kühlungsborn
5.16 Mittlerer Aerosolrückstreukoeffizient (532 nm) innerhalb und oberhalb der Grenzschicht
5.17 Mittlerer Aerosolrückstreukoeffizient (532 nm) innerhalb und oberhalb der Grenzschicht für Cluster 1 und 2, ebenfalls ausgewählte Aerosoltypen aus OPAC
5.18 Cluster der Trajektorienanalyse für 975 hPa und 700 hPa
5.19 Aerosolrückstreukoeffizienten nach Kaltfrontdurchgängen für Cluster 1 für 700 hPa
5.20 Aerosolrückstreukoeffizienten nach Kaltfrontdurchgängen für Cluster 2 für 700 hPa
5.21 Aerosolrückstreukoeffizienten nach Kaltfrontdurchgängen für Cluster 3 für 700 hPa
5.22 Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang 12.05.1998 und 06.08.1999 für die Wellenlänge 532 nm
5.23 Cluster der Trajektorienanalyse vor und nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang innerhalb und oberhalb der Grenzschicht
5.24 Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang 09.08.1998 und 13.08.1998 für die Wellenlänge 532 nm
5.25 Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang 29.04.1999 und 11.08.1999 für die Wellenlänge 532 nm

5.26 Wellenlängenabhängigkeit von Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang (532 nm) für Cluster 1 und 2
5.27 Wellenlängenabhängigkeit von Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang (532 nm) für die Jahreszeiten Frühling und Sommer
5.28 Wellenlängenabhängigkeit von Aerosolrückstreukoeffizienten vor und nach erfolgtem Kaltfrontdurchgang (532 nm) für die Jahreszeiten Herbst und Winter
5.29 Wettersituation über Mitteleuropa am 17.01.2000 (0:00 UT)
5.30 Rückwärtstrajektorien (GME-Modell) mit Endpunkt Leipzig für den 18.01.2000
5.31 Rückwärtstrajektorien (GME-Modell) mit Endpunkt Garmisch für den 18.01.2000
5.32 Aerosolrückstreukoeffizienten (Klett-Algorithmus, 355 nm) für Kühlungsborn 18.01.2000 15:00-16:00 UT
5.33 Aerosolrückstreukoeffizienten (Raman-Methode, 355 und 532 nm) für Kühlungsborn 18.01.2000 15:00-16:00 UT
5.34 Aerosolrückstreukoeffizienten (Klett-Algorithmus, 355 nm) für Kühlungsborn 18.01.2000 15:00-16:00 UT
5.35 Aerosolrückstreukoeffizienten (Raman-Methode, 355 und 532 nm) für Leipzig 18.01.2000 18:35-20:41 UT
5.36 Aerosolrückstreukoeffizienten (Klett-Algorithmus, 355 nm) für Garmisch-Partenkirchen 19.01.2000 18:50-18:08 UT
5.37 Lidarmessung 18.01.2000 mit beobachteter Aerosolschicht in 4.6 bis 4.8 km
5.38 Radiosondenaufstieg Schleswig 18.01.2000 12:00 UT
5.39 Rückwärtstrajektorien (vertikaler Verlauf) für das GME und ECMWF-Modell für den 18-19.01.2000
5.40 Rückwärtstrajektorien (horizontaler Verlauf) für das GME, ECMWF und NCEP-Modell Endpunkt Kühlungsborn 18.01.2000, 13 und 15 UT
5.41 Rückwärtstrajektorien (horizontaler Verlauf) für das GME und ECMWF-Modell Endpunkt Leipzig 18.01.2000, 13 und 15 UT
5.42 Rückwärtstrajektorien (horizontaler Verlauf) für das GME und ECMWF-Modell Endpunkt Hamburg 18.01.2000, 13 und 15 UT
5.43 Rückwärtstrajektorien (horizontaler Verlauf) für das GME und ECMWF-Modell Endpunkt Garmisch-Partenkirchen 19.01.2000, 13 und 15 UT
5.44 Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolrückstreukoeffizienten (normiert bezüglich 532 nm) für die beobachtete Aerosolschicht am 18.01.2000
5.45 Lidarmessungen Kühlungsborn während einer Hochdruckwetterlage im Mai 1998
5.46 “Drei-Tage-Messung“ vom 29-31.03.99 in der Rubrik Hochdruckwetterlage
5.47 Mittlere Aerosolrückstreukoeffizienten in der Rubrik Hochdruckwetterlagen innerhalb und oberhalb der Grenzschicht für die Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm
5.48 Mittlere Aerosolrückstreukoeffizienten in der Rubrik Hochdruckwetterlagen (Dezember 1997 bis November 1999) innerhalb und oberhalb der Grenzschicht die Wellenlänge 1064

nm, zusätzlich periodische Regressionsfunktion

5.49 Mittlere Grenzschichthöhen in der Rubrik Hochdruckwetterlagen (Dezember 1997 bis November 1999)

5.50 Clusteranalyse für Rückwärtstrajektorien in der Rubrik Hochdruckwetterlagen (links), mittlere Rückstreukoeffizienten für Cluster 1 und 2 in der Rubrik Hochdruckwetterlagen (rechts)

Tabellenverzeichnis

2.1 Mikrophysikalische Eigenschaften von Aerosolkomponenten im trockenen Zustand nach GADS
4.1 Wichtige Parameter des Sendezweigs RMR-Lidarsystem Kühlungsborn)
4.2 Wichtige Parameter des Empfangszweigs RMR-Lidarsystem Kühlungsborn)
5.1 Übersicht der durchgeführten Messungen am Messstandort Kühlungsborn
5.2 Mittelwerte von Aerosolextinktions- und Rückstreukoeffizienten, optische Dicken und Lidarverhältnisse in und oberhalb der Grenzschicht
5.3 Ergebnisse des Inversionsverfahrens für die beobachtete Aerosolschicht 18.01.2000
5.4 Messübersicht

Messübersicht

Messübersicht Aerosolschichten 1998 - 1999

Literaturverzeichnis

Ackermann, J., The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: a numerical study, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 15, 1043-1050, 1998.

Alpers M., R. Eixmann, J. Höffner, T. Köpnick, J. Schneider, and U. von Zahn, The Rayleigh/ Mie/Raman Lidar at IAP Kühlungsborn, *J. Aerosol Sci., 30, Suppl. 1*, 637-638, 1999. Althausen D., D. Müller, A. Ansmann, U. Wandinger, H. Hube, E. Clauder, and S.Zörner, Scanning six-wavelength eleven-channel aerosol lidar, J. Atmos. Ocean. Tech., 17, 1469-1482, 2000.

Ansmann, A., M. Riebesell, C. Weitkamp, Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman Lidar. Technical Report 90/E/27, GKSS, 1990.

Ansmann, A., F. Wagner, D. Althausen, D. Müller, A. Herber, and U. Wandinger, European pollution outbreaks during ACE~2, Lofted aerosol plumes observed with Raman lidar at the Portuguese coast, J. Geophys. Res., in press, 2001.

Böckmann, C., Hybrid regularization method for ill-posed inversion of multi-wavelength lidar data to retrieve aerosol size distribution, *Appl. Opt.*, 40, 1329-1342, 2001

Böckmann, C., and J. Sarközi, The Ill-posed Inversion of Multiwavelength Lidar Data by a Hybrid Method of Variable Projection, Proc. SPIE Intern. *Soc. Opt.* Eng., 312, 282{293, 1999.

Bösenberg, J., et al., A lidar network for the establishment of an aerosol climatology, *Proceedings of the 19th International Laser Radar Conference*, Annapolis, 23-24, 1998.

Bösenberg et al., The German Aerosol Lidar Network, Methodology, Data Analysis, *Max-Planck-Institut für Meteorologie Report, No 317,* 1-155 pp, 2001.

d'Almeida, G., P. Koepke und E. P. Shettle, *Atmosperic Aerosols, Global Climatology and Radiative Characteristics.* Deepak Publ., Hampton, Viginia, USA, 1991.

Edlen, B., The Dispersion of standard air. *Journal of the Optical Society of America, 43:339, 1953.*

Eixmann, R., C. Böckmann, B. Fay, V. Matthias, I. Mattis, D. Müller, S. Kreipl, J. Schneider und A. Stohl, Tropospheric aerosol layers after cold front passages in January 2000 as observed at several stations of the German Lidar Network, *Journal of Atmospheric Research*, in Druck, 2002.

Elterman, L., UV, visible, and IR attenuation for altitudes to 50 km, 1968. Environmental Resaerchs Papers 285, AFCRL-68-0153, Air Force Cambrige, 1968

Fernald, F. G., Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, *Appl. Opt. 23*, 652-653, 1984.

HYSPLIT4 (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model, Web address: http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 1997.

Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC, *Bull. Amer. Meteor. Soc., 79,* 831-844, 1998.

Holton, James, An Introduction to Dynamic Meteorology, *International Geophysical Series*, Volume 23, 1979.

Iniba, H., Detection of atoms and molecules by Raman-scattering and resonance fluorescence. *In E.D. Hinkley, Laser monitoring of the atmosphere*, Band 26, Seite 153-199. Springer-Verlag, Berlin, 1976.

Klett, J. D., Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Appl. Opt., 24,* 1638-1643, 1985.

Kerker, M., *The scattering of light and Other Electromagnetic Radiation*, Academic Press, New York, 1969.

Kneubühl, F.K. und M. W. Sigrist, Laser, *Teubner Studienbücher Physik*, 1989.

Kottmeier, C., B. Fay, Trajectories in the antarctic lower troposphere, *J. Geophys. Res., 105,* D9, 10947-10959, 1998.

Mattis, I., V. Jaenisch, D. Müller, K. Franke, and A. Ansmann, Classification of particle extinction profiles derived within the framework of the German Lidar Network by the use of cluster

analysis of backtrajectories, in Laser remote sensing of the atmosphere. *Selected papers of the 20th International Laser Radar Conference,* Vichy, France, A. Dabas and J. Pelon, Eds., Ecole Polytechnique, Paris, France, 211-214, 2001.

Müller, D., U. Wandinger, and A. Ansmann, Microphysical particle parameters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: Theory, *Appl. Opt.*, 38, 2346-2357, 1999a.

Müller, D., U. Wandinger, and A. Ansmann, Microphysical particle parameters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: Simulation, *Appl. Opt.*, 38, 2358-2368, 1999b.

Müller, D., U. Wandinger, D. Althausen, Comprehensive particle characterization from 3-wavelength Raman-lidar observations: Case study, *Appl. Opt.* in Druck, 2002.

She, Chiao-You, Spectral structure of laser light scattering revisited bandwidths of nonresonant scattering lidars, *Appl. Opt.*, Vol. 40, No. 27, 4875-4884, 2001.

Shettle, Eric P. and R. W. Fenn, Models of the atmospheric aerosols and their optical properties, In *Optical properties in the atmosphere, AGARD Conference Proceedings, N. 183, AGARD-CP-183,* 1976.

Robles Gonzales, C., J. P. Veefkind, and G. de Leeuw, Aerosol optical depth over Europe in August 1997 derived from ATSR-2 data, *Geophys. Res. Lett., 27,* 955-958, 2000.

Romsburg, H. C., Cluster Analysis for Researchers, Robert E. Krieger Publishing Company, Malabar, Florida 1990.

Russel, P. B., P. V. Hobbs, and L. S. Stowe, Aerosol properties and radiative effects in the United States East Coast haze plume: An overview of the Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment (TARFOX), *J. Geophys. Res.,* 104, 2213-2222, 1999.

Sasanso, Y., E. V. Browell, and S. Ismail, Error caused by using a constant extinction/backscatter ratio in the lidar solution, *Appl. Opt., 24,* 3929-3932, 1985.

Schneider, J. und R. Eixmann, Threee years of routine Raman lidar measurements of tropospheric aerosols, planetary boundary layer heights, extinction and backscatter coefficients. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2, 75-107, 2002

Shettle, Eric P. and R. W. Fenn, Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. AFGL-TR-79-0214, 94pp. [Available from AFCRL, Hansecom Field, Bedford, MA 01731], 1979.

Stohl, A., Computation, Accuracy and Applications of Trajectories- A review and Bibliography, *Atmospheric Environment*, 32: 947-966, 1998

Tikhonov, A. N. and V. Y. Arsenin, eds., Solution of ill-posed problems, John Wiley, New York, 258 pp., 1977.

United States Committee on Extension to the Standard Atmosphere, *U.S. Standard Atmosphere 1976*, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, 1976

von de Hulst H. C., *Light Scattering by Small Particles*, John Wiley and Sons, Inc., New York, 1957

Wandinger, U., D. Müller, C. B.ockmann, D. Althausen, V. Matthias, J. Bösenberg, V. Wei¡, M. Fiebig, M. Wendisch, A. Stohl, A. Ansmann, Optical and microphysical characterization of biomass-burning and industrial-pollution aerosols from multiwavelength lidar and aircraft measurements, *J. Geophysical Research*, accepted 2001.

WCP 12 (Word Climate Research Program Report No. 12), Aersosol and Climate. International Council of Scientific Unions, World Meteorological Organisation, Genf, 1980

Young, A.T., Rayleigh scattering, *Phys. Today* 42-48, 1981.