

UNIVERSITÄT LEIPZIG



DIPLOMARBEIT

AEROSOLSCHICHTEN IN DER OBEREN
TROPOSPHÄRE UND UNTEREN
STRATOSPHÄRE ÜBER MITTELEUROPA

FANNY FINGER

Leipzig, den 28. April 2011

Gutachter:

Prof. Dr. Andreas Macke - Institut für Troposphärenforschung Leipzig

Dr. habil. Albert Ansmann - Institut für Troposphärenforschung Leipzig

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Stratosphäre	4
2.1	Stratosphärisches Aerosol	5
2.2	Stratosphärische Zirkulation	7
2.3	Tropopause	10
2.3.1	Thermische Tropopause	11
2.3.2	Dynamische Tropopause	12
2.3.3	Chemische Tropopause	12
2.3.4	Tropische Tropopause	14
2.3.5	Tropopausenfaltungen	16
3	Lidar	19
3.1	Lidarprinzip	19
3.1.1	Lidargleichung	21
3.2	Auswertung	23
3.2.1	Berechnung des Rückstreukoeffizienten	23
A	Klett–Fernald–Methode	24
B	Iterationsverfahren	25
3.2.4	Bestimmung von Aerosolschichten	26
3.2.5	Integral des Rückstreukoeffizienten	27
3.3	Fehlerbetrachtung	28
3.3.1	Referenzwert	29
3.3.2	Lidarverhältnis	31
3.3.3	Radiosonde	31
3.3.4	Zusammenfassung	33

4	Ergebnisse	36
4.1	Zehn Jahre stratosphärische Messungen über Leipzig	36
4.1.1	Leipziger Messreihe	36
4.1.2	Vergleich: Leipzig – Garmisch–Partenkirchen	43
4.2	Fallbeispiele für verschiedene Aerosolquellen	46
4.2.1	Vulkanausbrüche	47
4.2.2	Waldbrand	63
4.2.3	Saharastaub	71
4.2.4	Hintergrundbedingung	74
5	Zusammenfassung	76
	Literaturverzeichnis	79
	Abbildungsverzeichnis	84
	Tabellenverzeichnis	89

Kapitel 1

Einleitung

Die Meteorologie wird im Allgemeinen mit dem einfachen Begriff „Wetter“ gleichgesetzt, den Geschehnissen, die in der Troposphäre stattfinden und mit den hohen Eiswolken an der Tropopause enden. Dabei jährt sich in diesem Jahr die Entdeckung der Stratosphäre zum 110. Mal und wurde seinerzeit unter Einsatz des Lebens zweier Wissenschaftler und der finanziellen Förderung von Kaiser Wilhelm II. durchgeführt. Prof. Dr. Reinhard Süring und Dr. Arthur Berson wagten einen Ballonaufstieg bis in etwa 10.5 km Höhe und wiesen nach der Vorarbeit durch Prof. Dr. Richard Aßmann nach, dass ab einer bestimmten Höhe (der Tropopause) die Temperatur konstant bleibt oder leicht ansteigt [Labitzke, 1999].

Heute, 110 Jahre später, weiß man, dass die Stratosphäre neben dem typischen Temperaturprofil aufgrund ihrer chemischen und dynamischen Eigenschaften einen beträchtlichen Faktor im Strahlungshaushalt der Erde darstellt. Die stratosphärische Aerosolschicht besteht zu 75 % aus Schwefelsäuretröpfchen, deren Vorläufergas Schwefeldioxid hauptsächlich durch Vulkanausbrüche in die Atmosphäre eingebracht wird [Hitchman *et al.*, 1994]. Das in der Stratosphäre gebildete Aerosol wirkt sowohl als Streuer, als auch als Absorber. Die einfallende solare Strahlung wird von den Aerosolpartikeln reflektiert, wodurch sich die globale Albedo erhöht und die Erdoberfläche abgekühlt wird. Die langwellige terrestrische Strahlung wird jedoch absorbiert und dadurch die Stratosphäre erwärmt. Die Auswirkungen der stratosphärischen Aerosolschicht sind meridional verschieden. Mit zunehmender geografischer Breite und dadurch steigendem Zenitwinkel der Sonne überwiegt der Albedoeffekt.

Die Oberfläche stratosphärischer Aerosolpartikel ist zudem Ort chemischer Reaktionen, wodurch zum Beispiel stratosphärisches Ozon abgebaut wird. Die Ozonabnahme wiederum hat eine Abkühlung der Stratosphäre bei gleichzeitiger Erwärmung der Troposphäre zur Folge. Des Weiteren beeinflussen dynamische Prozesse wie die meridionale Brewer–Dobson–Zirkulation und die zonale fast–zweijährige Schwingung in der tropischen Stratosphäre die globale Verteilung des stratosphärischen Aerosols und damit auch den Einfluss der stratosphärischen Aerosolschicht auf den globalen Strahlungshaushalt.

Am Leibniz–Institut für Troposphärenforschung in Leipzig werden im Rahmen von EARLINET (**E**uropean **A**erosol **R**esearch **L**idar **N**etwork) seit 1996 kontinuierlich Messungen mit einem stationären Mehrwellenlängen–Lidar durchgeführt. Dadurch konnte eine gute Datengrundlage zum Erstellen einer Messreihe erhalten und daraus eine Aussage über mögliche Langzeittrends des stratosphärischen Aerosols getroffen werden. Die stratosphärische Aerosolschicht befindet sich hauptsächlich in der unteren bis mittleren Stratosphäre, also in einem durch das Lidar messbaren Höhenbereich. Der Messbereich des Lidars reicht von der Troposphäre über die Tropopause bis in die untere und mittlere Stratosphäre hinein, je nach Bedeckungsgrad und Dicke der Wolken. Aus den gemessenen Signalen des Leipziger Lidars MARTHA (**M**ultiwavelength **A**tmospheric **R**aman lidar for **T**emperature, **H**umidity and **A**erosol profiling) können Profile des Rückstreu– und Extinktionskoeffizienten, des Depolarisations– und Lidarverhältnisses, der Temperatur, des Wasserdampf–Mischungsverhältnisses sowie daraus das Profil der relativen Feuchte ermittelt werden.

Nach den Ausbrüchen der Vulkane El Chichón (1982) und Pinatubo (1991) und deren großen, in die Stratosphäre eingebrachten, Aerosolmengen hatte die stratosphärische Aerosolschicht Ende der 90er Jahre wieder Hintergrundbedingungen angenommen [Jäger, 2005]. Die Auswertung der Jahre 2000 bis 2008 soll eine Messreihe stratosphärischen Hintergrundaerosols wiedergeben, um mögliche Effekte stratosphärischer Zirkulationen oder jahreszeitlicher Schwankungen auf geringe Mengen atmosphärischen Aerosols zu untersuchen. Am Ende der Dekade unterbrachen zahlreiche größere und kleinere Vulkanausbrüche die Hintergrundperiode, angefangen mit den Ausbrüchen der Vulkane Okmok im Juli und Kasatochi im August 2008, woraufhin der Aerosolgehalt im Mittel um das 6.5–Fache angestiegen ist.

Die hier vorliegende Arbeit gliedert sich in fünf Kapitel. In Kapitel 2 wird zunächst auf die Stratosphäre und deren chemische und dynamische Eigenschaften eingegangen. Anschließend werden in Kapitel 3 die Funktionsweise des Lidars sowie die Auswertemethoden der gemessenen Signale dargelegt. In Kapitel 4 wird die komplette Messreihe von 2000 bis 2009 bezüglich jahreszeitlicher Schwankungen und dem Einfluss dynamischer Prozesse in der Stratosphäre auf den Aerosolgehalt in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre untersucht und mit anderen Messreihen verglichen [Trickl *et al.*, 2010; Deshler *et al.*, 2006]. Des Weiteren werden aus diesen zehn Jahren verschiedene Fallbeispiele vorgestellt, die sich untereinander in der Herkunft der Aerosolschichten unterscheiden.

Kapitel 2

Stratosphäre

Die **Stratosphäre** ist das sogenannte zweite Stockwerk der Atmosphäre, das in mittleren Breiten bei 10 km beginnt und nach oben mit der ca. 50 km hohen Stratopause abschließt. Die Unterkante der Stratosphäre, die Tropopause, kann zwischen 8 km an den Polen und 18 km am Äquator variieren [*Liljequist und Cehak, 2006*]. Ihren Namen (lat. stratus = geschichtet) verdankt sie der Auffassung, dass die Schicht oberhalb der Tropopause ruhig und gleichmäßig geschichtet sei [*Kraus, 2001*]. Zu den dynamischen Eigenschaften der Stratosphäre gehören die noch im Folgenden erklärte Brewer–Dobson–Zirkulation und die quasi–zweijährige Schwingung (QBO=Quasi–Biennial Oscillation).

Die Stratosphäre ist charakterisiert durch einen konstanten oder leicht ansteigenden Temperaturverlauf mit der Höhe, der ausgehend von unter -50 °C im globalen und langzeitlichen Mittel bis auf 0 °C im Stratopausenbereich ansteigt. Des Weiteren gibt es in der Stratosphäre auf Grund des sehr geringen Wassergehaltes fast keine Wolken, lediglich die Perlmutterwolken oder polaren Stratosphärenwolken (PSC=Polar Stratospheric Cloud). Im Gegensatz zur Troposphäre ist hier ein sehr hoher Ozongehalt zu verzeichnen, der mit der solaren Einstrahlung und der stratosphärischen Zirkulation schwankt. Die Ozonschicht der Stratosphäre ist wichtig für die meisten auf der Erde lebenden Organismen, da durch sie der schädliche Anteil der UV-Strahlung (UV–B und UV–C) absorbiert wird.

2.1 Stratosphärisches Aerosol

Das stratosphärische Aerosol spielt eine wichtige Rolle für den globalen Strahlungshaushalt und für das chemische Gleichgewicht innerhalb der Atmosphäre. Es muss somit auch in globalen Klimamodellen berücksichtigt werden. In Perioden mit Aerosol-Hintergrundbedingungen und einer optischen Dicke weniger als 0.01 sind die Auswirkungen noch sehr gering, können aber nach Ereignissen mit beträchtlichem Aerosoleintrag in die Stratosphäre deutlich an Bedeutung gewinnen. Als Beispiel ist hier der stratosphärische Ozongehalt zu nennen, der sowohl nach Ausbruch des El Chichón (1982) [Hofmann und Solomon, 1989], als auch nach Ausbruch des Pinatubo (1991) [Ansmann et al., 1996] in den mittleren Breiten einen geringeren Wert als vor diesen Vulkanausbrüchen aufwies.

Nach Hupfer und Kuttler [1998] sind **Aerosolpartikel** luftgetragene feste oder flüssige Teilchen, die zusammen mit einem Trägergas (meistens Luft) das Aerosol bilden. Der Radius r dieser verschiedenen Partikel erstreckt sich von etwa 1 nm bis 10 μm , wobei der Größe nach Unterscheidungen in drei Gruppen vorgenommen werden. Die *Aitken-Kerne* liegen im Größenbereich zwischen 5 nm und 0.2 μm und sind wegen ihrer geringen Größe für Kondensationsprozesse in der Atmosphäre ohne Bedeutung. Die Gruppe der nächstgrößeren Partikel umfasst die sogenannten *Großen Kerne* mit $0.2 \mu\text{m} \leq r \leq 1 \mu\text{m}$, die äußerst wirksam bei Kondensationsvorgängen sind und deshalb auch als *Wolkenkondensationskerne* bezeichnet werden. Aerosolpartikel mit einem Radius größer als 1 μm werden den *Riesenkernen* zugeordnet, die weniger zahlreich als die Großen Kerne sind, aber wichtig für die Bildung großer Wolkentropfen. Das für klimatische Auswirkungen relevante Aerosol ist den beiden letzten Gruppen zuzuordnen, für dessen Radius gilt $r \geq 0.1 \mu\text{m}$.

Der Partikelradius des stratosphärischen Aerosols kann von 0.1 bis 0.5 μm variieren, bei einer Konzentration der Aerosolpartikel von 0.5 bis 0.005 cm^{-3} . Die durchschnittliche Verweildauer beträgt ca. 2 Jahre. Das Aerosol der Stratosphäre besteht zu ca. 75% aus Schwefelsäure, zu 25% aus Wasser und ist bezüglich Schwefelsäure sowohl in Perioden mit geringer Aerosolbelastung als auch nach Vulkanausbrüchen ungesättigt [Deshler et al., 2006]. Die Aerosolpartikel können also bei vorhandener Schwefelsäu-

re stets weiter anwachsen. Neuere Studien berichten, dass auch kohlenstoffhaltige Verbindungen zum stratosphärischen Aerosol beitragen [*Schmale et al.*, 2010].

Den Hauptanteil des Aerosoleintrags machen Vulkanausbrüche aus [*Hitchman et al.*, 1994]. Wie *Deshler et al.* [2006] berichtet, wurden im Zeitraum von 1971 bis 1997 70% des stratosphärischen Aerosols von vulkanischer Aktivität beeinflusst. Seit 1880 wurde die Stratosphäre von acht großen Vulkanausbrüchen signifikant beeinflusst. Solch große Eruptionen haben genug Energie zum Durchstoßen der Tropopause und große Mengen Wasserdampf und Schwefeldioxid können emittiert werden. Auch die meridionale Lage des Vulkans ist von Bedeutung, da der zeitliche Einfluss einer Eruption in höheren Breiten wesentlich kürzer ist als in den Tropen [*Hitchman et al.*, 1994]. Die Größe und Zusammensetzung des stratosphärischen Aerosols wird neben der vorhandenen Menge von Vorläufergasen auch von der Temperatur bestimmt. Eine Abnahme der Temperatur hat ein Anwachsen der wässrigen Schwefelsäure-Tröpfchen zur Folge, da diese dann mehr Wasser aufnehmen. Umgekehrt verhält es sich bei einer Zunahme der Temperatur in der Stratosphäre.

Die Schwefelsäure-Tröpfchen bilden sich erst in der Stratosphäre. Die für die Bildung der Schwefelsäure notwendigen Vorläufergase (vor allem Schwefeldioxid und Verbindungen aus Kohlenstoff und Schwefel) können von Vulkaneruptionen stammen oder mittels aufsteigender tropischer Luft in solche Höhen gelangen. Das Zeitintervall zur Bildung von Schwefelsäure aus den in die untere Stratosphäre gelangten schwefelhaltigen Gasen beträgt etwa einen Monat. Durch Koagulation oder weiterer Kondensation können diese Tröpfchen anwachsen.

Mittels der in Kapitel 2.2 vorgestellten wichtigsten dynamischen Prozesse innerhalb der Stratosphäre werden die hauptsächlich in der tropischen Stratosphäre entstandenen Aerosolpartikel polwärts transportiert und können in die Troposphäre über Tropopausenfaltungen eingemischt werden (siehe Kapitel 2.3). Dies stellt eine Senke für das in der Stratosphäre vorhandene Aerosol dar. Die Abnahme des stratosphärischen Aerosols durch Sedimentation macht dabei nur einen geringen Teil aus. Durch die Schwerkraft werden lediglich die schwereren Partikel in Tropopausennähe transportiert.

Für das stratosphärische Hintergrundaerosol ergibt sich durch die ablaufenden Transportprozesse innerhalb der Stratosphäre ein Maximum in der Partikelkonzentration für die mittleren Breiten in einer Höhe von 20 km. Von 15 bis 25 km Höhe erstreckt sich die Junge-Schicht. Sie ist ein global umspannender Aerosolschleier,

der aus Tröpfchen verdünnter Schwefelsäure besteht [Junge *et al.*, 1961]. Das durch explosive tropische Vulkaneruptionen in die Stratosphäre gelangte Aerosol speist das TSR, das „Tropische Stratosphärische Reservoir“ [Jäger, 2005], das sich zu beiden Seiten des Äquators bis zum 20.–30. Breitengrad befindet. Von Fromm *et al.* [2010] wird beschrieben, wie mittels Pyro-Cumulonimben Verbrennungsprodukte von Waldbränden bis in die untere Stratosphäre transportiert werden können. Die starke Konvektion resultiert aus der großen Hitze z.B. über Waldbrandgebieten.

2.2 Stratosphärische Zirkulation

Dynamische Prozesse, die in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre stattfinden, sind von Bedeutung für die globale Verteilung von Wasserdampf, Spurengasen wie Ozon, und Aerosolpartikeln aus beispielsweise Vulkanausbrüchen und damit von Bedeutung für das globale Klima. In diesem Abschnitt werden die beiden wichtigsten Zirkulationsmuster in der Stratosphäre vorgestellt, mit denen der Transport und die Verteilung des stratosphärischen Aerosols beschrieben werden kann.

Als wichtigen Vertreter einer meridionalen Zirkulation in der Stratosphäre ist die **Brewer–Dobson–Zirkulation** anzuführen, die von A. Brewer (1949) erstmals beschrieben wurde. G. Dobson (1956) erklärte damit anschließend, wie die Unterschiede in der Ozonkonzentration in der Stratosphäre zustande kommen. Die Brewer–Dobson–Zirkulation ist charakterisiert durch einen aufsteigenden Ast über den Tropen und einen absinkenden in höheren Breiten (siehe Abb. 2.1). Auch hier bewirkt die geringe Dichte in der mittleren Atmosphäre das Fortpflanzen troposphärischer Zirkulationsmuster. Durch thermische Konvektion in der Troposphäre werden Luftmassen in äquatorialen Gebieten angehoben, wobei sich diese Aufwärtsbewegung auch oberhalb der Tropopause fortsetzt. In den oberen Stratosphärenregionen divergieren die Luftmassen, fließen polwärts ab und sinken immer weiter durch die zunehmende Abkühlung in höheren Breiten. Vor allem über dem Winterpol, also während der Polarnacht, kann sich so stratosphärisches Aerosol in die Troposphäre einmischen.

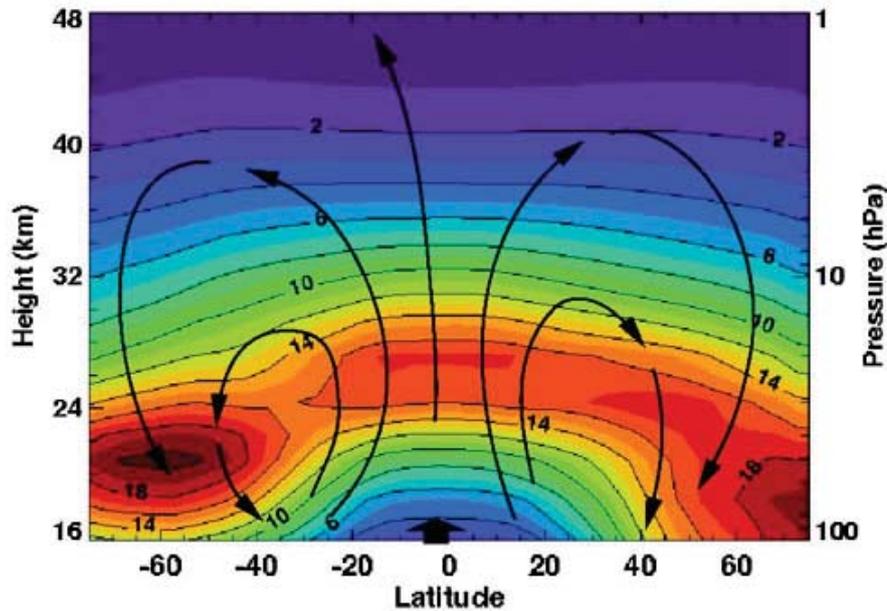


Abbildung 2.1: Höhenquerschnitt der Ozonkonzentration von 1980–1989 in DU km^{-1} (farbig dargestellt). Die schwarzen Pfeile zeigen die Brewer–Dobson–Zirkulation an [http://www.wetter24.de/uploads/pics/Nimbus_ozone_Brewer-Dobson_circulation_NASA.jpg, 03.04.2011].

Eine zonal ausgerichtete Zirkulation ist die „Quasi–Biennial Oscillation“ in der unteren tropischen Stratosphäre. Unter dieser annähernd zweijährigen Schwingung versteht man ein periodisches Phänomen der mittleren Zonalströmung [Naujokat und Marquardt, 1992], deren Periodendauer im Mittel 28 Monate beträgt, also „annähernd zwei Jahre“. Die QBO ist gekennzeichnet von sich abwechselnden Ost– und Westwindphasen.

In Abbildung 2.2 ist der Zeit–Höhen–Schnitt der Monatsmittel der zonalen Windkomponente der äquatorialen Stratosphäre dargestellt, in der die sich von oben nach unten fortpflanzenden Ost– bzw. Westwindphasen zu erkennen sind. Der Zyklus beginnt in einer Höhe von etwa 32 km und die mittlere Geschwindigkeit der absinkenden Scherungszonen beträgt ca. 1 km pro Monat [Peeck, 2006].

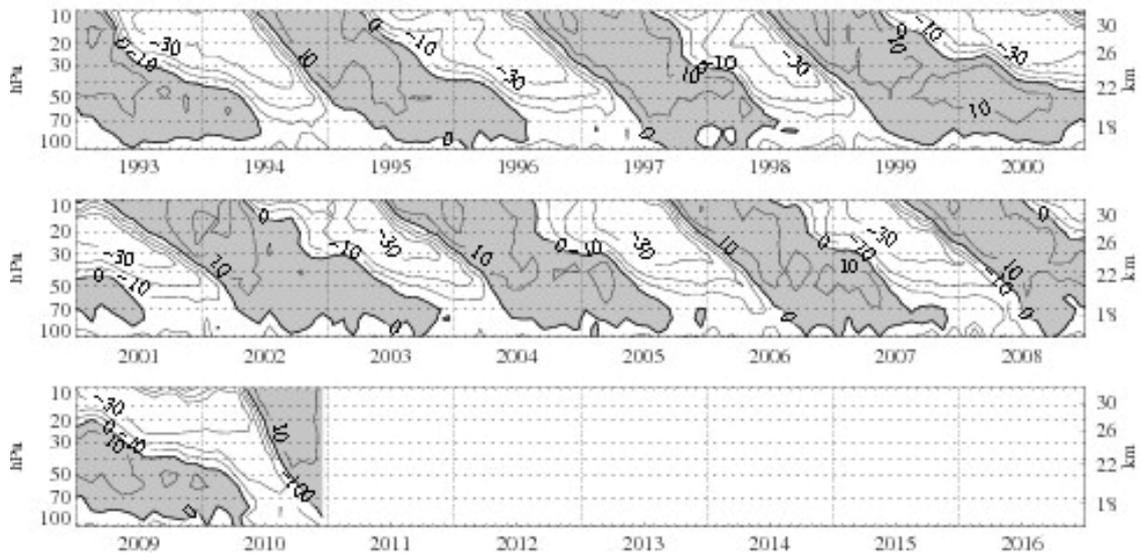


Abbildung 2.2: Zeit-Höhen-Schnitt der Monatsmittel des zonalen Windes (m s^{-1}) an der Station Singapur (1°N , 104°O). Das Isolinienintervall beträgt 10 m s^{-1} . Westwinde sind schattiert dargestellt [<http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/qbo/index.html>, 03.04.2011; Naujokat, 1986].

Dabei setzen sich Westwinde zeitlich und räumlich schneller durch als Ostwinde. Jedoch sind bei den Ostwinden sowohl im Mittel als auch bei den Maxima stärkere Geschwindigkeiten zu verzeichnen als für Westwinde. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten in einer Höhe von 26–27 km bzw. auf einem Druckniveau von 20 hPa auf. Wegen der unterschiedlichen Verweildauer der Windphasen in der oberen und unteren Schicht der Stratosphäre und der mit der Höhe zunehmenden Windgeschwindigkeit erhält man oberhalb von 20 km einen durchschnittlichen Ostwind und unterhalb im Mittel einen Westwind. Generell ist die Schwingung durch eine hohe örtliche und zeitliche Variabilität charakterisiert. So kann ein QBO-Zyklus weniger als zwei, aber auch bis zu drei Jahre dauern. Daraus ist ersichtlich, dass sich für die äquatoriale Stratosphäre keine langjährige Mittelbildung vornehmen lässt. Mit der Oszillation des Zonalwindes ist zudem eine Temperaturschwingung verbunden, wobei eine Amplitude von bis zu 5 K erreicht werden kann. Die Temperaturmaxima ereignen sich während der Westwindphasen und die Minima bei herrschendem Ostwindregime. Außerdem wird die QBO der Temperatur von der Stratosphärenener-

wärmung in polaren Regionen und –abkühlung in den Tropen beeinflusst. Zusätzlich müssen auch die Auswirkungen vulkanischen Aerosols auf den Strahlungshaushalt und die daraus resultierende Erwärmung der Stratosphäre berücksichtigt werden.

Die Theorie der Entstehung der QBO geht auf J. R. Holton [*Holton und Lindzen*, 1972] und R. A. Plumb [*Plumb*, 1977] zurück. Sie geht davon aus, dass tropische planetare Wellen, genauer gesagt Kelvin- und Rossbywellen, dafür verantwortlich sind. Diese werden in der Troposphäre durch Konvektion angeregt und breiten sich dann weiter in die mittlere Atmosphäre aus, die auf Grund ihrer geringen Dichte auf die troposphärische Zirkulation reagiert. Durch Dissipation werden die Wellenimpulse auf den Grundstrom übertragen. Kelvinwellen bewirken eine Beschleunigung des Grundstroms nach Osten, Rossby-Schwerewellen eine Beschleunigung nach Westen. Die Schwingung des Zonalwindes der QBO resultiert aus einem Zusammenspiel dieser beiden Wellenarten, wobei die Periode und die Höhen-Struktur neben der im Mittel vorhandenen Wellenaktivität auch von deren zufälligen Schwankungen abhängt.

Die aktuelle Phase der QBO wirkt sich neben dem zonalen auch auf den meridionalen und vertikalen Aerosoltransport in der Stratosphäre aus [*Hitchman et al.*, 1994]. Während der östlichen Scherungsphase kommt es vorwiegend zu einem Anheben und Ansammeln von Aerosol im oberen Bereich der äquatorialen Stratosphäre, während in der Westwindphase das Absinken mit gleichzeitigem Transport in höhere Breiten überwiegt. Abhängig ist dies zusätzlich vom Jahresgang. So ist bei herrschendem Westwindregime besonders in den Wintermonaten ein polwärts gerichteter Massentransport zu verzeichnen.

2.3 Tropopause

In diesem Abschnitt werden verschiedene Definitionen der Tropopause vorgestellt. Die Tropopause (griech. *trepein* = wenden, kehren und *pauein* = aufhören) ist die Grenzfläche bzw. Grenzschicht zwischen der darunter liegenden Troposphäre und der darüber befindlichen Stratosphäre [*Kraus*, 2001]. Sie trennt zwei Bereiche unterschiedlicher chemischer, thermischer und dynamischer Eigenschaften und ist mehr als Übergangszone denn als scharfe Grenze zu verstehen. Dies machen die aus ver-

schiedenen Blickwinkeln betrachteten Definitionen deutlich. Die Höhe der Tropopause ist Breitengradabhängig und kann zwischen 8 km in polaren Gebieten und bis zu 18 km in den Tropen betragen. In mittleren Breiten liegt sie im Durchschnitt bei 10 km Höhe und hat eine Temperatur von -55 bis -60 °C [Liljequist und Cehak, 2006]. Die Tropopausenhöhe durchläuft zudem einen Jahresgang mit einem Maximum im Sommer bis Frühherbst und einem Minimum im Spätwinter [Hupfer und Kuttler, 1998]. Die häufigste Tropopausen-Definition basiert auf dem Temperaturverlauf in der Atmosphäre, die sogenannte Definition der thermischen Tropopause. Des Weiteren sind in der Literatur sowohl die Definition der dynamischen als auch der chemischen Tropopause zu finden [Kuster, 2006]. Für den Bereich der Tropen muss zusätzlich die Definition für eine tropische Tropopause eingeführt werden.

2.3.1 Thermische Tropopause

Die thermische Tropopause orientiert sich am Temperaturgradienten $-\frac{dT}{dz}$. Die Troposphäre zeichnet sich durch eine mit zunehmender Höhe abnehmende Temperatur aus, wohingegen die Temperatur in der Stratosphäre konstant oder leicht ansteigend ist. Laut WMO (World Meteorological Organization) befindet sich die thermische Tropopause an der Unterkante einer Schicht, wenn für die darüberliegenden 2 km

$$-\frac{dT}{dz} < \frac{0.2 \text{ K}}{100 \text{ m}} \quad (2.1)$$

gilt. Für das Beispiel in Abb. 2.3 (links) liegt die Höhe der thermischen Tropopause bei ca. 12.3 km. Weiterhin wurde festgelegt: Im Fall, dass der Temperaturgradient wieder unter die Grenze von $-0.3 \text{ K (100 m)}^{-1}$ sinkt, muss nach einer weiteren Tropopause gesucht werden, die das oben genannte Kriterium erfüllt. Die Definition der thermischen Tropopause muss außerdem mit einem Grenzwert für die Tropopausenhöhe oder den Tropopausendruck ergänzt werden, der nicht unter- bzw. überschritten werden darf. Andernfalls könnte eine bodennahe Inversion als Tropopause fehlinterpretiert werden. Der Vorteil dieser Definition resultiert aus deren Einfachheit. Mit nur einer Temperatursondierung, z.B. mittels Radiosondenaufstieg, lässt sie sich bestimmen. Auch werden Sprünge in der Tropopause auf Grund von Jetstreams oder Fronten gut erkennbar wiedergegeben. Jedoch scheint die Festlegung des Grenzwertes für den Temperaturgradienten etwas willkürlich und ist zudem von

keiner physikalischen Erhaltungsgröße abhängig. Deshalb bietet sich die folgende Tropopausen-Definition an.

2.3.2 Dynamische Tropopause

Die dynamische Tropopause basiert auf der Verteilung der potentiellen Vorticity ζ_{pot} (PV) in der Atmosphäre. Diese ist definiert als

$$\zeta_{pot} = \frac{1}{\rho}(\nabla \times \mathbf{v} + 2\Omega) \cdot \nabla\Theta. \quad (2.2)$$

Dabei ist ρ die Luftdichte, Θ die potentielle Temperatur, \mathbf{v} der Windvektor und Ω der Vektor der Erdrotation. Mit Hilfe der Schreibweise

$$\zeta_{pot} = \frac{\zeta_a}{\Delta z}, \quad (2.3)$$

$$\zeta_a = \zeta_r + f \quad (2.4)$$

versteht man die potentielle Vorticity als absolute Vorticity ζ_a pro Höhendifferenz Δz z.B. zwischen zwei Isentropenflächen. Sie ist unter adiabatischen Voraussetzungen eine Erhaltungsgröße und liefert einen Zusammenhang zwischen absoluter Vorticity und statischer Stabilität. Die absolute Vorticity ζ_a ist dabei die Summe aus relativer Vorticity ζ_r und Coriolisparameter bzw. planetarer Vorticity f . In der Stratosphäre ist die potentielle Vorticity um etwa eine Größenordnung höher als in der darunter liegenden Troposphäre. Nach der WMO [1986] wurde deshalb für extratropische Regionen die 1.6 PVU-Fläche als Tropopause definiert, also die Isofläche mit einem Wert von 1.6 „Potential Vorticity Unit“ ($\text{Km}^2\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$). In der Literatur sind jedoch zumeist Werte zwischen 2 und 3.5 PVU zu finden. In äquatorialen Breiten wechselt der Coriolisparameter f sein Vorzeichen, wodurch hier diese Definition keine Anwendung mehr finden kann.

2.3.3 Chemische Tropopause

Die Stratosphäre wie auch die Troposphäre weisen unterschiedliche Konzentrationen von chemischen Substanzen auf. Dies wird als Grundlage für die Bestimmung der

chemischen Tropopause verwendet. So ist zum Beispiel die Konzentration von Ozon in der Stratosphäre wesentlich höher als in der Troposphäre. Als Grenzfläche kann hier von einer Isofläche gleicher Ozonkonzentration ausgegangen werden. Des Weiteren gibt es große Unterschiede in der Wasserdampfkonzentration beider Schichten. So kann die relative Feuchte in der Troposphäre 100 % erreichen, während sie in der Stratosphäre auf beinahe 0 % zurückgeht. Der Radiosondenaufstieg (30.06.2009, Lindenberg) in Abb. 2.3 (rechts) zeigt dazu ein Beispiel, bei dem sich die Tropopause demnach in einer Höhe von 12.6 km befindet.

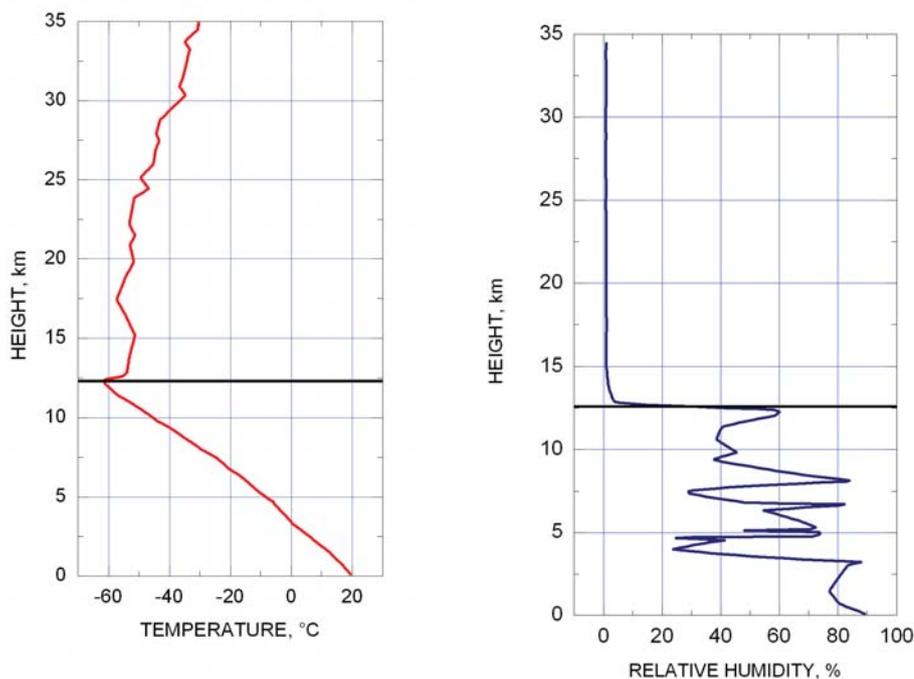


Abbildung 2.3: Radiosondenaufstieg aus Lindenberg ($52^{\circ}12' N$, $14^{\circ}7' E$) vom 30.06.2009, 00 UTC. Links: Temperatur in $^{\circ}C$; die dicke Linie kennzeichnet die thermische Tropopause. Rechts: relative Feuchte in %; die dicke Linie kennzeichnet die chemische Tropopause [<http://weather.wyo.edu/upperair/europe.html>, 03.04.2011].

2.3.4 Tropische Tropopause

Als zusätzliche Definition soll an dieser Stelle noch die tropische Tropopause eingeführt werden. Da in Äquatornähe der Coriolis-term verschwindet und somit die potentielle Vorticity nicht definiert ist, kann, wie bereits erwähnt, die dynamische Tropopause als Isofläche der PV in den Tropen nicht fortgeführt werden. Als weitere Möglichkeit kann hier eine Fläche gleicher potentieller Temperatur Θ zu Hilfe genommen werden. Die potentielle Temperatur

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}} \quad (2.5)$$

ist definiert als die Temperatur, die erreicht wird, wenn ein Luftpaket mit der Ausgangstemperatur T (in K) und einem Druck p (in hPa) adiabatisch auf das $p_0 = 1000$ hPa-Niveau gebracht wird. Bei den Konstanten im Exponenten handelt es sich um die spezifische Wärmekapazität c_p bei konstantem Druck ($1003 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) und die spezifische Gaskonstante R_L für trockene Luft ($287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$).

Häufig wird die 380 K-Isentrope als Definition der tropischen Tropopause verwendet, wie in Abb. 2.4 zu sehen ist. Dabei handelt es sich zum einen um ein Vertikalprofil der potentiellen Temperatur sowie der Lufttemperatur, gemessen während eines Radiosondenaufstiegs in Bangui, Zentralafrikanische Republik, bei etwa 4° nördlicher Breite. Für dieses Beispiel befindet sich die Tropopause in einer Höhe von 17 km, da hier die 380 K erreicht werden. Zum Vergleich mit dem Temperaturprofil ist in der rechten Abbildung die thermische Tropopause eingezeichnet (17 km), und es lässt sich eine gute Übereinstimmung feststellen.

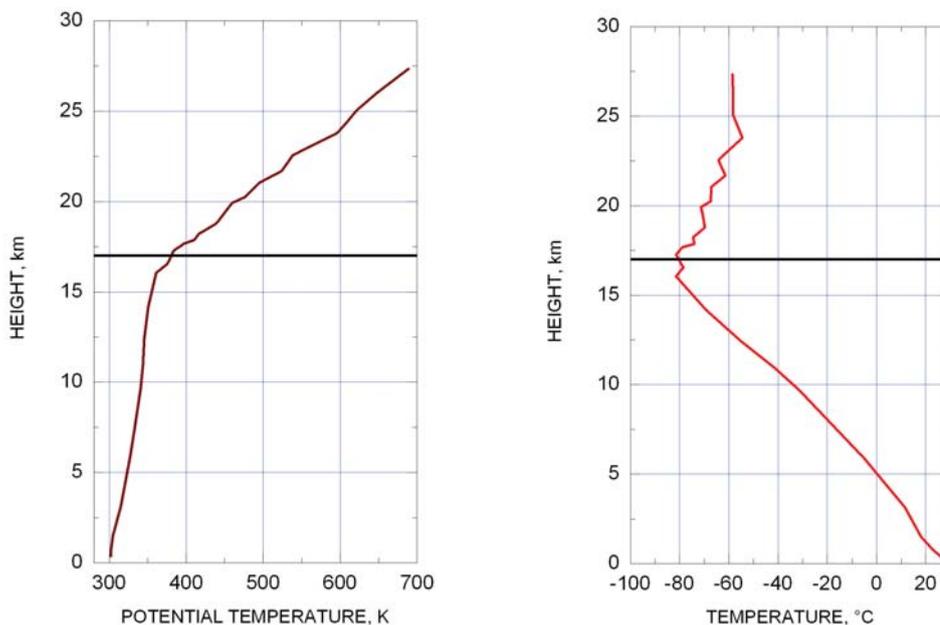


Abbildung 2.4: Radiosondenaufstieg aus Bangui, Zentralafrikanische Republik, ($4^{\circ}22' \text{ N}$, $18^{\circ}34' \text{ E}$) vom 08.02.2011, 12 UTC. Links: potentielle Temperatur in K; die dicke Linie kennzeichnet die 380 K-Grenze bei 17 km. Rechts: Temperatur in $^{\circ}\text{C}$; die dicke Linie kennzeichnet die thermische Tropopause bei 17 km [<http://weather.uwyo.edu/upperair/africa.html>, 03.04.2011].

Ein wichtiger Prozess innerhalb der Troposphäre ist außerdem die Konvektion, also das Aufsteigen erwärmter Luft bei gleichzeitigem Absinken kälterer Luft in der Umgebung [Hupfer und Kuttler, 1998] und dem damit verbundenen Massentransport von der unteren in die obere Troposphäre. Daraus lässt sich eine weitere Definition der tropischen Tropopause herleiten. Demnach befindet sie sich in dem Niveau, das über der höchsten durch Konvektion erreichbaren Schicht liegt. An diese Grenze schließt sich oberhalb die TTL („Tropical Tropopause Layer“) an. Dabei wird eher von einer Übergangsschicht von der Tropo- in die Stratosphäre ausgegangen als von einer scharfen Grenze (siehe Abb. 2.5).

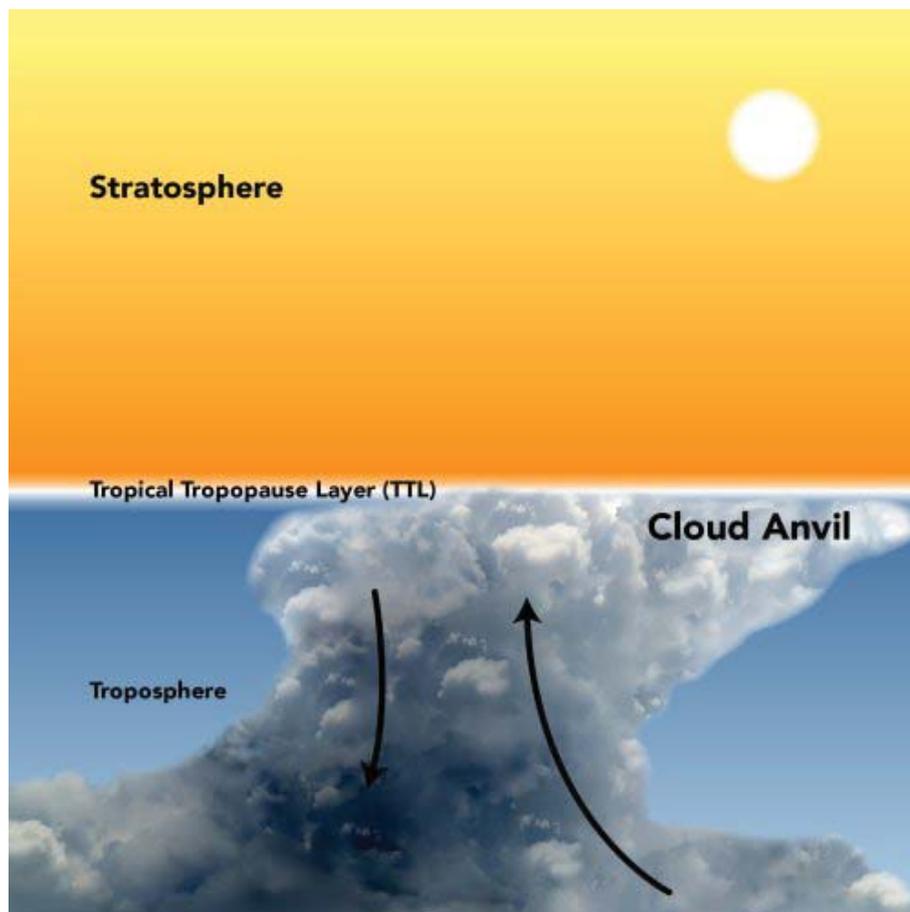


Abbildung 2.5: Definition der tropischen Tropopause mittels der maximalen Höhe der konvektiven Zellen („top of convection“) [<http://www.physorg.com/news/2010-12-forging-cloud-anvils-pollution-particles.html>, 03.04.2011].

2.3.5 Tropopausenfaltungen

Tropopausenfaltungen spielen eine wichtige Rolle beim Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre. Eine Faltung der Tropopause lässt sich wie folgt beschreiben. Wenn eine vertikale Sondierung der Atmosphäre zeigt, dass in deren Verlauf die 2 PVU–Isofläche, also die dynamische Tropopause, mehrfach durchquert wird, so ist in dieser Region die Tropopause gefaltet. Ein Beispiel dafür ist in Abb. 2.6 zu sehen.

Der Massenaustausch zwischen Tropo– und Stratosphäre durch die Tropopausen-

faltung kann durch sogenannte „Cut-Off“-Prozesse erklärt werden. Die Tropopause wölbt sich in die Troposphäre hinein und bildet dabei ein mit stratosphärischer Luft gefülltes Filament, eine dünne fadenförmige Struktur. Diese kann am oberen Rand abgetrennt werden („Cut-Off“), sodass sich die stratosphärische Luft in die Troposphäre einmischt.

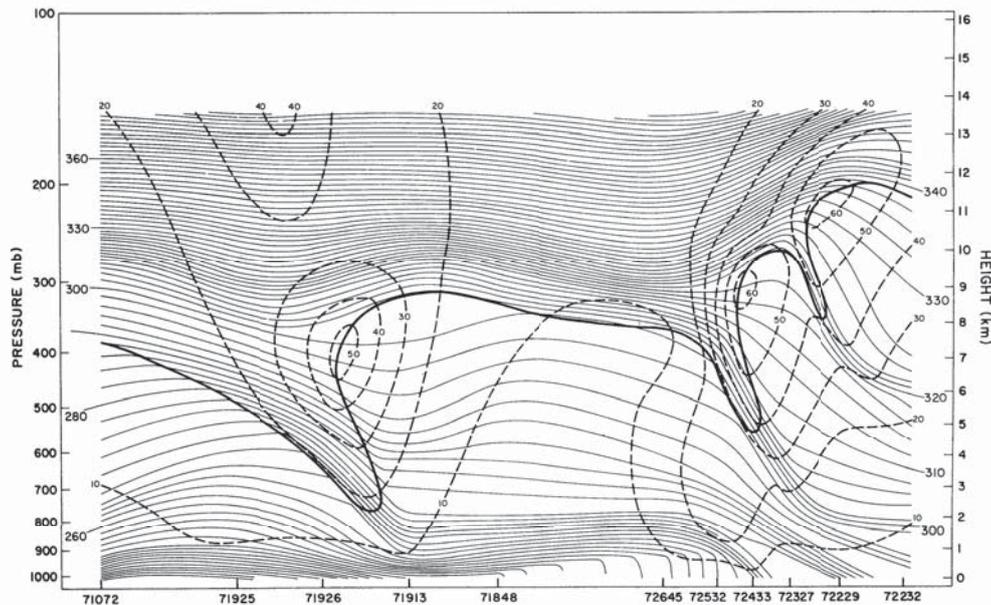


Abbildung 2.6: Vertikaler Querschnitt der potentiellen Temperatur (K, dünn ausgezogen), der Windgeschwindigkeit (ms^{-1} , strichliert). Die dicke Linie entspricht der 1 PVU-Isolinie und kann damit als eine untere Grenze der dynamischen Tropopause betrachtet werden. Der Querschnitt geht von Resolute (71072), Canada, bis Boothville (72232), Louisiana [Shapiro *et al.*, 1987].

Die hier abgebildeten Tropopausenfaltungen fallen mit lokalen Windmaxima zusammen. Es ist von links nach rechts gesehen der arktische, der polare und der subtropische Jet zu erkennen. Tropopausenfaltungen können ebenfalls über Hoch- und Tiefdruckgebieten auftreten, sind aber eher kürzerfristige Erscheinungen. Stark ausgeprägte Faltungen lassen sich vor allem in den mittleren Breiten oberhalb der östlichen USA bis zum West-Atlantik beobachten [Sprenger *et al.*, 2003]. Quantitativ gesehen haben aber die Faltungen in den Tropen und Subtropen einen stärkeren Einfluss auf den Massentransport zwischen Tropo- und Stratosphäre, da sie in die

sen Breiten deutlich öfter auftreten, mit einem Maximum im Winter bis zeitigen Frühjahr der jeweiligen Hemisphäre.

Beim Auftreten besonders stark ausgeprägter Faltungen kommt es entsprechend auch zu stärkerem Massenaustausch durch die Tropopause. Jedoch treten schwach ausgeprägte Tropopausenfaltungen viel öfter auf. Dadurch können auch die schwächeren Faltungen einen insgesamt vergleichbaren Massenaustausch bewirken (siehe Abb. 2.7).

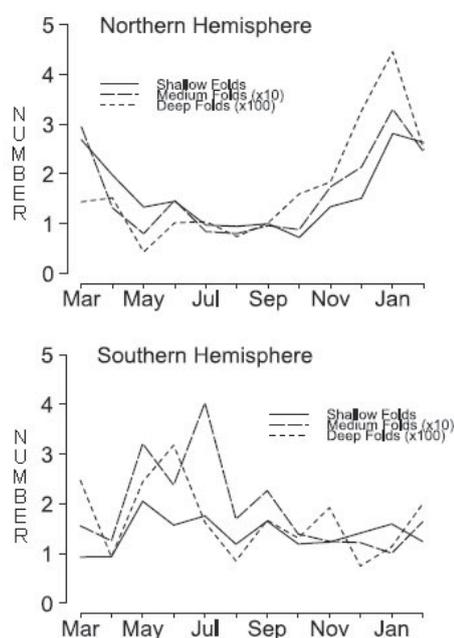


Abbildung 2.7: Jahresverlauf des Auftretens von leicht (shallow), mäßig (medium) und stark (deep) ausgeprägten Tropopausenfaltungen in der Nord- (oben) und Südhemisphäre (unten) [Sprenger et al., 2003].

Im weiteren Verlauf der Arbeit wird, wegen der einfacheren Bestimmung, die Definition der thermischen Tropopause verwendet. Diese kann im Gegensatz zur potentiellen Vorticity für die dynamische Tropopause aus einzelnen Sondierungen bestimmt werden und stellt in mittleren Breiten (Leipzig: 51.3°N, 12.4°E) eine gute Approximation dar.

Kapitel 3

Lidar

In dem folgenden Kapitel werden die Grundlagen zur Lidartheorie dargelegt, Auswertemethoden vorgestellt und anhand einer Fehleranalyse mögliche Abweichungen im Ergebnis diskutiert. Für die im Rahmen dieser Arbeit ausgewerteten Messungen wurde das Signal bei 1064 nm verwendet und der Partikel-Rückstreukoeffizient ermittelt. Für zwei Höhenbereiche wurde zur besseren Charakterisierung eines Trends das Integral des Rückstreukoeffizienten bestimmt. Dabei wurde zum einen das stratosphärische Aerosol im Bereich einen Kilometer oberhalb der Tropopause bis zur Oberkante der Aerosolschicht betrachtet. Zum anderen wurde die Tropopausenregion einen Kilometer unterhalb bis einen Kilometer oberhalb der Tropopause untersucht.

3.1 Lidarprinzip

In Analogie zum Radar steht die Abkürzung Lidar für **L**ight **D**etection and **R**anging. Es handelt sich dabei um ein aktives Fernmessverfahren zur Bestimmung von Vertikalprofilen atmosphärischer Größen wie der Rückstreuung oder Extinktion von Aerosolpartikeln, aber auch von Temperatur, Feuchte oder Wind. Das Spektrum des Laserlichts erstreckt sich dabei von Ultraviolett über sichtbares Licht bis zum nahen Infrarot.

Das am Leipziger Leibniz-Institut für Troposphärenforschung entwickelte stationäre Mehrwellenlängenlidar trägt den Namen MARTHA, ein Akronym für

Multiwavelength **A**tmospheric **R**aman lidar for **T**emperature, **H**umidity and **A**erosol profiling. Aus den gemessenen Signalen dieses Raman-Lidars lassen sich neben Profilen des Partikel-Rückstreukoeffizienten bei den Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm auch Profile des Partikel-Extinktionskoeffizienten, der Partikel-Depolarisation (bei 532 nm) und des Partikel-Lidarverhältnisses bei 355 und 532 nm bestimmen. Weiterhin werden Profile des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses und der Temperatur gemessen und daraus Profile der relativen Feuchte ermittelt.

Der Grundaufbau eines Lidars besteht aus einer Sende- und einer Empfangseinheit. Bei MARTHA werden von einem Nd:YAG-Laser (Neodym-dotierter Yttrium-Aluminium-Granat) kurze Lichtpulse mit einer Frequenz von 30 Hz und einer Wellenlänge von 1064 nm erzeugt. Die Frequenz des Laserlichts wird verdoppelt zu 532 nm und verdreifacht zu 355 nm. Das Laserlicht wird bei diesen Wellenlängen ausgesendet. Zur Reduzierung der Divergenz des ausgesendeten Strahls auf weniger als 0.1 mrad wird der Laserstrahl mit einem Linsensystem von ca. 1 cm auf 15 cm Durchmesser aufgeweitet.

Das ausgesendete monochromatische Licht wird an Wolkentropfen, Eiskristallen, Luftmolekülen und Aerosolpartikeln zum Teil absorbiert sowie elastisch und inelastisch gestreut. Bei der elastischen Streuung wird die Wellenlänge beim Streuprozess nicht verändert. Bei der inelastischen Raman-Streuung dagegen kommt es zu einer Wellenlängenverschiebung. Dabei induziert das einfallende Photon einen Übergang des streuenden Moleküls in einen energetischen Zustand, der vom Ausgangszustand verschieden ist. Die entsprechende Energiedifferenz und die daraus resultierende Wellenlängenverschiebung sind charakteristisch für das wechselwirkende Molekül. Aus der spektralen Verteilung, der Polarisation und der Intensität des Streulichts können Rückschlüsse auf die Art und Konzentration der streuenden Objekte gezogen werden.

Die elastisch zurückgestreuten Signale haben eine Wellenlänge von 355, 532 und 1064 nm. Licht mit der Ausgangswellenlänge 355 nm wird inelastisch an Stickstoffmolekülen gestreut und dabei nach 387 nm verschoben, Licht mit 532 nm wird ebenfalls durch Streuung an Stickstoffmolekülen nach 607 nm verschoben. Das am Wassermolekül Raman-gestreuete Licht mit der Ausgangswellenlänge 355 nm hat die Wellenlänge 407 nm.

Der Teil des ausgesendeten Laserlichts, der zum Lidar zurückgestreut wird, wird

von einem 80 cm–Cassegrain–Teleskop empfangen und anschließend in bestimmte Wellenlängen zerlegt und sortiert. Der 10–Kanal–Empfänger trennt die elastischen Rückstreusignale (355, 532 und 1064 nm) von den Vibrations–Rotations–Raman–Banden für Stickstoff (387 und 607 nm) und Wasserdampf (407 nm). Des Weiteren werden mit Polarisationsfiltern die parallel– und senkrecht–polarisierten Anteile des 532 nm–Signals und mit einem Doppelmonochromator die Rotations–Raman–Signale von Stickstoff getrennt.

Mit Photomultipliern können die empfangenen Photonen einzeln detektiert und die dabei entstandenen Spannungspulse anschließend mit Zählern gezählt werden. Dabei wird mit Hilfe des Zeitintervalls Δt zwischen Aussenden des Laserpulses und Empfang des Photons die Entfernung Δz des streuenden Partikels mit

$$\Delta z = \frac{1}{2}c\Delta t \quad (3.1)$$

berechnet. c ist die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum und der Faktor $\frac{1}{2}$ kommt durch den doppelt zurückgelegten Weg des Photons zustande.

3.1.1 Lidargleichung

Das vom Lidar empfangene Signal wird durch die Lidargleichung

$$P(z) = KG(z)\beta(z)T(z) \quad (3.2)$$

beschrieben [Wandinger, 2005]. Die gemessene Leistung $P(z)$ ist von vier Größen abhängig. Dazu zählt die Systemkonstante K , der Geometriefaktor G , der Rückstreu-koeffizient β und der Transmissionsterm T . Außer K sind alle Größen abhängig von der Entfernung z des streuenden Objekts vom Lidar. Die Systemkonstante

$$K = P_0 \frac{c\tau}{2} A\eta \quad (3.3)$$

ist abhängig von der durchschnittlichen Leistung P_0 und der zeitlichen Länge τ des Laserpulses, sowie von der Fläche A des Empfangsteleskops und der Systemeffizienz η . K beschreibt also die Leistung des Lidarsystems. Im Geometriefaktor

$$G(z) = \frac{O(z)}{z^2} \quad (3.4)$$

ist die Überlappungsfunktion $O(z)$ enthalten, die abhängig von der Lage des Laserstrahls zum Empfänger-Gesichtsfeld ist und experimentell bestimmt werden kann [Wandinger und Ansmann, 2002]. Des Weiteren wird durch $G(z)$ beschrieben, dass die Signalstärke quadratisch mit der Entfernung abnimmt.

Sowohl K als auch $G(z)$ werden vollständig vom Geräteaufbau bestimmt und sind somit experimentell regulierbare Größen. Der Volumenrückstreuoeffizient

$$\beta(z, \lambda) = N(z) \frac{d\sigma_{sca}}{d\Omega}(\pi, \lambda) \quad (3.5)$$

beschreibt den Anteil des Lichts, der in eine Richtung von 180° zurück zum Teleskop gestreut wird. Seine Einheit ist $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$.

$N(z)$ ist die Konzentration der streuenden Partikel, die sich im vom Laser beleuchteten Volumen befinden und $\frac{d\sigma_{sca}}{d\Omega}$ der differentielle Streuquerschnitt der Partikel für die Rückwärtsrichtung ($\pi=180^\circ$) bei der Wellenlänge λ .

Das ausgesendete Laserlicht wird in der Atmosphäre sowohl an Molekülen (mol) als auch an Aerosolpartikeln (aer) gestreut. Demnach setzt sich der Gesamtrückstreuoeffizient

$$\beta(z, \lambda) = \beta_{mol}(z, \lambda) + \beta_{aer}(z, \lambda) \quad (3.6)$$

aus den jeweiligen Rückstreuoeffizienten der beiden Komponenten zusammen.

Die molekulare Streuung ist abhängig von der Luftdichte und nimmt somit mit zunehmender Höhe ab. Der Beitrag der Aerosolpartikel zum Rückstreuoeffizienten ist räumlich und zeitlich variabel.

Der Teil des Lichts, der auf dem Weg vom Lidar zum Ort der Rückstreuung und zurück verloren geht, wird durch den Transmissionsterm

$$T(z, \lambda) = \exp \left[-2 \int_0^z \alpha(r, \lambda) dr \right] \quad (3.7)$$

beschrieben. Das Integral beschreibt den Weg des Lichts vom Lidar zum streuenden Teilchen. Wegen des doppelten Weges, zurück zum Lidar, wird der Faktor 2 hinzugefügt. Der Extinktionskoeffizient

$$\alpha(z, \lambda) = N(z) \sigma_{ext}(\lambda) \quad (3.8)$$

wird ähnlich dem Rückstreuoeffizienten als Produkt von Konzentration $N(z)$ und Extinktionsquerschnitt $\sigma_{ext}(\lambda)$ definiert. Die Extinktion, also die Schwächung des Lichts, kommt durch Absorption (abs) und Streuung (sca) an Molekülen und an

Aerosolpartikeln zustande. Die Absorption durch Moleküle kann jedoch bei den von MARTHA ausgesendeten Wellenlängen vernachlässigt werden. Es ergibt sich für α folgende Gleichung

$$\alpha(z, \lambda) = \alpha_{mol,sca}(z, \lambda) + \alpha_{aer,abs}(z, \lambda) + \alpha_{aer,sca}(z, \lambda). \quad (3.9)$$

Sowohl die Molekülextinktion als auch die Molekülrückstreuung können mit den Formeln zur Rayleigh–Streuung aus Temperatur– und Druckprofilen von Radiosondenaufstiegen berechnet werden.

Mit Hilfe des Extinktionskoeffizienten kann eine weitere optische Größe berechnet werden, die optische Dicke τ

$$\tau = \int_{z_2}^{z_1} \alpha_{aer}(z, \lambda) dz. \quad (3.10)$$

Sie wird aus dem Integral des Partikel–Extinktionskoeffizienten $\alpha_{aer}(z, \lambda)$ über die betrachtete Schicht bestimmt und gibt an, wie stark die einfallende Strahlung in dieser Schicht geschwächt wird. Dabei ist z_1 die Ober– und z_2 die Unterkante der Aerosolschicht.

Nach Einsetzen der Gleichungen (3.3) bis (3.9) in Gleichung (3.2) erhält man folgende Form der Lidargleichung:

$$P(z, \lambda) = P_0 \frac{c\tau}{2} A\eta \frac{O(z)}{z^2} \beta(z, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^z \alpha(r, \lambda) dr \right]. \quad (3.11)$$

Der molekulare Extinktions– und Rückstreukoeffizient kann mit dem aus Radiosondenaufstiegen erhaltenen Druck– und Temperaturprofil berechnet werden. Die Gleichung 3.11 enthält nun noch zwei Unbekannte, den Partikel–Extinktionskoeffizienten $\alpha_{aer}(z, \lambda)$ und den Partikelrückstreukoeffizienten $\beta_{aer}(z, \lambda)$. Dies sind die eigentlichen Messgrößen, die mit dem Lidar bestimmt werden sollen (siehe 3.2).

3.2 Auswertung

3.2.1 Berechnung des Rückstreukoeffizienten

Zur Ermittlung des Rückstreuprofils aus den gemessenen Lidardaten können zwei Verfahren angewandt werden. Zum einen kann das Profil des Rückstreukoeffizienten

aus dem elastischen Signal und dem Raman-Signal nach der Methode von *Ansmann et al.* [1992] berechnet werden. Zum anderen kann das Rückstreuprofil auch nur aus dem elastischen Signal berechnet werden. Dieses Verfahren wurde im Rahmen dieser Arbeit verwendet, da die Raman-Signale in der Stratosphäre oft ein zu niedriges Signal-zu-Rausch-Verhältnis haben (z.B. bei Cirren). Dagegen können elastische Signale auch bei vorhandenen Cirruswolken und Tagmessungen verwendet werden. Es gibt zwei Methoden, den Rückstreukoeffizienten aus dem elastischen Signal zu berechnen, die Methode nach *Klett* [1981] und *Fernald* [1984] und ein Iterationsverfahren nach *Di Girolamo et al.* [1999]. Beide werden im Folgenden kurz beschrieben.

Damit der Rückstreu- und der Extinktionskoeffizient aus nur einem gemessenen Lidarsignal bestimmt werden können, muss zunächst ein passender Ansatz gewählt werden, um eine dieser Größen zu substituieren. Das Verhältnis

$$L_{aer}(z, \lambda) = \frac{\alpha_{aer}(z, \lambda)}{\beta_{aer}(z, \lambda)} \quad (3.12)$$

wird als Partikel-Lidarverhältnis bezeichnet und ist abhängig von der Größe und dem Brechungsindex der Partikel und der Wellenlänge. Im Allgemeinen ist daher der aktuelle Wert des Lidarverhältnisses unbekannt und muss aus Erfahrungswerten abgeschätzt werden.

A Klett-Fernald-Methode

Bei diesem Verfahren ist zu beachten, dass die verwendeten Gleichungen nur für den Höhenbereich vollständiger Überlappung von Sendestrahle und Empfängergesichtsfeld, also $O(z) = 1$, gültig sind. Wie bereits erwähnt, ist zur Bestimmung des Partikelrückstreukoeffizienten $\beta_{aer}(z, \lambda)$ die Vorgabe eines Lidarverhältnisses $L_{aer}(z, \lambda)$ nötig. Zusätzlich muss auch ein Wert für $\beta_{aer}(z_{ref}, \lambda)$ in einer Referenzhöhe z_{ref} angenommen werden. Diese Referenzhöhe sollte größer sein als die Höhe, in der sich das streuende Partikel befindet. Diese als Rückwärtsintegration bezeichnete Vorgehensweise führt zu einem stabilen Lösungsverhalten für den gesuchten Rückstreukoeffizienten $\beta_{aer}(z, \lambda)$. Dieser ergibt sich durch

$$\beta_{aer}(z, \lambda) = -\beta_{mol}(z, \lambda) + \frac{A(z, z_{ref})}{B(z_{ref}) + 2 \int_z^{z_{ref}} L_{aer}(Z, \lambda) A(Z, z_{ref}) dZ} \quad (3.13)$$

mit

$$A(z, z_{ref}) = P(z, \lambda) z^2 \exp \left(2 \int_z^{z_{ref}} [L_{aer}(X, \lambda) - L_{mol}] \beta_{mol}(X, \lambda) dX \right) \quad (3.14)$$

und

$$B(z_{ref}) = \frac{P(z_{ref}, \lambda) z_{ref}^2}{\beta_{aer}(z_{ref}, \lambda) + \beta_{mol}(z_{ref}, \lambda)}. \quad (3.15)$$

z_{ref} wird im Signalprofil meist in der Höhe des Minimums der Partikelrückstreuung festgelegt. So kann ein eventueller Fehler bei der Schätzung der Partikelstreuung in der Referenzhöhe minimiert werden. Das molekulare Lidarverhältnis wird mit

$$L_{mol} = \frac{8\pi}{3} \quad (3.16)$$

angenommen.

B Iterationsverfahren

Bei dem zweiten Verfahren zur Ermittlung der optischen Partikelgrößen aus dem elastischen Rückstreusignal nähert man sich schrittweise einem genaueren Wert für den Rückstreukoeffizienten an. Zu Anfang wird ein molekulares Lidarsignal $P_{mol}^i(z, \lambda)$ mit

$$P_{mol}^i(z, \lambda) = \beta_{mol}(z, \lambda) \exp \left(-2 \int_0^z L_{aer}(Z) \beta_{aer}^{(i-1)}(Z, \lambda) dZ \right) \quad (3.17)$$

angenommen, für das der Partikelrückstreukoeffizient β_{aer} zunächst 0 ist. Aus diesem Lidarsignal kann nun ein neuer Rückstreukoeffizient β_{aer}^i mit

$$\beta_{aer}^i(z, \lambda) = \left(\frac{P(z, \lambda) C(\lambda)}{P_{mol}^i(z, \lambda) O(z)} - 1 \right) \beta_{mol}(z, \lambda) \quad (3.18)$$

berechnet werden. $C(\lambda)$ ist ein Kalibrierungsfaktor,

$$C(\lambda) = \frac{P_{mol}(z_{ref}, \lambda)}{P_{aer}(z_{ref}, \lambda)}, \quad (3.19)$$

der in einer aerosolfreien Höhe z_{ref} bestimmt werden kann. In den folgenden Iterationsschritten i wird der Rückstreukoeffizient $\beta_{aer}^i(z, \lambda)$ aus dem Molekülsignal

bestimmt, das durch das vorherige Rückstreuprofil von β_{aer}^{i-1} ermittelt wurde. Dies wird so oft wiederholt bis der Wert des Koeffizienten sichtbar konvergiert, also die Differenz zwischen β_{aer}^i und β_{aer}^{i-1} einen bestimmten Grenzwert unterschreitet. Nach *Di Girolamo et al.* [1999] sind dazu insgesamt nicht mehr als drei Schritte nötig.

3.2.4 Bestimmung von Aerosolschichten

Die Auswertung der Lidardaten wurde mit dem Programm ILDA (**I**nteraktives **L**idar-**D**aten-**A**uswerte-**P**rogramm) vorgenommen. Damit wurden Vertikalprofile des Partikel-Rückstreukoeffizienten bei der Wellenlänge von 1064 nm erstellt und anhand deutlich erkennbarer Gradienten im Profil die geometrischen Grenzen der jeweiligen Aerosolschichten charakterisiert.

Eine veränderte Aerosolkonzentration, wie sie an Aerosolschichtgrenzen vorkommt, lässt sich im Signal durch einen starken vertikalen Gradienten des Rückstreukoeffizienten erkennen. Die Oberkante der stratosphärischen Aerosolschicht ist meist nicht durch einen starken Gradienten gekennzeichnet. In diesen Fällen wurde ein Grenzwert für den Rückstreukoeffizienten festgelegt. Dieser liegt bei $0.002 \text{ Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$.

Ein Beispiel für diese Methode ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Diese zeigt die Messung vom 29.12.2008 mit einer Aerosolschicht vulkanischen Ursprungs. Als untere Grenze wird 9.5 km bestimmt mit einem deutlich sichtbaren Gradienten darüber. Die Oberkante der Schicht wurde auf 26 km festgelegt, da hier der oben benannte Grenzwert unterschritten wird.

Bei der Auswertung der hier vorgestellten Messreihe wurde die Iterationsmethode verwendet. Die kritischen Eingabeparameter beider Methoden sind der Referenzwert des Partikel-Rückstreukoeffizienten $\beta_{aer}(z_{ref})$ für das Signal $P_{aer}(z_{ref}, \lambda)$ und das Partikel-Lidarverhältnis L_{aer} . Der Referenzwert $\beta_{aer}(z_{ref})$ wird so gewählt, dass der Mittelwert des Rückstreuprofils in einem bestimmten Höhenbereich (hier: 25–30 km) dem vorgegebenen Wert entspricht. Als Lidarverhältnis wurde 50 sr angenommen. Es wurden für die meisten Messungen nur die Rückstreu-Signale bei 1064 nm ausgewertet, da diese auch in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre nur wenig verrauscht sind, also in größeren Höhen ein besseres Signal liefern.

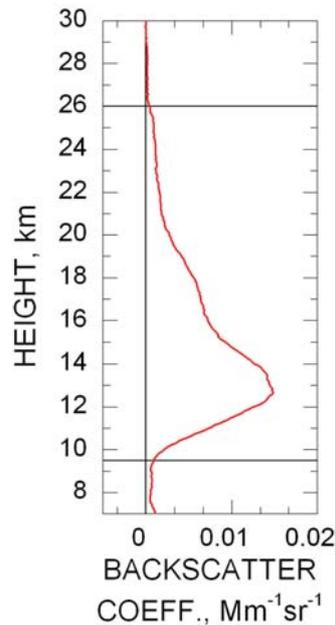


Abbildung 3.1: Partikelrückstreukoeffizient über Leipzig bei 1064 nm der Messung am 29.12.2008, 16:13–17:32 UTC. Die schwarzen vertikalen Linien zeigen die Ober- und Untergrenze der Aerosolschicht an. Die Tropopause liegt bei 11.7 km.

3.2.5 Integral des Rückstreukoeffizienten

Um eine bessere Übersicht über die komplette Messreihe zu bekommen, wird im Folgenden das Integral des Partikel-Rückstreukoeffizienten

$$\int_{z_2}^{z_1} \beta_{aer} dz = \frac{\sum_j \beta_{aer}^j}{j} \cdot (z_1 - z_2) \quad (3.20)$$

verwendet. Dafür wird der Mittelwert des Rückstreukoeffizienten für die betrachtete Schicht bestimmt und mit der entsprechenden Höhendifferenz ($z_1 - z_2$) multipliziert. z_1 und z_2 sind jeweils die Ober- und Unterkante der Schicht. Beim Betrachten des stratosphärischen Aerosols ist z_1 die Oberkante der Aerosolschicht und z_2 befindet sich einen Kilometer oberhalb der Tropopausenhöhe. Bei der Analyse der Tropopausenregion liegt z_1 einen Kilometer oberhalb und z_2 einen Kilometer unterhalb der Tropopause.

3.3 Fehlerbetrachtung

Zur Fehlerbetrachtung gehören der statistische Fehler aufgrund des Signalrauschens und der systematische Fehler aufgrund der fehlerbehafteten Vorgabe von Eingabeparametern, die man in der Auswertung benötigt. Die statistischen Fehler werden durch zeitliche Mittelung und vertikale Glättung der Signalprofile verringert. In diesem Abschnitt werden die systematischen Fehlerquellen behandelt. Dabei wird untersucht, welchen Einfluss möglicherweise falsch geschätzte Eingabeparameter auf die berechneten Rückstreuprofile und das Integral des Rückstreukoeffizienten haben. Die hier untersuchten Fehlerquellen sind

1. der für die Kalibrierung nötige Referenzwert,
2. das Lidarverhältnis,
3. die Radiosondendaten für die Berechnung von α^{mol} und β^{mol} .

Der Einfluss der unterschiedlichen Fehlerquellen wurde für zwei Messungen untersucht, indem die Eingabeparameter jeweils variiert wurden, die resultierenden Vertikalprofile des Rückstreukoeffizienten graphisch dargestellt und anschließend der prozentuale Fehler

$$relativerFehler = \frac{simuliertes \int \beta}{wahres \int \beta} \cdot 100 \% \quad (3.21)$$

bestimmt wurde. Dabei ist das *wahre* $\int \beta$ der in der Messreihe in Kapitel 4 verwendete Wert.

Die beiden verwendeten Messungen wurden einerseits unter sauberen Hintergrundbedingungen und andererseits in einer durch Vulkanstaub verschmutzten Tropo- und Stratosphäre durchgeführt. Verwendet wurde dabei das Signal bei 1064 nm. Das Hintergrund-Profil stammt von der Messung vom 20.02.2004, 17:40–19:06 UTC. Die Schicht erstreckte sich von 9 bis 27 km Höhe und der integrierte Partikel-Rückstreukoeffizient beträgt $3.7 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$. Bei dem verschmutzten Fall handelt es sich um die Messung vom 16.07.2009, 20:32–23:30 UTC. Die Aerosolschicht erstreckte sich von 7 bis 25 km mit einem integrierten Rückstreukoeffizienten von $2.6 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$. Die integralen Werte sind also für die vulkanisch verschmutzte Atmosphäre eine Größenordnung stärker. Bei beiden Messungen beträgt die vertikale Auflösung 1860 m und die Kalibrierung wurde im Höhenbereich von 25 bis 30 km vorgenommen.

3.3.1 Referenzwert

Der Referenzwert wird beim Erstellen des Rückstreuprofils zur Kalibrierung benötigt und für einen bestimmten Referenzhöhenbereich vorgegeben. Dieser beträgt für alle Messungen 25 bis 30 km Höhe. Der Referenzwert soll für diesen Höhenabschnitt der Mittelwert des Partikel-Rückstreukoeffizienten sein. Er wird so lange erhöht, bis das Profil des Rückstreukoeffizienten in allen Höhen positiv ist. Das resultierende Profil stellt also eine Minimalabschätzung dar, da nicht ausgeschlossen werden kann, dass die tatsächliche Aerosolkonzentration im Referenzbereich noch größer war.

Die Unsicherheit des Referenzwertes erzeugt den größten Fehler unter den Eingabeparametern. Zur Veranschaulichung wurden die für die Auswertung der Messreihe häufig benutzten Referenzwerte $1\text{ E-}7$, $5\text{ E-}7$, $1\text{ E-}6$ und $2\text{ E-}6\text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ verwendet und die jeweiligen Profile für beide Fälle dargestellt (Abb. 3.2). Zusätzlich sind die Rückstreuprofile im Kalibrierbereich gezeigt. Hier sieht man, dass sowohl unter verschmutzten als auch unter Hintergrundbedingungen stratosphärisches Aerosol in Höhen bis zu etwa 27 bis 28 km nachgewiesen werden kann. Je nach Restaerosol im Kalibrierbereich schwankt der Referenzwert zwischen etwa $1\text{ E-}7$ und $2\text{ E-}6\text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ und stellt damit als Minimalabschätzung für diese Höhe eine gute Approximation für den tatsächlichen Aerosolgehalt dar.

Beide Vertikalprofile wurden bei der Auswertung für die erstellte Zeitreihe mit einem Referenzwert von $4\text{ E-}7\text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ berechnet. Bei Veränderung der Referenzwerte auf $1\text{ E-}7$, $5\text{ E-}7$, $1\text{ E-}6$ bzw. $2\text{ E-}6\text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ sind für beide Messungen erhebliche Abweichungen des Integrals des Rückstreukoeffizienten zu verzeichnen. Im Fall der verschmutzten Atmosphäre schwanken diese zwischen $2.3\text{ E-}4$ und $7.0\text{ E-}4\text{ sr}^{-1}$, das entspricht optischen Dicken von 0.012 bis 0.035. Dies macht einen relativen Fehler von 11 % bis 171 % aus. Für die Messung mit Hintergrund-Bedingungen wurden integrale Werte von $6.5\text{ E-}5$ bis $3.2\text{ E-}4\text{ sr}^{-1}$ ($\tau=0.003\text{--}0.016$) berechnet. Der relative Fehler ist also deutlich höher als im verschmutzten Fall. Er beträgt minimal 76 % und erreicht für einen abweichenden Referenzwert von ca. $2\text{ E-}6$ für dieses Beispiel 766 %. Die absoluten Fehler sind jedoch für beide Fälle etwa gleich. Sie betragen $\pm 2.3\text{ E-}4\text{ sr}^{-1}$ (verschmutzt) und $\pm 3.2\text{ E-}4\text{ sr}^{-1}$ (sauber).

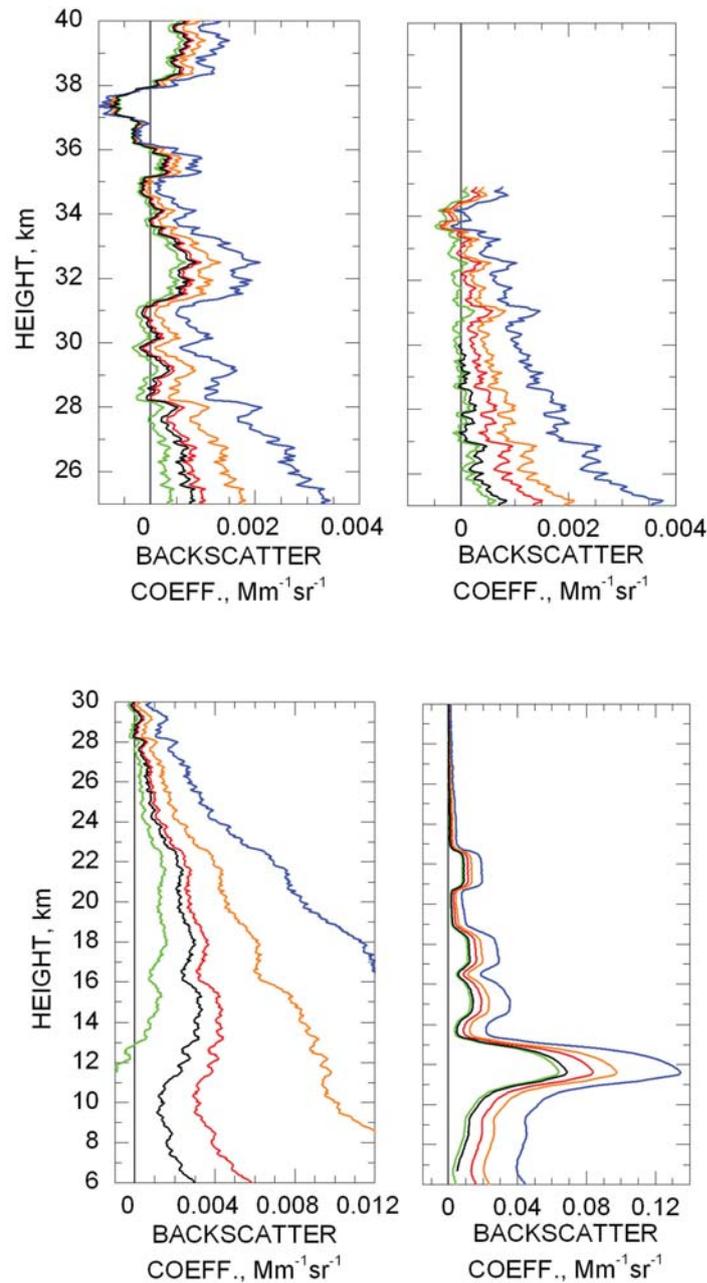


Abbildung 3.2: Variation des Referenzwertes des Partikel-Rückstreukoeffizienten bei 1064 nm im Höhenbereich 25–30 km, grün: $1 \text{ E-}7 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, schwarz: $4 \text{ E-}4 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, rot: $5 \text{ E-}7 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, orange: $1 \text{ E-}6 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, blau: $2 \text{ E-}6 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. Links: Profil mit Hintergrundbedingungen. Rechts: Profil mit Vulkanaerosol. Die obere Darstellung zeigt den Ausschnitt von 25–40 km Höhe. Das Lidarverhältnis beträgt stets 50 sr.

3.3.2 Lidarverhältnis

Einen deutlich geringeren Fehler bewirkt eine möglicherweise fehlerhafte Annahme des Lidarverhältnisses. Das Lidarverhältnis gibt das Verhältnis von Partikelextinktions- zu Partikelrückstreukoeffizient (Gleichung (3.12)) an. Wird nun fälschlicherweise ein zu kleines Lidarverhältnis angenommen, so resultiert daraus ein zu großer Rückstreukoeffizient, und umgekehrt. Für die Auswertung der Messreihe wurde ein Lidarverhältnis von 50 sr angenommen. Für die Fehleranalyse wurden Simulationen mit Lidarverhältnissen von 30 bzw. 70 sr durchgeführt. Diese entsprechen der Variation der in *Ansmann et al.* [1998] verwendeten Lidarverhältnisse. Das Lidarverhältnis macht im verschmutzten Fall einen Fehler von ca. 1.3 %, im Hintergrundfall von nur 0.7 % aus, wie auch in Abbildung 3.3 zu sehen ist. Der geringe Effekt, den eine Veränderung des Lidarverhältnisses auf den integrierten Rückstreukoeffizienten hat, ist mit den geringen Aerosolkonzentrationen in der Stratosphäre zu begründen. Mit dem Lidarverhältnis wird der Partikel-Extinktionskoeffizient korrigiert. Mit einer niedrigen optischen Dicke (Gleichung (3.10)) in diesen Höhen geht jedoch der Transmissionsterm $T(z, \lambda)$ (Gleichung (3.7)) gegen eins und wirkt sich praktisch nicht mehr auf das Lidarsignal $P(z)$ aus.

3.3.3 Radiosonde

Die Radiosondendaten der Temperatur und des Drucks werden zur Berechnung der Molekül-Extinktionskoeffizienten und der Molekül-Rückstreukoeffizienten verwendet. Wie groß ein möglicher Fehler ist, der durch die fehlerhafte Wahl der Radiosonde (Abbildungen 3.4 und 3.5) verursacht wird, hängt vor allem von der herrschenden Wetterlage ab. Diese kann sowohl an der nächsten Station, als auch zu einem früheren oder späteren Zeitpunkt die gleiche sein. Genauso kann aber z.B. ein Frontdurchgang eine erhebliche Veränderung der Luftmasse bewirken und damit auch einen größeren Fehler.

Bei der Auswertung wurden Radiosondendaten vom Meteorologischen Observatorium in Lindenberg verwendet, ca. 150 km nordöstlich von Leipzig. Die Zeitdifferenz betrug dabei nicht mehr als drei Stunden. Zur Fehleranalyse wurden zusätzlich Radiosonden von den Stationen Meiningen, 160 km südöstlich von Leipzig, und Bergen, 230 km nordwestlich von Leipzig, verwendet, sowie Sondendaten von Aufstiegen mit

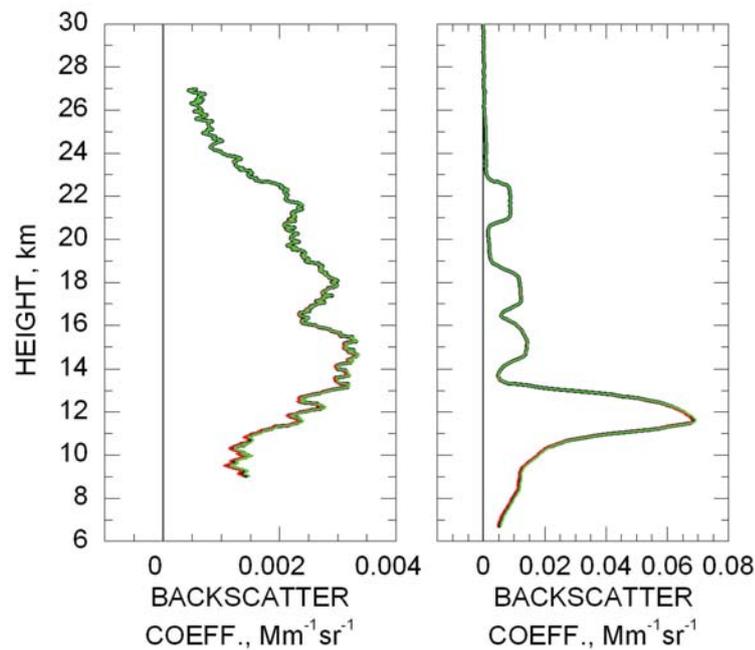


Abbildung 3.3: Einfluss des Lidarverhältnisses auf den Partikel-Rückstreukoeffizienten bei 1064 nm, links: Profil mit Hintergrundbedingungen, rechts: Profil mit Vulkanaerosol. Die Rückstreukoeffizienten wurden mit Lidarverhältnissen von 30 sr (grün), 50 sr (schwarz) und 70 sr (rot) berechnet.

etwa neun Stunden Differenz zur Messzeit. Ähnlich der Variation des Lidarverhältnisses ist auch hier die Abweichung zum Ausgangswert des Rückstreukoeffizienten gering und liegt für den Fall mit Hintergrundbedingungen zwischen 3.4 % und 12.6 % und für den verschmutzten Fall bei 0.4 % bis 6.4 % mit leicht stärkerer Abweichung bei der Wahl einer anderen Radiosonden-Station. Der geringe zu erwartende Fehler liegt an der geringen Rückstreuung, die in diesen Höhen nur durch wenige Luftmoleküle verursacht wird. Mit zunehmender Höhe und gleichzeitig abnehmender Dichte sind weniger Moleküle vorhanden, an denen das Licht gestreut werden kann.

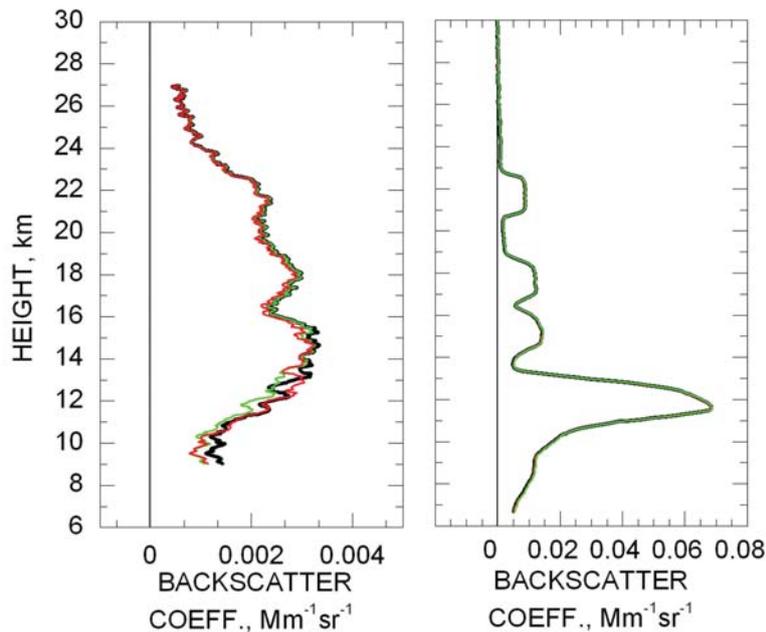


Abbildung 3.4: Einfluss möglicher Unsicherheiten in den Radiosondenprofilen für Druck und Temperatur auf die Berechnung der Partikel-Rückstreukoeffizienten bei 1064 nm, links: für den Fall vom 20.02.04 (Hintergrundbedingungen), rechts: für den Fall mit verschmutzter Tropo- und Stratosphäre. Die Rückstreukoeffizienten wurden mit Radiosondendaten der Station Lindenberg vom (links) 20.02.04 18 UTC (schwarz), 20.02.04 12 UTC (grün), 21.02.04 00 UTC (rot) und (rechts) 17.07.09 00 UTC (schwarz), 16.07.09 18 UTC (grün), 17.07.09 06 UTC (rot) berechnet. Das Lidarverhältnis beträgt stets 50 sr.

3.3.4 Zusammenfassung

Tabelle 3.1 zeigt eine Übersicht über die mittleren prozentualen Fehler bei Variation der jeweiligen Eingabeparameter. Der größte Fehler wird durch einen fehlerhaften Referenzwert verursacht, da hier direkt die Kalibrierung des Partikelrückstreukoeffizienten verändert wird. Beim Vergleich beider Messprofile untereinander ist ein deutlich größerer Einfluss der Parametervariierung für das saubere Profil zu verzeichnen. Während es für die hier diskutierten Variationen bei dem Profil der verschmutz-

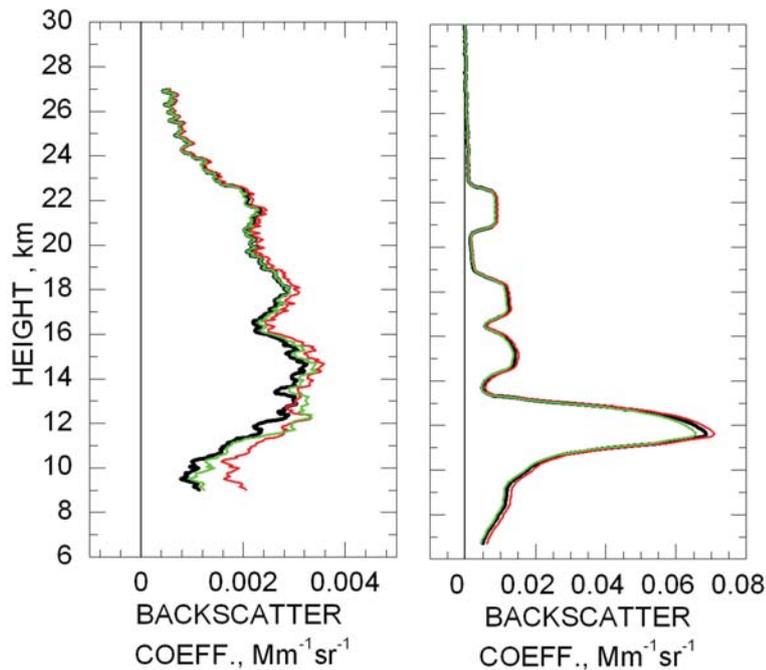


Abbildung 3.5: Einfluss möglicher Unsicherheiten in den Radiosondenprofilen für Druck und Temperatur auf die Berechnung der Partikel-Rückstreuoeffizienten bei 1064 nm, links: Profil mit Hintergrundbedingungen, rechts: Profil mit Vulkanaerosol. Die Rückstreuoeffizienten wurden mit Radiosondendaten aus Lindenberg (schwarz), Meiningen (grün) und Bergen (rot) berechnet. Das Lidarverhältnis beträgt stets 50 sr.

ten Atmosphäre zu Abweichungen von maximal 75 % kommen kann, bewirken diese Veränderungen für eine fast unbelastete Tropo- und Stratosphäre einen Fehler von bis zu 313 %, also das Vierfache. Die absoluten Fehler sind jedoch für beide Fälle etwa gleich groß. Die Unsicherheiten aufgrund der Wahl der Radiosonde und des Lidarverhältnisses sind vernachlässigbar. Der Fehler aufgrund eines abweichenden Referenzwertes liegt bei etwa $1\text{--}2 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$.

Tabelle 3.1: Übersicht zur Fehleranalyse für einen Messtag mit Hintergrundbedingungen (20.02.04) und einen mit sehr verschmutzter Atmosphäre (16.07.09). Das Integral des Rückstreukoeffizienten bei der Wellenlänge 1064 nm ist der in der Messreihe verwendete Wert. Die prozentualen Fehler sind jeweils die Mittelwerte der relativen Fehler jeder einzelnen Variation des Parameters. In Klammern stehen die Mittelwerte der absoluten Fehler.

	sauber	verschmutzt
Datum der Messung	20.02.2004	16.07.2009
Integral des Rückstreukoeffizienten	$3.7 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$	$2.6 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$
Fehler aufgrund der Wahl des Referenzwertes	313% ($9.5 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$)	75% ($1.8 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$)
Fehler aufgrund der Wahl der Radiosonde	6.2% ($2.1 \text{ E-}7 \text{ sr}^{-1}$)	3.1% ($2.6 \text{ E-}6 \text{ sr}^{-1}$)
Fehler aufgrund der Wahl des Lidarverhältnisses	0.7% ($1.2 \text{ E-}9 \text{ sr}^{-1}$)	1.3% ($3.9 \text{ E-}8 \text{ sr}^{-1}$)

Kapitel 4

Ergebnisse

4.1 Zehn Jahre stratosphärische Messungen über Leipzig

Von Januar 2000 bis Dezember 2009 wurden an 731 Tagen Messungen mit dem Raman-Lidar MARTHA über Leipzig durchgeführt. Davon wurden im Rahmen dieser Arbeit 203 Fälle ausgewertet. Die übrigen Fälle konnten nicht analysiert werden, da Wolken das Laserlicht auf dem Weg in die obere Troposphäre und Stratosphäre zu sehr geschwächt haben. Die ausgewerteten Fälle zeigen im Bereich der freien Troposphäre und unteren Stratosphäre neben Ereignissen wie Vulkaneruptionen (42 Fälle), Saharastaubausbrüchen (11 Fälle) und Waldbränden (7 Fälle) auch Hintergrundaerosol in der Atmosphäre.

4.1.1 Leipziger Messreihe

Abbildung 4.1 gibt einen Überblick über alle Messungen in den 10 Jahren von 2000 bis 2009. Dargestellt ist das Integral des Partikel-Rückstreukoeffizienten bei 1064 nm und die entsprechende optische Dicke τ bei einem Lidarverhältnis von 50 sr. In der oberen Abbildung wurden sie für den Höhenbereich einen Kilometer oberhalb der entsprechenden (thermischen) Tropopausenhöhe bis zur Oberkante der Aerosolschicht berechnet. Die untere Abbildung von 4.1 zeigt den integrierten Rückstreu-

koeffizienten und die optische Dicke einen Kilometer unterhalb bis einen Kilometer oberhalb der Tropopause. Die schwarzen Punkte in Abb. 4.1 kennzeichnen die integralen Werte der Partikelrückstreuung bzw. die optische Dicke jeder einzelnen Messung von Januar 2000 bis Dezember 2009. Die schwarze Linie zeigt den Mittelwert an und die graue Fläche im Hintergrund stellt den zugehörigen Bereich der Standardabweichung dar. Der integrierte Rückstreukoeffizient liegt im Mittel bei $5.5 \text{ E-}5 \pm 1.5 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$ und die optische Dicke bei $2.8 \text{ E-}3 \pm 2.1 \text{ E-}3$. Die in Kapitel 4.2 beschriebenen Fallbeispiele der jeweiligen Aerosolquellen sind mit farbigen Kreisen markiert.

In der oberen Abbildung von 4.1 ist ein deutlicher Anstieg des Aerosols in der unteren Stratosphäre für den Zeitraum Juli 2008 bis Dezember 2009 zu verzeichnen, der hauptsächlich auf eine verstärkte Aktivität nordpazifischer Vulkane zurückzuführen ist. Für ein Viertel der detektierten Aerosolschichten im Bereich der unteren Stratosphäre dieses Zeitraumes konnten Vulkane als Quellen ausgemacht werden.

Die Werte für den Zeitbereich von 2000 bis Juni 2008 befinden sich bis auf einen innerhalb der Standardabweichung. Allerdings liegen sie zumeist unterhalb des Mittelwertes, der jedoch vor allem durch die hohen Werte ab 2008 einen größeren Wert hat. Betrachtet man nur den Zeitraum von Januar 2000 bis Juni 2008, so ergibt sich für den integrierten Rückstreukoeffizienten ein Mittelwert von $3.75 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$ bzw. $1.9 \text{ E-}3$ für die optische Dicke (gestrichelte Linie). Da dieser Zeitraum nur wenige Messungen mit Aerosolschichten aufweist, kann er als Zeitabschnitt mit Hintergrundbedingungen betrachtet werden. Laut Jäger [2005] wurden seit etwa 2000 wieder Werte wie vor 1980 erreicht, also vor den Vulkanausbrüchen des El Chichón (1982) und des Pinatubo (1991).

Während der vulkanisch aktiven Periode von Juli 2008 bis Dezember 2009 liegen die meisten Werte des integrierten Rückstreukoeffizienten im oberen Bereich oder ganz außerhalb der grau schattierten Fläche. In der zweiten Hälfte des Jahres 2009 liegen sogar mehr als die Hälfte der Messpunkte außerhalb des Erwartungsbereichs. Hier wurden zudem die höchsten Werte des integrierten Rückstreukoeffizienten bzw. der optischen Dicke ermittelt. Der Maximalwert von $2.86 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$ ($\tau=1.4 \text{ E-}2$) ist der Messung vom 31.07.2009 zuzuordnen und stellt das Fünffache des Mittelwertes über den gesamten Messzeitraum dar. Vergleicht man dies mit dem Zeitraum Januar 2000 bis Juni 2008, so übersteigt dieser Wert den Mittelwert sogar um das 6.5-Fache. Auch diese Aerosolschicht ist vulkanischen Ursprungs und kann den Ausbrüchen des

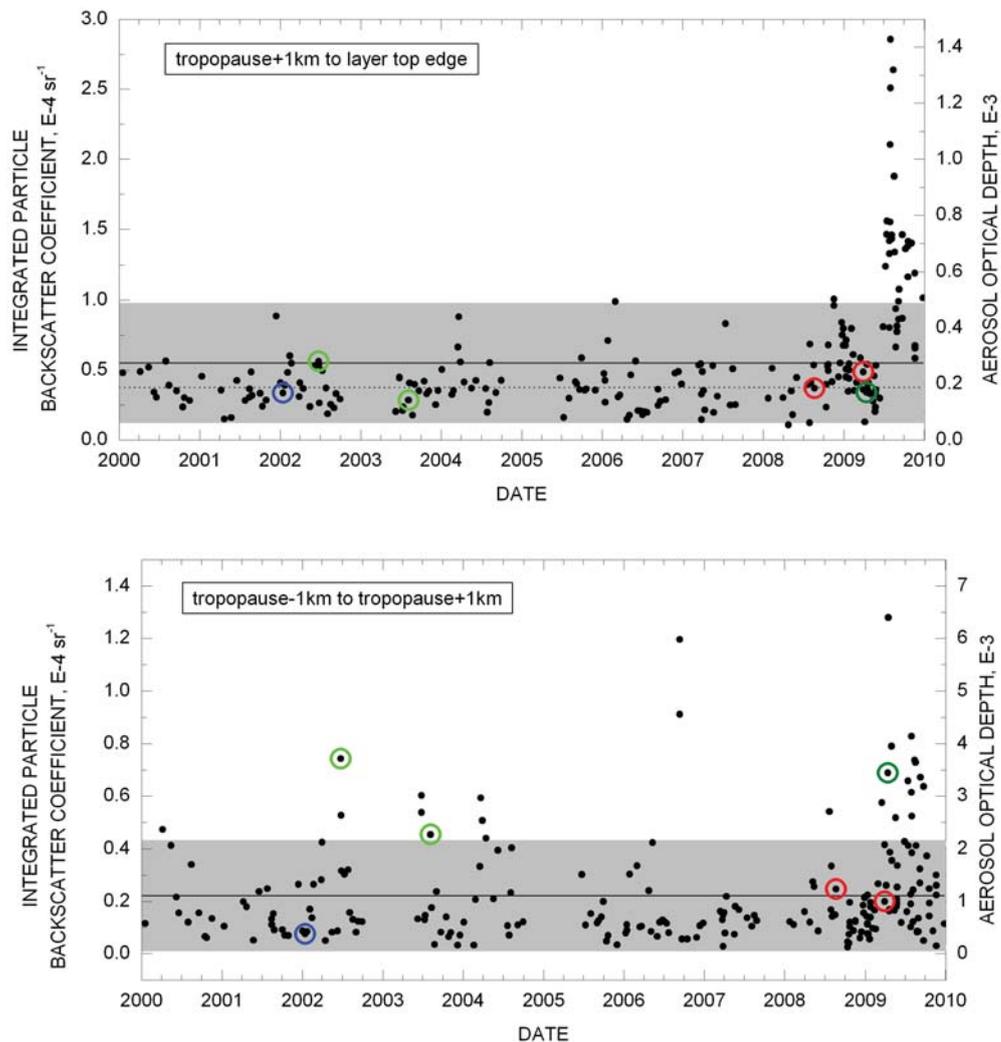


Abbildung 4.1: Integrierter Partikel-Rückstreuoeffizient (sr^{-1}) bzw. optische Dicke aller Lidar-Einzelmessungen in Leipzig von Januar 2000 bis Dezember 2009 (schwarze Punkte). Integriert wurde über den Höhenbereich von 1 km oberhalb der Tropopause bis zur Oberkante der Aerosolschicht (oben) und von 1 km unterhalb bis 1 km oberhalb der jeweiligen Tropopause (unten). Die durchgezogene schwarze Linie zeigt den Mittelwert aller Messungen von 2000–2009 und der grau schattierte Bereich die zugehörige Standardabweichung. Die gestrichelte schwarze Linie stellt den Mittelwert der Messungen von 2000 bis Juni 2008 dar. Die mit Kreisen markierten Messungen sind die Fallbeispiele aus Kapitel ?? (blau: Hintergrund-Profil, grün: Waldbrandaerosol, rot: vulkanisches Aerosol, oliv: Saharastaub).

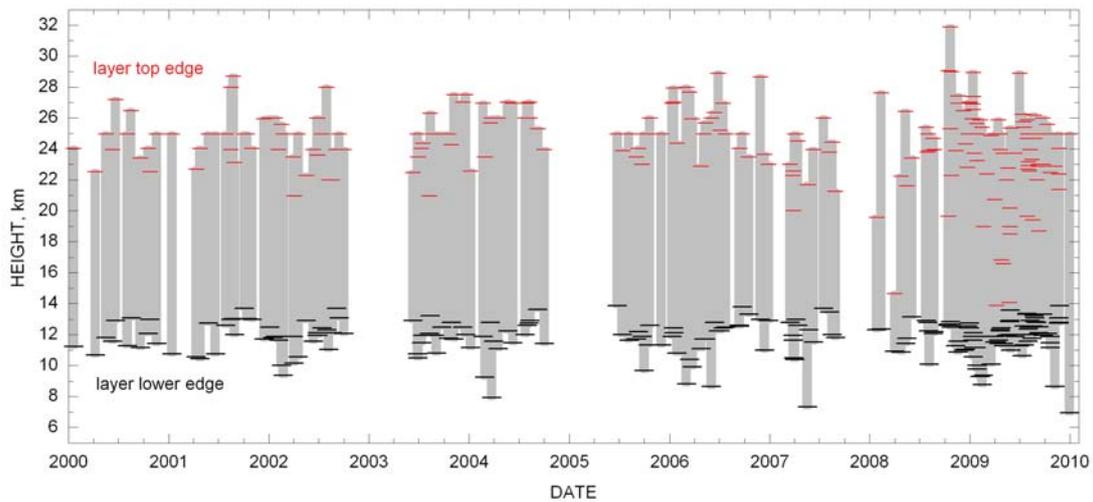


Abbildung 4.2: Schichtdicke aller gemessenen Aerosolschichten in der unteren Stratosphäre über Leipzig von 2000 bis 2009. Die Schichtuntergrenze wurde auf einen Kilometer oberhalb der Tropopause festgelegt.

Vulkans Shiveluch auf der Halbinsel Kamtschatka zugeordnet werden.

In der unteren Abbildung von 4.1 ist das Integral des Rückstreukoeffizienten sowie die optische Dicke für die Tropopausenregion jeder Messung dargestellt. Die schwarze Linie ist auch hier der zugehörige Mittelwert und die grau schattierte Fläche der Bereich der Standardabweichung. Die Fallbeispiele für Waldbrandaerosol und Saharastaub treten hier nun deutlich hervor und zeigen verhältnismäßig hohe Werte. Das bedeutet, dass sich für solche Ereignisse der Großteil der die Aerosolschicht bildenden Partikel in der Tropopausenumgebung befindet, wohingegen die Beispiele mit Aerosolschichten vulkanischen Ursprungs Werte um den Mittelwert anzeigen. Dies spricht für eine Verteilung der Aerosolpartikel über einen größeren Höhenbereich bis in die untere Stratosphäre hinein.

Die Abbildung 4.2 zeigt für das stratosphärische Aerosol die jeweiligen Schichtdicken. Diese betragen im Mittel 12.5 ± 2.8 km. Die Höhe der Tropopause variiert im Jahresgang zwischen 6.0 und 12.8 km und liegt durchschnittlich bei 11.1 km. Die Oberkante der Aerosolschicht beträgt maximal 31.9 km und minimal 14.1 km bei

einem mittleren Wert von 24.4 km.

Abbildung 4.3 zeigt die Perzentilendarstellung mit Median und Mittelwert. Dargestellt ist dies für den Zeitraum mit Hintergrundbedingungen: Januar 2000 bis Juni 2008. Die im Mittel höchsten Werte wurden für die Monate März bis Juni sowie September gemessen.

Die obere Abbildung von 4.3 zeigt das Integral des Partikel-Rückstreuoeffizienten und die optische Dicke von 1 km oberhalb der jeweiligen Tropopause bis zur Oberkante der Aerosolschicht zur besseren Charakterisierung eines Jahreszeitentrends des Hintergrund-aerosols. Die untere Darstellung zeigt den Höhenabschnitt einen Kilometer unterhalb bis einen Kilometer oberhalb der Tropopause. Die höchsten Werte werden in der unteren Stratosphäre im Winter und zeitigen Frühjahr (Dezember-März) gemessen. In der Tropopausenregion liegen die Maxima im März bis Juni und September. Die größte Variabilität ist für beide Darstellungen in den Frühlingsmonaten März bis Mai bzw. Juni zu verzeichnen.

Die Jahresgänge für die beiden Höhenbereiche können mit troposphärischen und stratosphärischen Effekten erklärt werden, die sich zum Teil überlagern. Der Aerosolgehalt in der unteren Stratosphäre wird vor allem durch die Brewer-Dobson-Zirkulation beeinflusst. Dadurch wird tropisches Aerosol aus dem TSR meridional transportiert und mischt sich zu dem bereits vorhandenen stratosphärischen Aerosol. Vor allem im Spätwinter und zeitigen Frühjahr wird so Aerosol in die untere Stratosphäre der mittleren Breiten transportiert, was mit den Maximalwerten für das stratosphärische Aerosol in Abbildung 4.3 (oben) übereinstimmt. Dieser Jahresgang wird zusätzlich vom Jahresgang der Tropopause beeinflusst. Wie in Abbildung 4.4 dargestellt ist, sind die Zeitreihen des integrierten Rückstreuoeffizienten und der Tropopausenhöhe gegenläufig. Eine niedrige Tropopause, wie es im Winter zumeist der Fall ist, führt zu einer größeren Schichtdicke und damit auch zu einem höheren Wert des Rückstreuintegrals.

Die Monatsmittelwerte des integrierten Rückstreuoeffizienten für die Tropopausenregion (Abbildung 4.3 (unten)) zeigen sowohl stratosphärische als auch troposphärische Effekte. Das durch die stratosphärische Brewer-Dobson-Zirkulation polwärts transportierte tropische Aerosol wird mittels Tropopausenfaltungen vor allem in subtropischen Breiten in die obere Troposphäre eingemischt. Mit einem Maximum

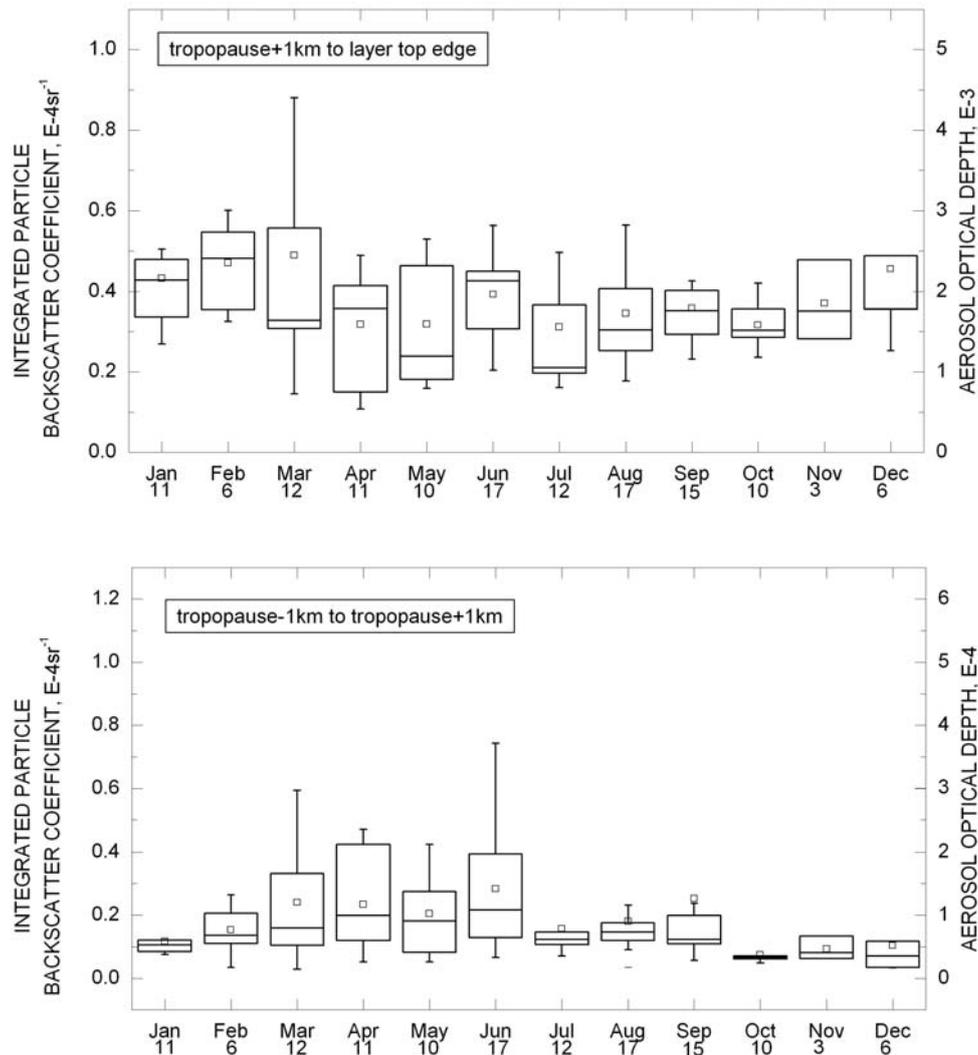


Abbildung 4.3: Monatliche Mittelwerte des integrierten Partikel-Rückstreukoeffizienten (sr^{-1}) bzw. der optischen Dicke von Januar 2000 bis Juni 2008. Die Balken schließen die mittleren 50 % aller Datenpunkte ein, wobei der mittlere Querstrich den Median angibt. Die vertikalen Fehlerbalken zeigen den Streubereich aller Datenpunkte zwischen 5 % und 95 %. Weiterhin sind die geometrischen Mittelwerte (Quadrate) angegeben. Die Ziffern unter den Monatsbezeichnungen geben die Anzahl der Messungen jedes Monats über den ganzen Zeitraum an. Der Höhenbereich erstreckt sich von 1 km oberhalb der Tropopause bis zur Oberkante der identifizierten Aerosolschicht (oben) und von 1 km unterhalb bis 1 km oberhalb der Tropopause (unten).

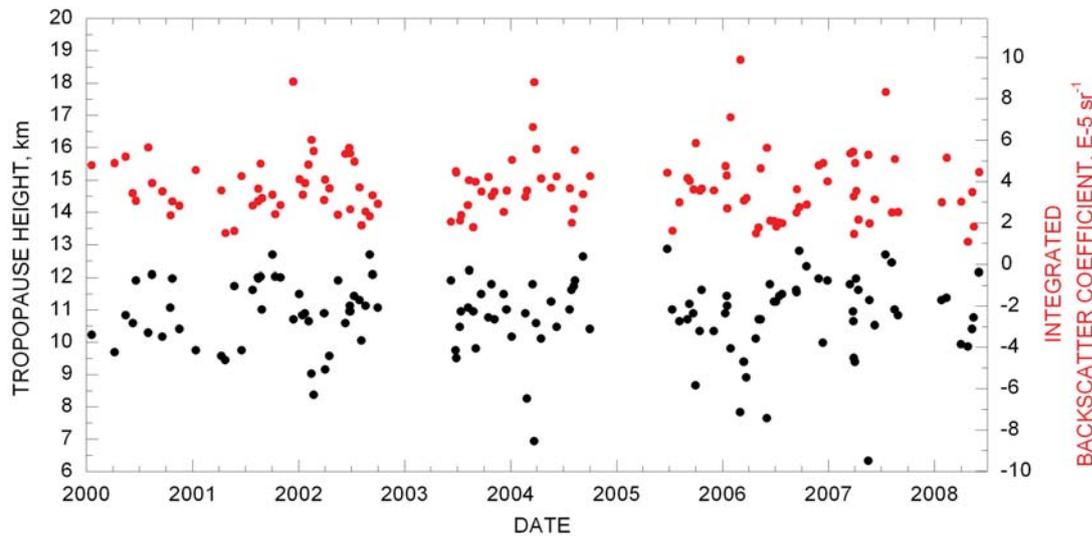


Abbildung 4.4: Integrierter Partikel-Rückstreukoeffizient von einem Kilometer oberhalb der Tropopause bis zur Oberkante der Aerosolschicht (rot) und Tropopausenhöhe (schwarz) von Januar 2000 bis Juni 2008 über Leipzig.

der Tropopausenfaltungen im Dezember bis März (siehe Abbildung 2.7 in Abschnitt 2.3.5) wirkt sich dieser Effekt in mittleren Breiten in den Frühjahrsmonaten aus und führt zu einem erhöhten Aerosolgehalt. Des Weiteren können die hohen Werte des integrierten Rückstreukoeffizienten der Monate März bis Mai und September durch den Aerosoltransport entlang der Frontalzone erklärt werden. Ein großer Teil des Aerosols stammt laut *Mattis et al.* [2008a] aus Nordamerika, also aus mittleren Breiten. Der Jetstream befindet sich im Frühling und Herbst etwa in den mittleren Breiten im Bereich der oberen Troposphäre bis unteren Stratosphäre, also in Tropopausennähe. Entlang dieses Starkwindbandes kann das Aerosol bis nach Mitteleuropa transportiert werden. Der in Abb. 4.3 (unten) dargestellte Bereich der Tropopausenumgebung zeigt den Höhenbereich, in dem sich auch der Jetstream befindet. Durch Konvektionsprozesse in der Troposphäre, die im Frühjahr und Sommer besonders ausgeprägt sind, wird zusätzlich Aerosol bis in Tropopausennähe transportiert bzw. kann diese bei ausreichend vorhandener thermischer Energie auch durchdringen.

Zwischen der oberen und unteren Abbildung von 4.3 ist ein deutlicher Unterschied im Mittelwert der Monate Dezember und Januar zu erkennen. Während für den stratosphärischen Höhenbereich ein im Verhältnis zu den anderen Monaten hoher Wert

gemessen wurde, liegt der mittlere Wert in Tropopausennähe im unteren Messbereich. Diese Differenz kommt durch den Jahresgang der Tropopause und die Trägheit des stratosphärischen Hintergrundaerosols zustande. Laut der oberen Abbildung von 4.3 befindet sich relativ viel Aerosol im kompletten stratosphärischen Höhenbereich, aber in der Nähe der Tropopause nur wenig. Da die Tropopausenhöhe mit der Jahreszeit schwankt und im Winter sehr niedrig ist, jedoch das Aerosol etwa in der bisherigen Höhe verweilt, wird im Bereich der Tropopause auch weniger Aerosol detektiert.

4.1.2 Vergleich: Leipzig – Garmisch–Partenkirchen

In den Abbildungen 4.5 sind die Messungen vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung–Atmosphärische Umweltforschung (IMK–IFU) in Garmisch–Partenkirchen mit denen vom Leibniz–Institut für Troposphärenforschung in Leipzig verglichen. Dargestellt ist das Integral des Partikel–Rückstreukoeffizienten im Höhenbereich von einem Kilometer oberhalb der Tropopause bis zur Oberkante der bestimmten Aerosolschicht für die Hintergrundperiode 2000 bis Juni 2008. Die Messungen in Garmisch–Partenkirchen wurden bei der Wellenlänge 694.3 nm vorgenommen.

Im Mittel beträgt der integrierte Rückstreukoeffizient für diesen Zeitraum für Garmisch–Partenkirchen $4.6 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$ und für Leipzig $3.8 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$. Die in Garmisch–Partenkirchen gemessenen integralen Rückstreukoeffizienten sind um einen Faktor 1.2 größer als die in Leipzig gemessenen Werte bei 1064 nm (obere Abbildung). Das würde einem Ångström–Exponenten von 0.45 entsprechen. Nach *Jäger und Deshler* [2002] geht man jedoch von einem Ångström–Exponenten von 1.6 aus. Unter dieser Annahme wurden die integrierten Rückstreukoeffizienten von Leipzig bei 1064 nm zu denen bei 694.3 nm umgerechnet.

Der Vergleich von den konvertierten Leipziger Daten mit den jeweiligen Werten der Messungen aus Garmisch–Partenkirchen zeigt eine mittlere relative Abweichung von etwa 62%. Da diese Differenz über den kompletten Zeitraum auftritt, kann man von einer unterschiedlichen Eichung der Messgeräte ausgehen.

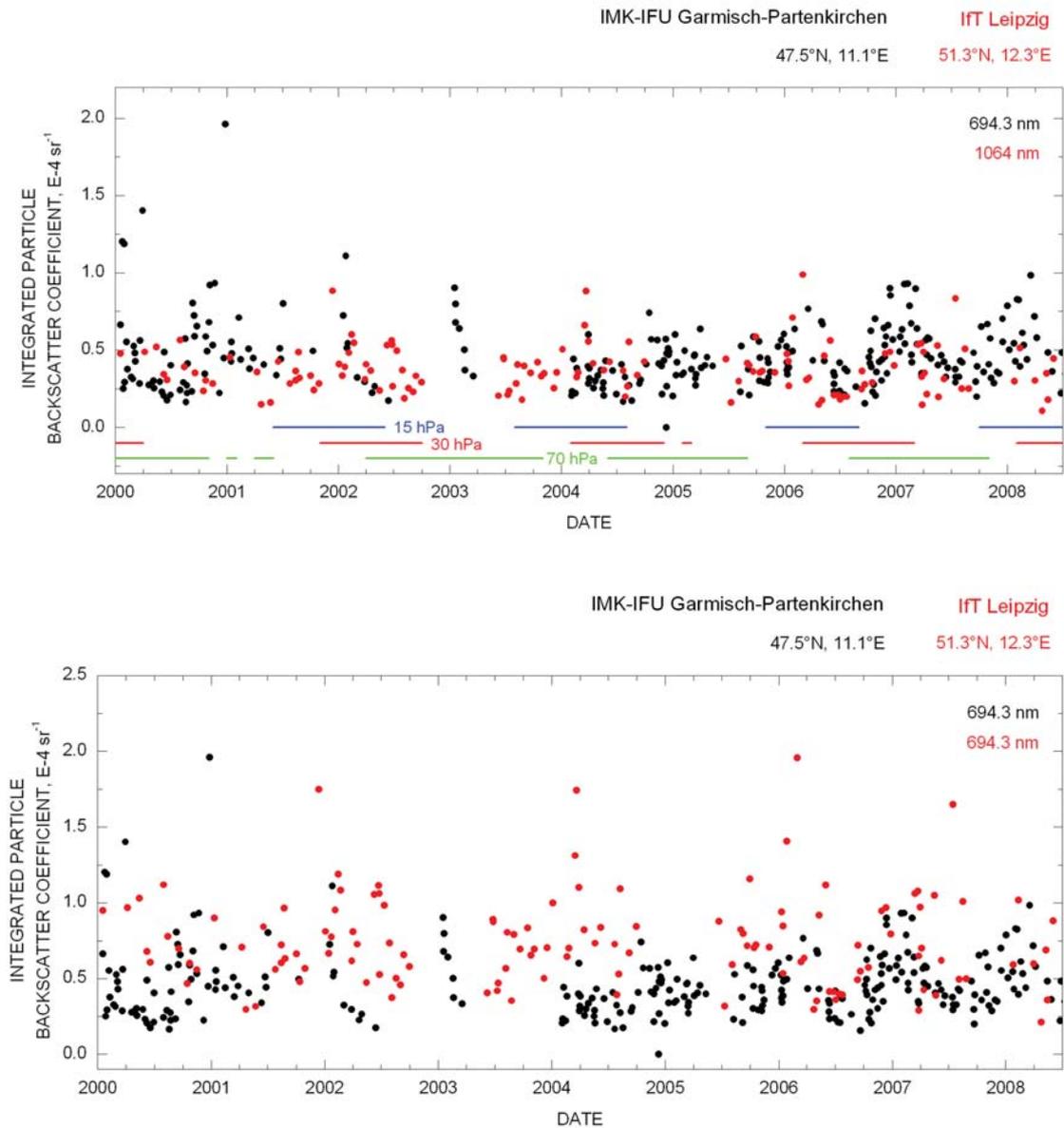


Abbildung 4.5: Integrierter stratosphärischer Partikel-Rückstreukoeffizient für Leipzig (rot, oben: 1064 nm, unten: 694.3 nm mit $\hat{a}=1.6$ aus 1064 nm) und Garmisch-Partenkirchen (schwarz, 694.3 nm). Der Integrationshöhenbereich erstreckt sich von 1 km über der jeweiligen Tropopause bis zur Oberkante der Aerosolschicht. Als farbige Querstreifen sind die Westwindphasen der QBO eingezeichnet (grün: 70 hPa, rot: 30 hPa, blau: 15 hPa).

In Abbildung 4.5 (oben) sind zusätzlich mit grünen (70 hPa), roten (30 hPa) und blauen (15 hPa) Geraden die Westwindphasen der QBO dargestellt. Die Theorie besagt, dass bei herrschendem Westwindregime in der Stratosphäre im Winter bzw. Frühjahr der Transport aus den Tropen in mittlere Breiten begünstigt wird und so Aerosol tropischen Ursprungs bis nach Mitteleuropa gelangen kann. Der Einfluss der QBO auf den Aerosolgehalt in der Stratosphäre konnte für diese Messungen nicht nachgewiesen werden bzw. sind die Variationen aufgrund der geringen Aerosolmenge während Hintergrundbedingungen zu klein, um sie als oszillierende Schwankung interpretieren zu können.

Von *Deshler et al.* [2006] wurden Langzeitmessungen von Garmisch–Partenkirchen (Deutschland), Hampton (Virginia), Mauna Loa (Hawaii) und São José dos Campos (Brasilien) bezüglich eines Langzeit–Trends des stratosphärischen Aerosols von 1970 bis 2004 untersucht mit dem Ergebnis, dass es keinen Trend im stratosphärischen Hintergrundaerosol gibt. Das stimmt auch mit den Messungen in Leipzig über den Zeitraum von Januar 2000 bis Juni 2008 überein.

Zudem zeigen die aus *Deshler et al.* [2006] entnommenen Werte des Rückstreuintegrals bei 532 nm für den Zeitraum 2000 bis 2004 unter Hintergrundbedingungen für São José dos Campos ($8.0 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$), Mauna Loa ($7.5 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$) und Hampton ($3.0 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$) eine gute Übereinstimmung mit den in Leipzig ($1.2 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$) von 2000 bis 2004 gemessenen Werten.

In der Tabelle 4.1 sind die Rückstreuintegrale bei 532 nm und die daraus bestimmten Partikel–Massen– und –Oberflächenkonzentrationen von Leipzig und Garmisch–Partenkirchen aus der Hintergrundperiode gegenüber denen nach dem Ausbruch des Vulkans Pinatubo im Juni 1991 dargestellt. Die Werte bei Hintergrundbedingungen stammen aus dem Zeitraum 2000 bis Juni 2008. Der Höhenabschnitt entspricht jeweils dem Bereich einen Kilometer oberhalb der Tropopause bis zur Oberkante der Aerosolschicht. Massen– und Oberflächenkonzentration wurden mit Umrechnungsfaktoren aus *Jäger und Deshler* [2002] bestimmt. Die Werte nach Ausbruch des Pinatubos stammen von Messungen in Geesthacht aus dem Zeitraum Winter–Frühjahr 1992 [*Mattis*, 1996].

Die in Leipzig und Garmisch–Partenkirchen gemessenen Werte aus dem Zeitraum 2000 bis Juni 2008 weichen um 1 bis 2 Größenordnungen von denen 1992 in Geesthacht gemessenen Werten ab. Dies zeigt noch einmal den deutlichen Unterschied im

Tabelle 4.1: Vergleich der integrierten Partikel-Rückstreukoeffizienten bei 532 nm und der Massen- und Oberflächenkonzentration von Leipzig und Garmisch-Partenkirchen mit Werten direkt nach dem Ausbruch des Pinatubo

	Leipzig	Garmisch- Partenkirchen	Geesthacht
	Hintergrund (2000–2008)	Hintergrund (2000–2008)	nach Pinatubo (1992)
Rückstreuintegral	$1.1 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$	$7.1 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$	$1.5 \text{ E-}2 \text{ sr}^{-1}$
Optische Dicke	$5.5 \text{ E-}3$	$4.3 \text{ E-}3$	0.2
Massenkonz.	$2.2 \mu\text{g m}^{-3}$	$1.3 \mu\text{g m}^{-3}$	$8.0 \mu\text{g m}^{-3}$
Oberflächenkonz.	$2.5 \text{ mm}^2 \text{ m}^{-3}$	$1.6 \text{ mm}^2 \text{ m}^{-3}$	$30.0 \text{ mm}^2 \text{ m}^{-3}$

Aerosolgehalt in der unteren Stratosphäre zwischen Phasen mit starker vulkanischer Aktivität und Perioden mit Hintergrundbedingungen.

4.2 Fallbeispiele für verschiedene Aerosolquellen

Die in der Messreihe von 2000 bis 2009 zahlreichen ermittelten Aerosolschichten lassen sich auf unterschiedliche Quellen zurückführen. Zu deren Bestimmung wurden die Transportmodelle HYSPLIT und FLEXPART verwendet, mit denen für 14 bzw. 10 Tage Rückwärtstrajektorien berechnet wurden. Die Ausgangshöhe wurde dabei der im Vertikalprofil bestimmten Aerosolschicht entnommen. Bei der Zuordnung der Schichten zu z.B. Waldbrandereignissen muss auch der mögliche Einfluss anderer Quellen beachtet werden, die entlang des zurückgelegten Weges der Luftmassen liegen. So kann unter anderem anthropogene Verschmutzung während der Überquerung von Europa einen zusätzlichen Einfluss ausüben. Im folgenden werden die drei wichtigsten Aerosolquellen und zugehörige Beispiele vorgestellt.

4.2.1 Vulkanausbrüche

In der hier vorgestellten Messreihe ist der Zeitraum von Juni 2008 bis Ende 2009 stark geprägt von vulkanisch verschmutzter Tropo- und Stratosphäre. Vulkane im nördlichen Teil des sogenannten „Pacific Ring of Fire“ im Pazifischen Ozean – dazu gehören die Inselgruppen Aleuten, Kurilen, die Halbinsel Kamtschatka und Alaska – waren zu dieser Zeit besonders aktiv und sorgten für einen beträchtlichen Masseneintrag in die Atmosphäre. Zusätzliche Informationen, welcher dieser zahlreichen Vulkane in einem bestimmten Zeitraum aktiv war, lassen sich durch Internet-Recherche zum Beispiel beim „Alaska Volcano Observatory“ [<http://www.avo.alaska.edu/>, 04.04.2011] oder dem „Global Volcanism Program, Smithsonian Institution“ [<http://www.volcano.si.edu/>, 04.04.2011] ermitteln.

Eine Übersicht über die wichtigsten Vulkanausbrüche von Juni 2008 bis September 2009 ist in Tabelle 4.2 gegeben. Die mit dem Leipziger Lidar detektierten Aerosolschichten vulkanischen Ursprungs sind hauptsächlich auf diese im Nord-Pazifik liegenden Vulkane zurückzuführen. Im Folgenden werden dazu zwei Beispiele vorgestellt.

Bei dem ersten Beispiel handelt es sich um die Messung vom 21.08.2008, 20:50–21:34 UTC. Dieses Messbeispiel wurde detailliert in *Mattis et al.* [2009] beschrieben. Es zeigt einen Fall von Vulkanaerosol in der freien Troposphäre über Leipzig, das dem Vulkanausbruch des Kasatochi vom 7.–8. August 2008 zugeordnet werden kann. Dieser Vulkan bildet eine zu den Aleuten, Alaska, USA, gehörende Insel (52.17° N, 175.52° W) im nordpazifischen Beringmeer. Das Satellitenbild vom 07.08.08 in Abbildung 4.6 zeigt, wie die Aschewolke bis über die Wolkenoberkante hinaus in die Atmosphäre schießt. Dieser Ausbruch schleuderte sowohl feste Ascheteilchen als auch gasförmiges Schwefeldioxid bis in eine Höhe von 13.7 km.

Tabelle 4.2: Übersicht der Vulkaneruptionen im „Pacific Ring of Fire“ von Juli 2008 bis September 2009. Vulkanisches Aerosol der Vulkane Kasatochi und Redoubt (fett gedruckt) wurde über Leipzig nachgewiesen und wird in den beiden Fallbeispielen näher erläutert.

Ort	Breiten- grad	Längen- grad	Höhe	Datum	Eruptionen- höhe	SO ₂ - Gehalt
Messungen 2008						
Okmok	53.43° N	168.13° W	1073 m	12.07.–19.08.	15000 m	0.29 Tg
Cleveland	52.83° N	169.94° W	1730 m	21.07.	5200 m	–
Kasatochi	52.17° N	175.51° W	314 m	07.08.–08.08.	13700 m	1.21 Tg
Cleveland	52.83° N	169.94° W	1730 m	12.08.	7600 m	–
Bezymianny	55.98° N	160.59° E	2882 m	19.08.	9000 m	–
Messungen 2009						
Kliuchevskoi	56.06° N	160.64° E	4835 m	27.11.–16.01.	8200 m	–
Cleveland	52.83° N	169.94° W	1730 m	02.01.	6000 m	–
Redoubt	60.49° N	152.74° W	3108 m	23.03.–06.04.	19800 m	–
Sheveluch	56.65° N	161.36° E	3283 m	22.04.–28.04.	7500 m	–
				11.06.–28.09.	15000 m	–
Sarychev	48.09° N	153.20° E	1496 m	12.06.–18.06.	13700 m	–

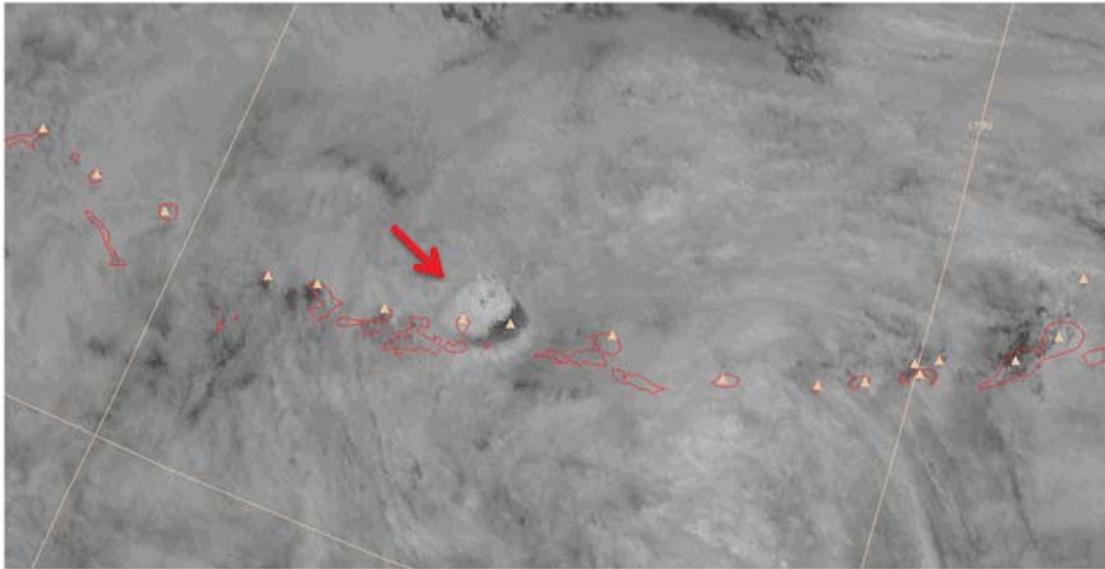


Abbildung 4.6: Satellitenbild der Eruption des Kasatochi vom 07.08.2008. Der rote Pfeil kennzeichnet die Wolke des Vulkanausbruchs [https://sites.google.com/a/nserc.und.edu/alexandra-novak/mtu-research/kasatochi_cloud, 04.04.2011].

Die Aerosolschicht ist in Abbildung 4.7 in einer Höhe von 7 bis 10 km anhand der rötlicheren Färbung zu erkennen. Dieses sogenannte Quicklook-Bild stellt das entfernungskorrigierte Lidarsignal bei 1064 nm über Leipzig dar, aufgelöst über den Zeitraum der Messung. Abbildung 4.8 zeigt die zugehörigen Vertikalprofile der Lidarmessung (oben), die Klimatologie und die mikrophysikalischen Eigenschaften der Aerosolpartikel (unten) für den jeweiligen Höhenbereich, der zuverlässige Daten liefert. Die vertikale Auflösung der Rückstreuprofile beträgt 660 m. Die Extinktionskoeffizienten und mikrophysikalischen Eigenschaften wurden mit einer Auflösung von 2400 m ermittelt. Im Profil des Partikel-Rückstreukoeffizienten erkennt man eine Schicht im Höhenbereich von 6.5 bis 10.5 km. Für den Wellenlängenbereich von 1064 nm beträgt bei 8900 m Höhe der Maximalwert der Rückstreuung $0.08 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. Die Rückstreuung des 532 nm-Signals in diesem Höhenbereich liegt bei $0.2 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, für 355 nm bei maximal $0.45 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. Der Partikel-Volumen-Extinktionskoeffizient liegt für 532 nm bei 10 Mm^{-1} und für 355 nm bei 25 Mm^{-1} . Das Lidarverhältnis liegt im Bereich 30–50 sr und 60–80 sr für 532 bzw. 355 nm. Der auf die Rückstreuung bezogene Ångströmxponent nimmt Werte zwischen 1.0 und

2.0 an. Nach der Methode von *Wandinger et al.* [1995] wurden aus dem Lidarverhältnis des 355 nm-Signals die mikrophysikalischen Eigenschaften der Partikel bestimmt. Der effektive Radius beträgt etwa $0.1 \mu\text{m}$, die Partikel-Oberflächenkonzentration $30\text{--}60 \mu\text{m}^2 \text{cm}^{-3}$ und die Massenkonzentration $1.5\text{--}2 \mu\text{g cm}^{-3}$. Die sehr kleinen Werte für das Volumen-Depolarisationsverhältnis lassen auf hauptsächlich kugelförmige Partikel schließen, es sind also keine nicht-sphärischen Aschepartikel vorhanden. Über diese großen Strecken bleiben lediglich die später gebildeten Sulfat-Tröpfchen erhalten, die sich aus dem SO_2 bilden, das bei der Vulkaneruption in die Atmosphäre befördert wird.

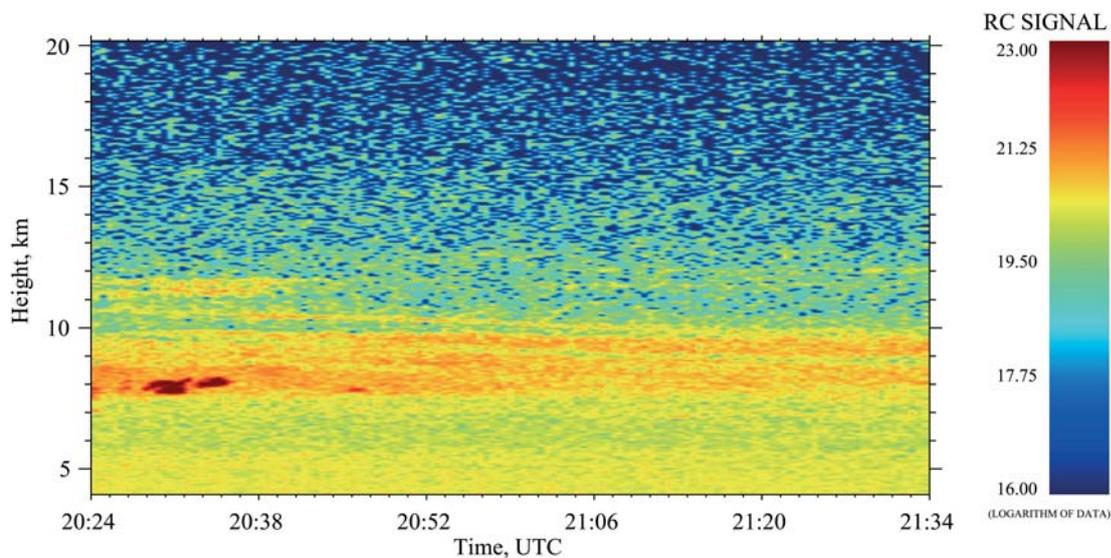


Abbildung 4.7: Entfernungskorrigiertes Signal bei 1064 nm über Leipzig. Die vertikale Auflösung beträgt 60 m und die zeitliche Auflösung 30 s. Die Messung wurde am 21.08.2008, 20:24–21:34 UTC, durchgeführt. Diese Art der Darstellung liefert einen guten Überblick über die vertikale Verteilung der Aerosolschichten und deren zeitlicher Entwicklung. Blaue Färbung zeigt Höhenbereiche mit sehr wenig Aerosolpartikeln, gelbe und rote Färbung kennzeichnen hohe Aerosolkonzentrationen.

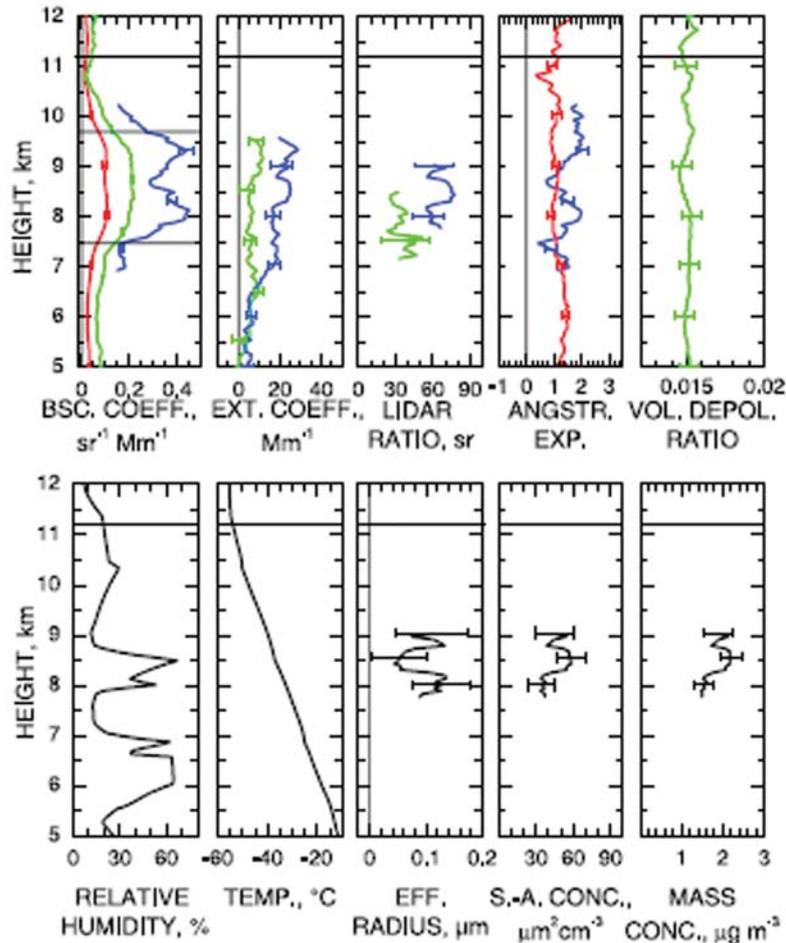


Abbildung 4.8: Messungen von Vulkanaerosol über Leipzig am 21.08.2008, 20:50–21:34 UTC. Oben: Partikelrückstreuoeffizient (blau: 355 nm, grün: 532 nm, rot: 1064 nm), Extinktionskoeffizient (355 und 532 nm), Lidarverhältnisse bei 355 und 532 nm, Ångström-Exponenten (blau: Bereich für 355–532 nm, rot: Bereich für 532–1064 nm) und Volumen-Depolarisationsverhältnis von 532 nm (grün). Unten: relative Feuchte, Temperatur, effektiver Radius, Oberflächenkonzentration und Massenkonzentration (abgeschätzt mit dem Modell von *Wandinger* [1994]). Die Tropopause ist als horizontale Linie in allen Profilen dargestellt, Ober- und Unterkante der vulkanischen Schichten nur im Rückstreuprofil. Die Fehlerbalken (Standardabweichung, optische Partikeleigenschaften) zeigen die Unsicherheit durch Signalrauschen (Abbildung aus *Mattis et al.* [2009]).

Um die Quelle dieser Aerosolschicht zu ermitteln, kann mit Trajektorienmodellen der Weg der Luftmasse simuliert werden. Das für diesen Fall verwendete Modell FLEXPART ist ein Lagrangesches Partikeldispersionsmodell und erlaubt die Simulation des großräumigen und mesoskaligen Transports von kleinen Luftpaketen, sowohl vorwärts als auch rückwärts mit der Zeit. Die Starthöhe des Luftpaketes wird je nach Höhe der Aschewolke (Vorwärts-Simulation) oder der Schichthöhe (Rückwärts-Simulation) gewählt. Die Farbskala entspricht dem Logarithmus der aufsummierten Verweildauer aller Luftpakete pro Höhen- und Zeitabschnitt. In Abbildung 4.9 ist die Vorwärts-Simulation für den Standort Leipzig dargestellt. Daraus geht hervor, dass am 15.08.08 das Vulkanaerosol über Leipzig ankam, es also innerhalb von sieben Tage nach dem Ausbruch vom Vulkan im Nordpazifik bis nach Mitteleuropa transportiert wurde.

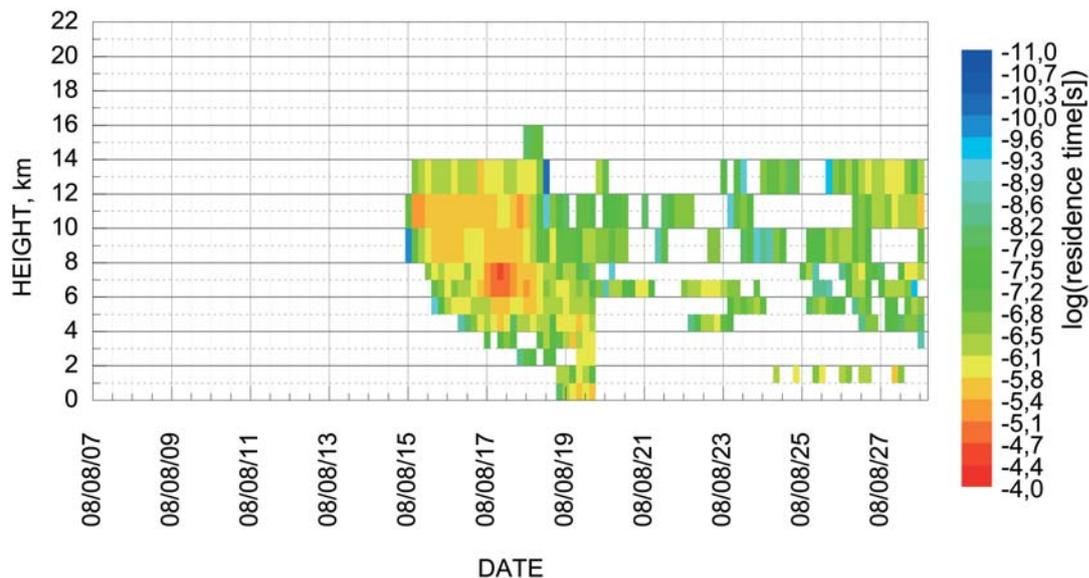


Abbildung 4.9: Vorwärts-Simulation mit FLEXPART zur Quellenbestimmung der Aerosolschicht. Der Simulationsstart ist am 07.08.2008, der Tag der Eruption des Mt. Kasatochi. Die Farbskala entspricht dem Logarithmus der Summe aller Luftpakete über Leipzig pro Höhen- und Zeitabschnitt.

Die Simulation rückwärts in der Zeit (Abbildung 4.10) zeigt den Weg, den das Vulkanaerosol über Nordamerika und den Atlantik zurückgelegt hat. Verfolgt man die

Trajektorien zurück, so haben diese den Vulkan Kasatochi etwa am 11. August, also 3 bis 4 Tage nach dem Ausbruch, überquert. Nach mehreren so hoch reichenden Eruptionen kann man davon ausgehen, dass auch wenige Tage danach noch vulkanisches Aerosol in der freien Troposphäre und unteren Stratosphäre vorhanden war, das ostwärts transportiert und über Mitteleuropa nachgewiesen werden konnte.

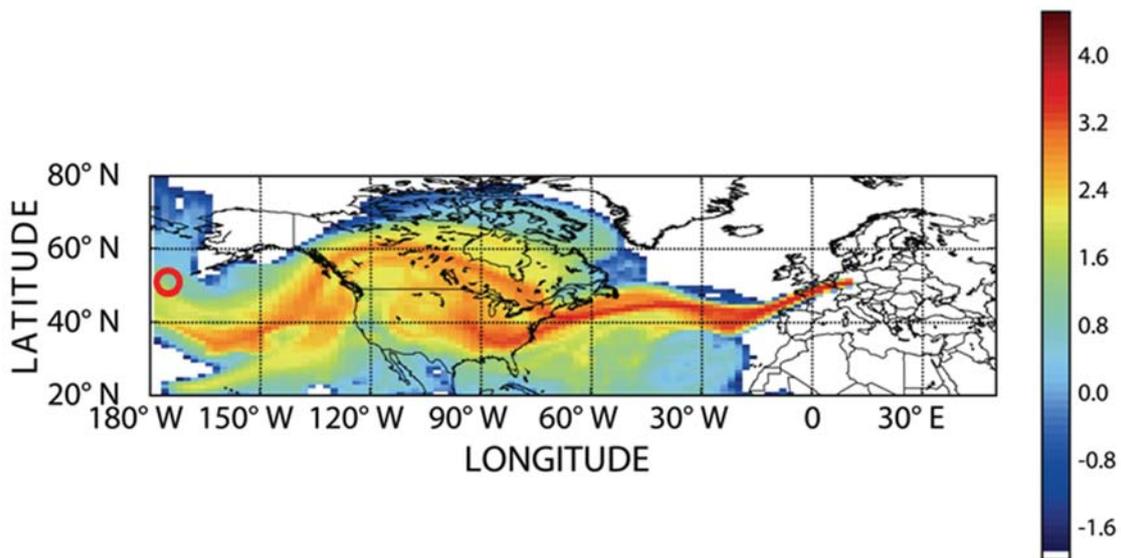


Abbildung 4.10: Rückwärts-Simulation (10 Tage) mit FLEXPART zur Quellenbestimmung der Aerosolschicht. Die Starthöhe der Luftpakete liegt im Bereich der über Leipzig am 21.08.2008 detektierten Aerosolschicht (7.5–10.5 km). Die Farbskala entspricht dem Logarithmus der aufsummierten Verweildauer aller Luftpakete, die eine Gitterzelle zwischen 0 und 20 km Höhe überqueren. Mit dem roten Kreis ist die Lage des Kasatochi gekennzeichnet.

Wie bereits gezeigt, simuliert FLEXPART (vorwärts) den Transport des Aerosols über Nordamerika. Von der Ostküste Nordamerikas ausgehend kann man den weiteren Transport des Vulkanaerosols mit Aufnahmen des Lidars CALIOP (Cloud–Aerosol Lidar with Orthogonal Polarisation) auf dem Satelliten CALIPSO (Cloud–Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) nachverfolgen. In Abbildung 4.11 a) bis g) sind dazu die Abschnitte der Überflüge vom 13. bis 18. August

ingezeichnet, in denen Aerosolschichten erkannt wurden. In Abbildung 4.12 wurden diese Abschnitte der Flugbahn mit der jeweils zugehörigen Farbe gekennzeichnet. Dargestellt sind die entfernungskorrigierten Signale von CALIOP bei 532 nm ($\text{km}^{-1}\text{sr}^{-1}$), für die ab einer Höhe von etwa 40 km nur noch molekulare Rayleigh-Streuung angenommen wird. Die erste Schicht ist am 13.08. in 12 km Höhe in fast polaren Breiten zu sehen ($65^\circ\text{--}72^\circ\text{N}$, $55^\circ\text{--}67^\circ\text{W}$). Weiter verfolgen kann man sie am 14.08. ebenfalls in einer Höhe von 12 km weiter südöstlich ($45^\circ\text{--}64^\circ\text{N}$, $53^\circ\text{--}63^\circ\text{W}$). Am 15.08. ist die Schicht in 11 km Höhe südlich von Grönland im Rückstreuprofil sichtbar ($50^\circ\text{--}60^\circ\text{N}$, $42^\circ\text{--}47^\circ\text{W}$). 10 bis 13 km hoch und zwischen $58^\circ\text{--}65^\circ\text{N}$ und $25^\circ\text{--}29^\circ\text{W}$ ist sie am 16.08. zu finden. Am 17.08. kann man die Schicht über dem Atlantik in 12 bis 14 km Höhe sehen ($40^\circ\text{--}50^\circ\text{N}$, $24^\circ\text{--}28^\circ\text{W}$). Die letzten beiden CALIOP-Profilen zeigen die Aerosolschicht über Mitteleuropa am 18.08. in einer Höhe von 10 bis 12 km über Großbritannien ($48^\circ\text{--}65^\circ\text{N}$, $7^\circ\text{W}\text{--}3^\circ\text{E}$) und östlich von Deutschland ($40^\circ\text{--}60^\circ\text{N}$, $15^\circ\text{--}23^\circ\text{E}$).

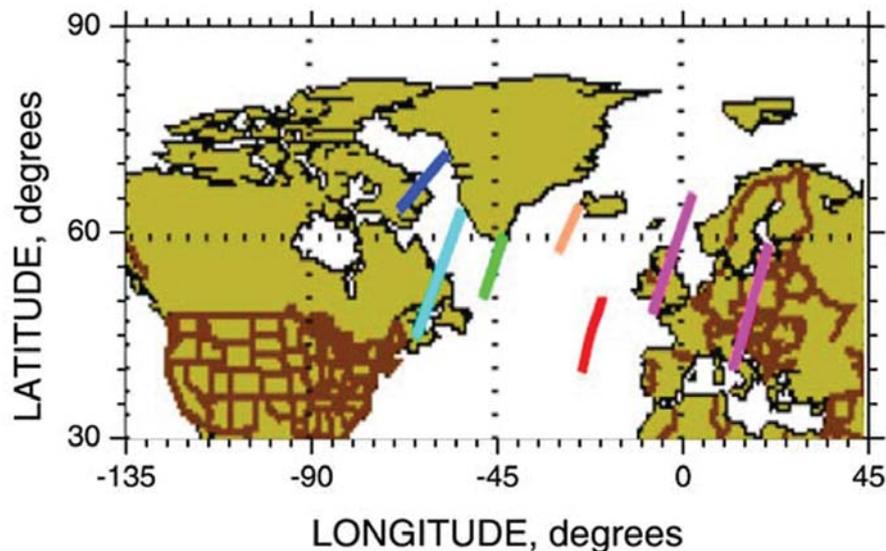
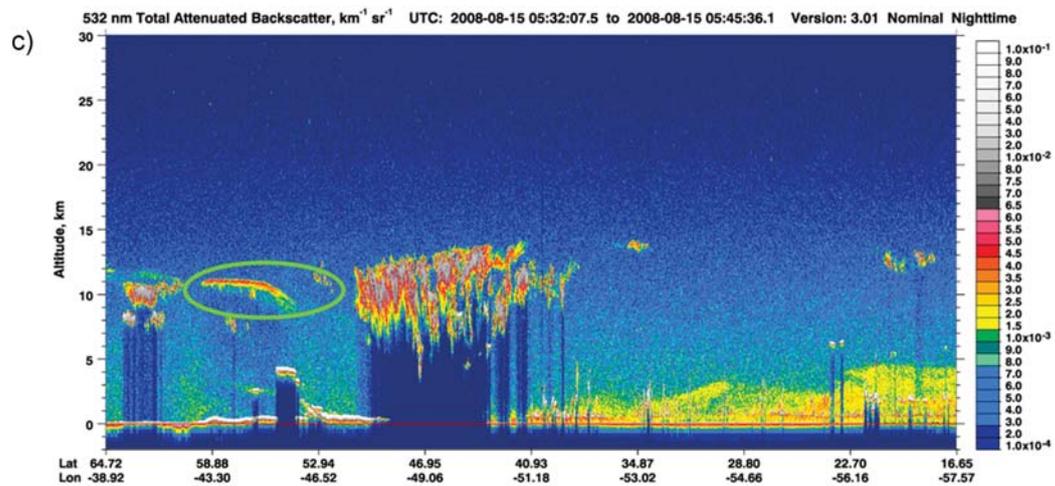
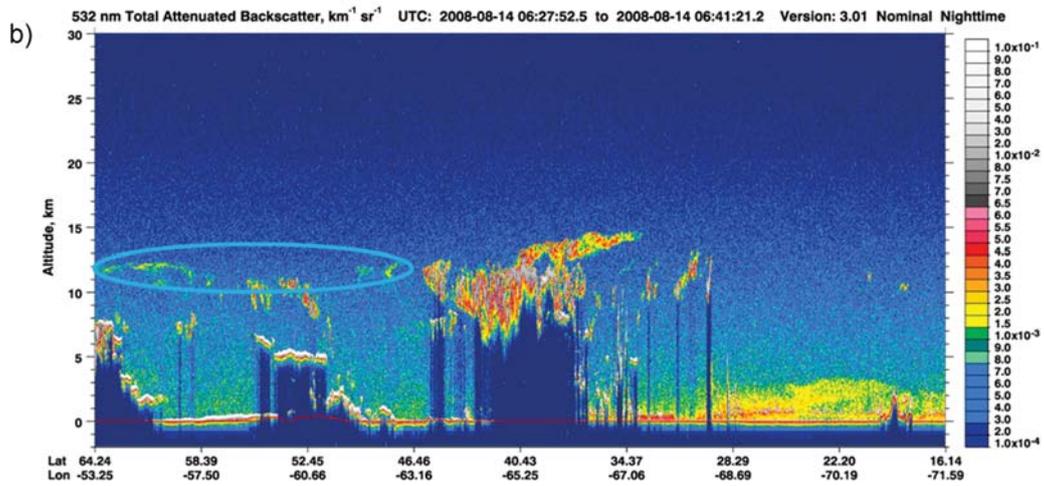
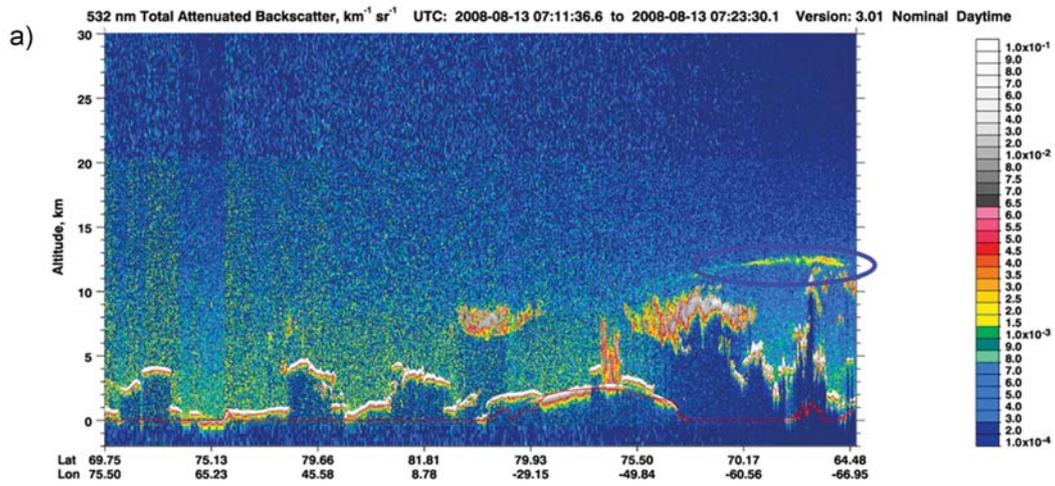
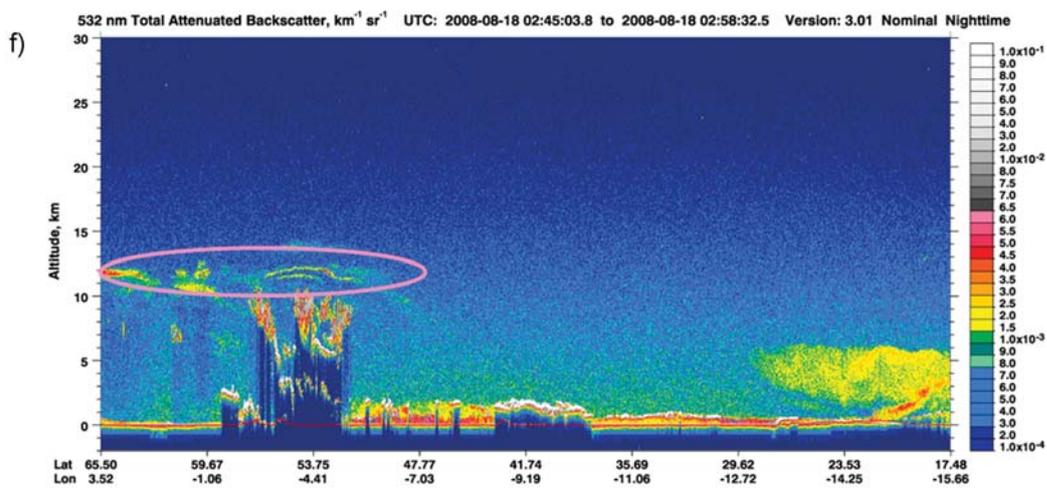
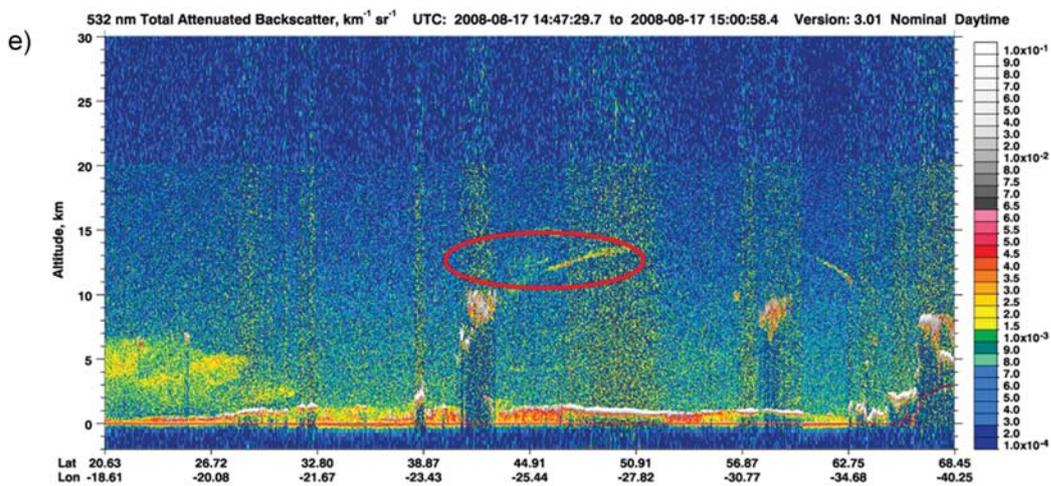
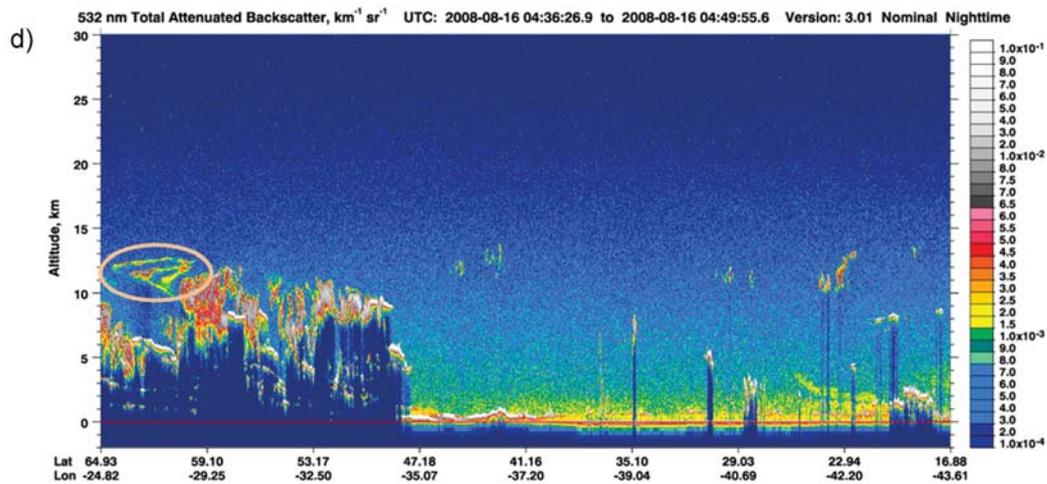


Abbildung 4.11: Transport der Staubwolke nach dem Ausbruch des Kasatochi aus Aufnahmen von CALIOP. Die farbigen Linien zeigen die Abschnitte der Überflüge an, bei denen Aerosolschichten der Kasatochi-Eruption zu sehen sind. Die Farben kennzeichnen dabei die einzelnen Messtage vom 13. (blau) bis 18.08.08 (magenta) (Abbildung aus *Mattis et al.* [2009]).





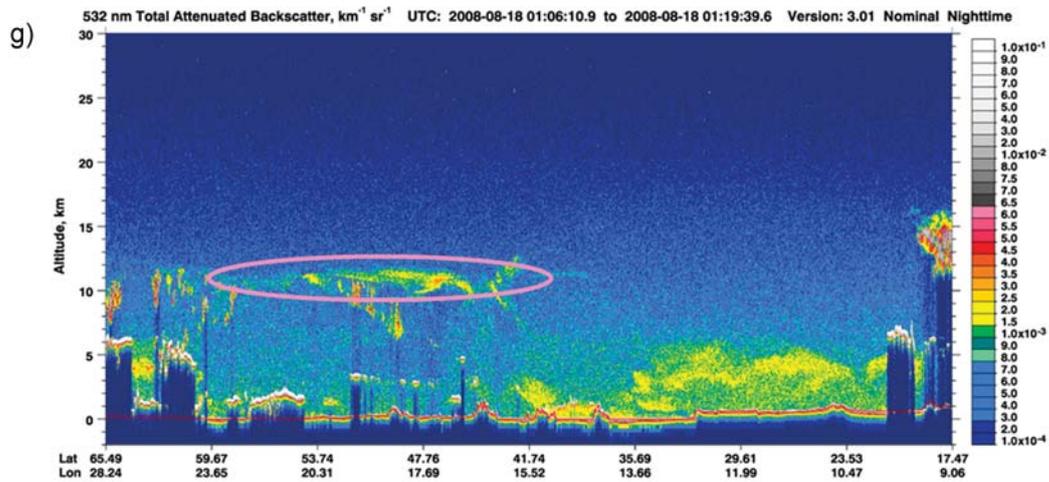


Abbildung 4.12: Entfernungskorrigiertes Signal bei 532 nm des Lidars CALIOP des Satelliten CALIPSO [http://www-calipso.larc.nasa.gov/products/lidar/browse_images, 04.04.2011]. a) 13.08.08; b) 14.08.08; c) 15.08.08; d) 16.08.08; e) 17.08.08 f) 18.08.08; g) 18.08.08. Die den Farben zugehörigen Aerosolschichten entsprechen den Farben der bei Überflügen aus Abb. 4.11 erkannten Aerosolschichten.

Ein weiteres Beispiel für vulkanisches Aerosol in der mitteleuropäischen Atmosphäre stammt ebenfalls aus dem bereits genannten eineinhalbjährigen Zeitraum. Es handelt sich um die Messung vom 31.03.2009, 19:36–01:06 UTC. Die im Vertikalprofil (Abbildung 4.13) identifizierten Aerosolschichten sind auf den Ausbruch des Mt. Redoubt (60.49°N , 152.74°W) zurückzuführen. Dieser mit Gletschern bedeckte Vulkan ist mit 3108 m der höchste Berg der Aleutenkette und liegt im Süden der Halbinsel Alaska. Er brach im Zeitraum vom 23. März bis 6. April 2009 mehrmals aus und beförderte vulkanisches Aerosol bis in 19.8 km Höhe, also bis weit in die Stratosphäre hinein. Im Satellitenbild (Abbildung 4.14) des Satelliten Aqua MODIS (**M**oderate Resolution **I**maging **S**pectrometer) vom 24.03.09 ist deutlich die Rauchfahne des ausbrechenden Vulkans zu erkennen, wie sie sich in Richtung Südwest ausbreitet (siehe roter Pfeil).

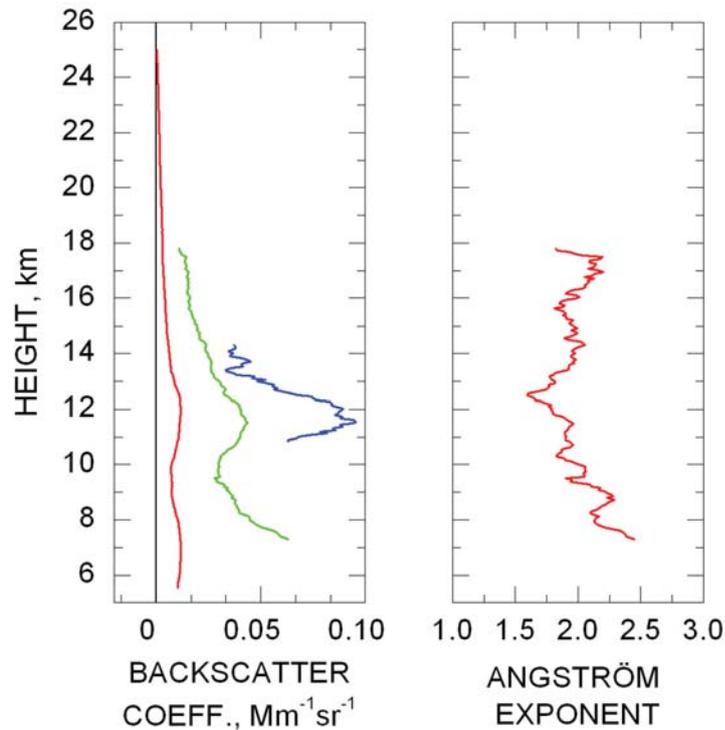


Abbildung 4.13: Partikelrückstreuungskoeffizient (links) in $\text{Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ von 355 nm (blau), 532 nm (grün) und 1064 nm (rot) und Ångström-Exponent (rechts) aus den Rückstreuungskoeffizienten von 1064 und 532 nm. Die Messung wurde am 31.03.2009, 19:36–01:06 UTC durchgeführt. Das Integral des Rückstreuungskoeffizienten bei 1064 nm beträgt $6.63 \text{E-}5 \text{sr}^{-1}$ im Höhenabschnitt 10–14 km. Die Tropopause liegt bei 10.9 km.

Das Vertikalprofil in Abbildung 4.13 zeigt zwei Aerosolschichten, eine in 6–9 km und die zweite in 10–14 km Höhe, beide mit einem Maximum von etwa $0.01 \text{Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ für 1064 nm. Die Maximalwerte für die obere Schicht betragen für 355 nm $0.08 \text{Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ und für 532 nm $0.04 \text{Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$. Der aus den Rückstreuungskoeffizienten von 1064 und 532 nm berechnete Ångström-Exponent beschreibt die Wellenlängenabhängigkeit des Partikel-Rückstreuungskoeffizienten und ist umgekehrt proportional zum Partikelradius. Der für dieses Beispiel vorliegende Ångström-Exponent liegt bei ca. 2 und stellt einen hohen Wert dar. Demzufolge handelt es sich um sehr kleine Partikel.

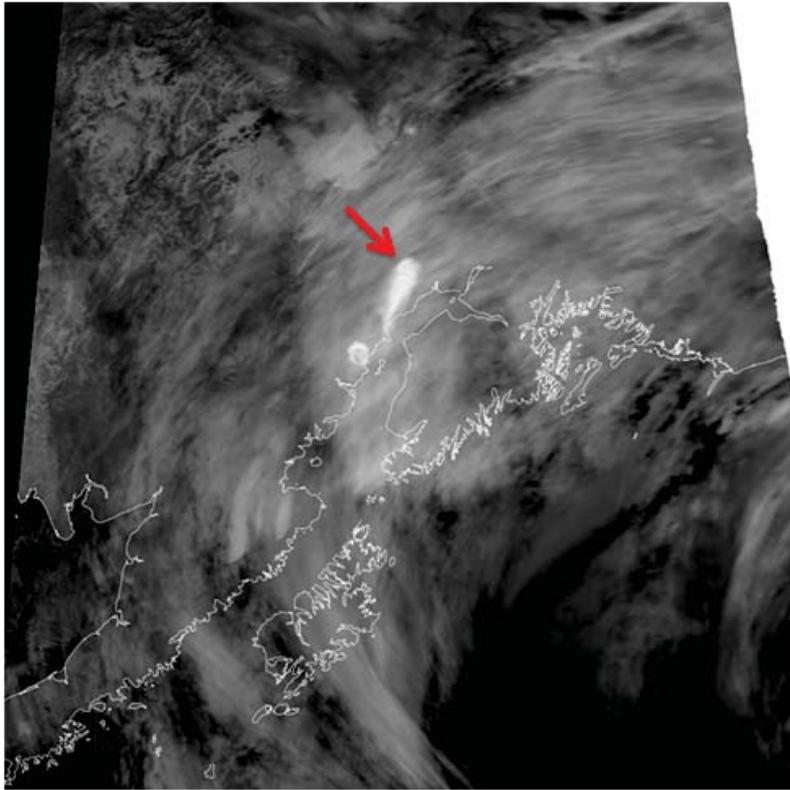


Abbildung 4.14: Infrarot–Aufnahme von MODIS Aqua vom 24.03.2009. Der rote Pfeil zeigt auf den Standort des Vulkans Redoubt, dessen Aschewolke (weiß) sich nach Südwesten ausbreitet [http://earthobservatory.nasa.gov/images/imagerecords/37000/37615/redoubt_tmo_2009082_lrg.jpg, 04.04.2011].

Die Tropopausenhöhe beträgt etwa 10.9 km (Radiosondendaten vom 31.03.09, 12UTC der Station Lindenberg). Demnach liegt die obere Schicht im Bereich der Tropopause und unteren Stratosphäre, die untere Schicht in der freien Troposphäre. Veranschaulicht ist dies zudem in Abbildung 4.15, dem entfernungskorrigierten Signal bei 1064 nm. Vor allem die Schicht in etwa 11 km Höhe hebt sich deutlich vom Hintergrund ab.

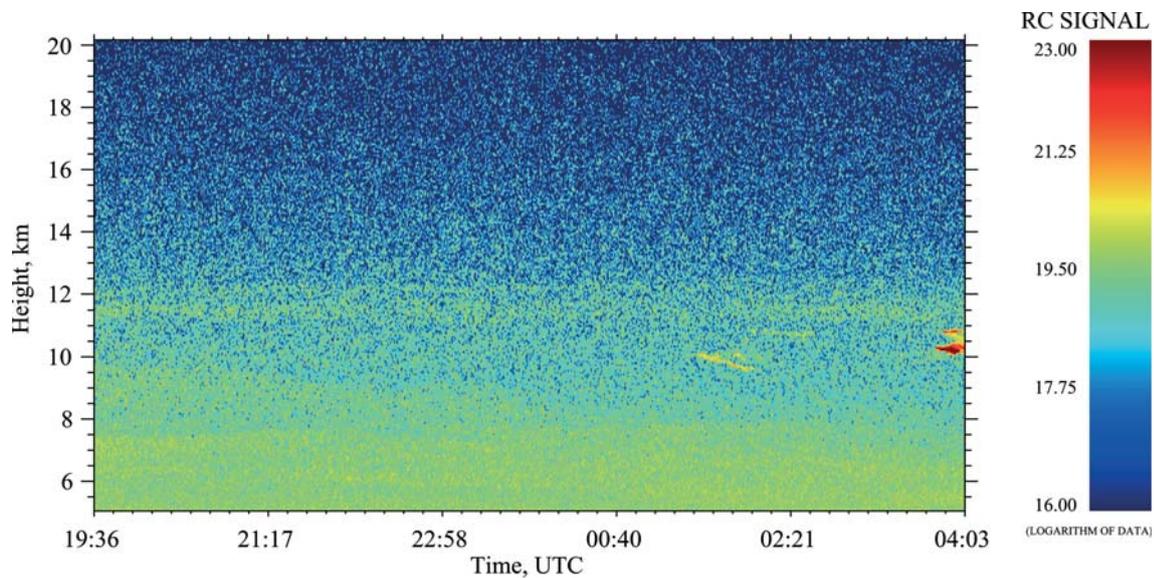


Abbildung 4.15: Wie Abbildung 4.7, Messung vom 31.03.2009, 19:36–04:03 UTC.

Zur genauen Untersuchung der Herkunft des Aerosols wurden mit dem Modell FLEXPART Simulationen vorwärts und rückwärts in der Zeit berechnet und in den Abbildungen 4.16 und 4.17 dargestellt. In der Vorwärts-Simulation (Abbildung 4.16) ist die Verweildauer des Aerosols in der entsprechenden Höhe über Leipzig zu sehen, woraus man die Ankunft des Vulkanaerosols auf den 27. März datieren kann, also vier Tage nach dem ersten Ausbruch des Mt. Redoubt. Am 31.03.09 ist die Schicht bei 10 bis 14 km Höhe auch hier anhand der rötlichen Färbung zu erkennen. Diese stratosphärische Schicht ist demzufolge auf den Ausbruch des Vulkans Redoubt zurückzuführen.

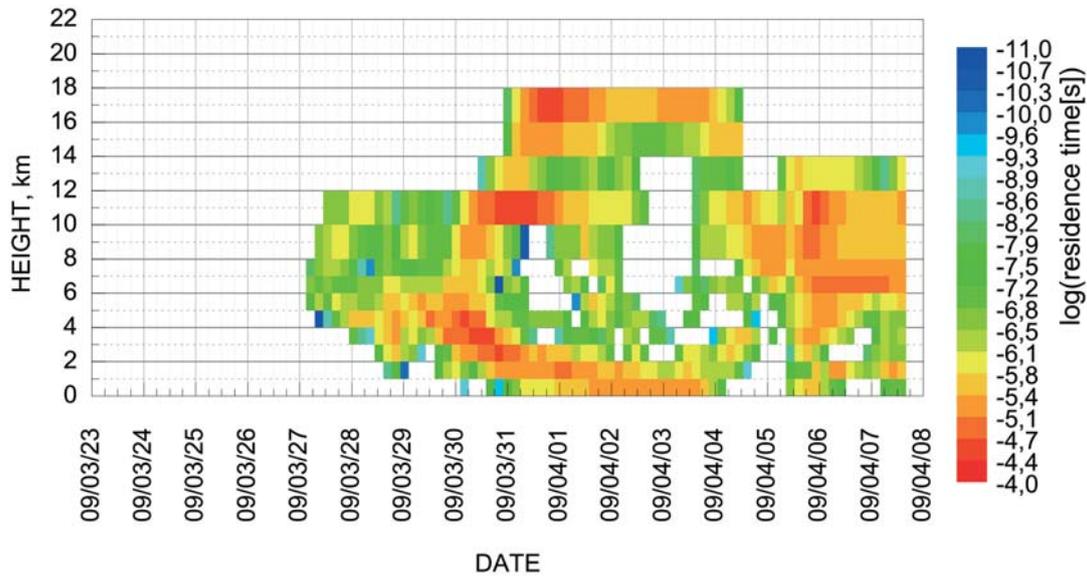


Abbildung 4.16: wie Abbildung 4.9. Der Simulationsstart ist am 23.03.2009, der erste Tag der Eruptionen des Mt. Redoubt.

Das bestätigt auch der in Abbildung 4.17 (oben) simulierte Transport rückwärts in der Zeit von Leipzig ausgehend. Im Höhenbereich der unteren Schicht, zwischen 6 und 9 km, ist jedoch laut FLEXPART-Vorwärts-Simulation kein oder nur wenig Vulkanaerosol des Redoubt zu verzeichnen. Diese Schicht muss also einen anderen Ursprung haben. Es könnte sich dabei zum Beispiel um anthropogene Verschmutzung von der Ostküste Nordamerikas handeln, da die FLEXPART-Simulationen (Abb. 4.17) zeigen, dass sich die meisten Luftpakete über dieser Region in einem Höhenbereich zwischen 0 und 2 km, also bodennah, aufgehalten haben. Ähnliche Aufenthaltswahrscheinlichkeiten werden auch für den nördlichen Atlantik und Nord-West-Afrika gezeigt. Der hohe Ängström-Exponent von etwa 2 (siehe Abbildung 4.13) ist jedoch typisch für anthropogene Verschmutzung und nicht für marines Aerosol [Müller und Mattis, 2006].

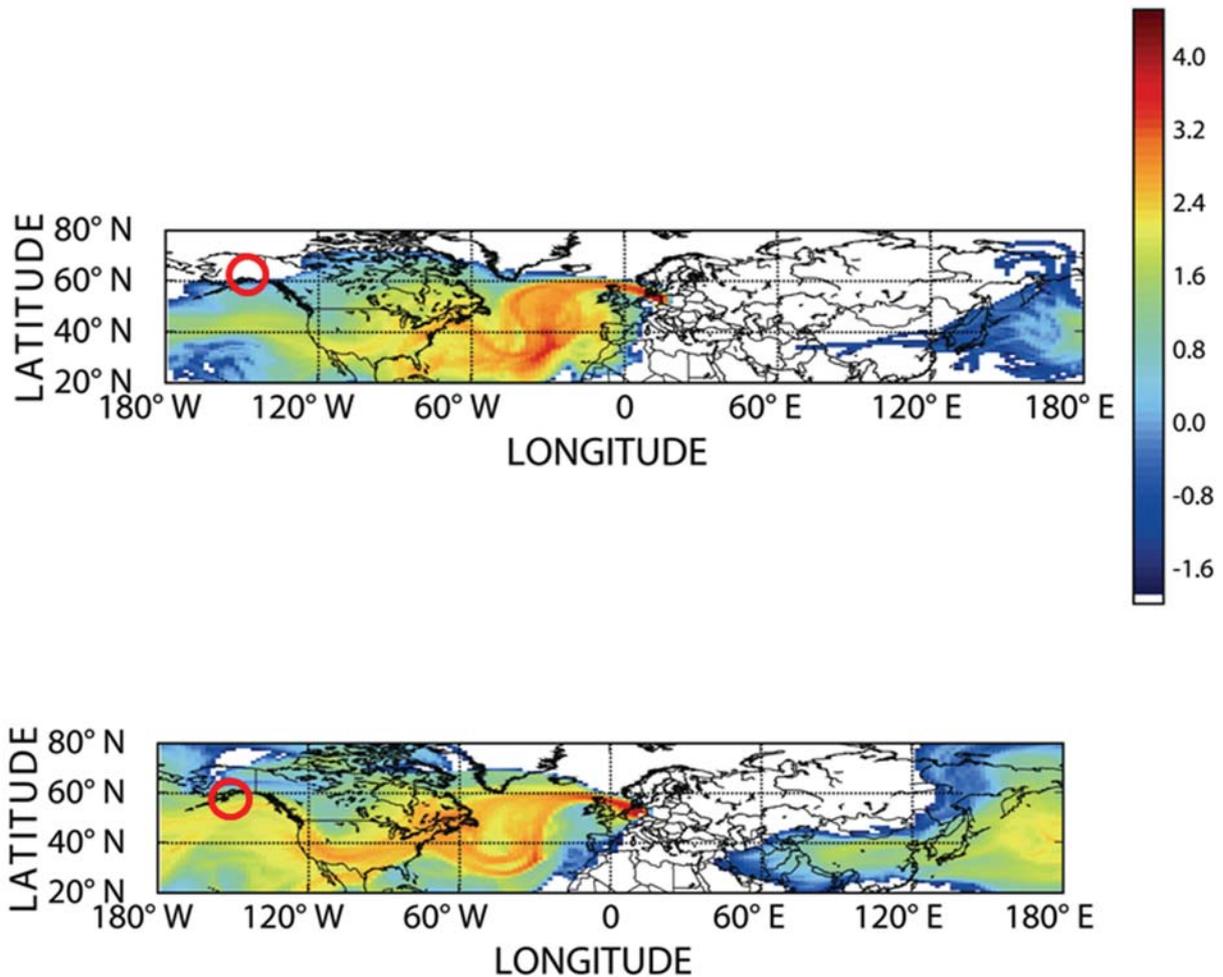


Abbildung 4.17: Rückwärts-Simulation (10 Tage) mit FLEXPART zur Quellenbestimmung der über Leipzig am 31.03.2009 detektierten Aerosolschicht aus Abb. 4.13. Die Starthöhe der Luftpakete liegt im Bereich der Aerosolschicht (oben: 6–10 km, unten: 10–13 km). Die Ankuftshöhe beträgt 0 bis 30 km. Die Farbskala entspricht dem Logarithmus der aufsummierten Verweildauer aller Luftpakete, die eine Gitterzelle zwischen 0 und 20 km Höhe überqueren.

4.2.2 Waldbrand

Nord–Amerika ist eine wichtige Quellregion für den Transport von Aerosolpartikeln über weite Entfernungen nach Mitteleuropa. Waldbrandaerosol trägt laut *Wandinger et al.* [2002]; *Mattis et al.* [2003] neben Saharastaub und anthropogen verursachter Verschmutzung am häufigsten zur Staubbelastung der freien Troposphäre bei. Die hohe Temperatur und niedrige relative Feuchte im Sommer in Nord–Amerika verursachen ein Maximum solcher Transportereignisse in den Sommermonaten. Dementsprechend stammen die beiden nun folgenden Beispiele für Waldbrandaerosol über Mitteleuropa aus dem Sommer der Jahre 2002 und 2003.

Bei dem ersten Fall handelt es sich um die Messung am 24.06.2002, 20:04–21:33 UTC. Im entfernungskorrigierten Signal bei 1064 nm in Abbildung 4.18 lässt sich zwischen 10 und 11 km deutlich eine Schicht erkennen (gelb gefärbt). Das Vertikalprofil des Partikelrückstreukoeffizienten (Abbildung 4.19) zeigt in einer Höhe von etwa 9 bis 14 km einen erhöhten Wert, der ein Maximum von $0.04 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ bei 10.3 km hat.

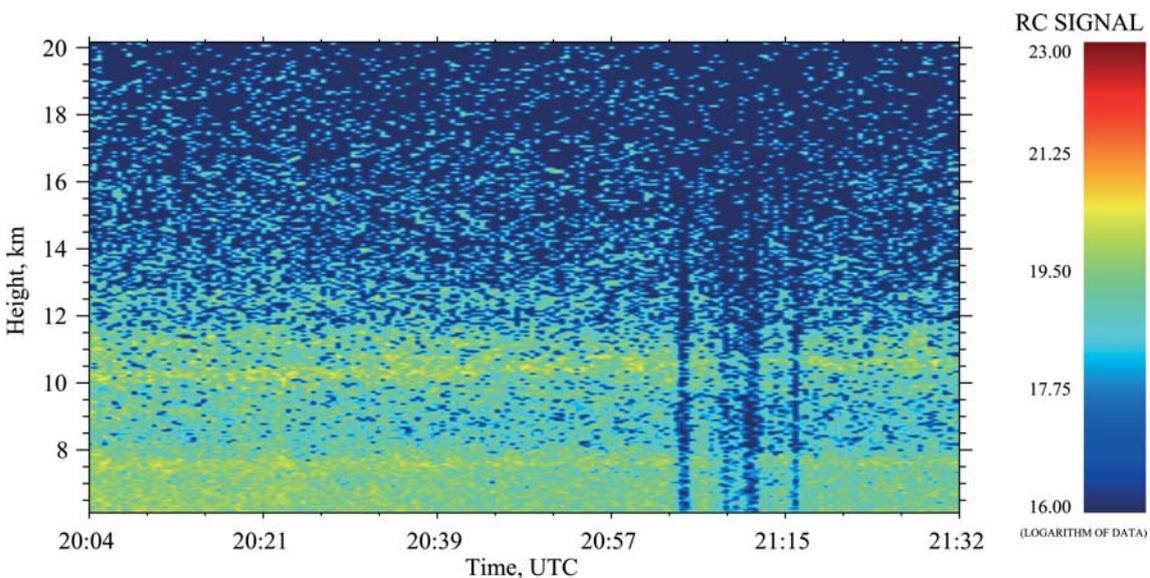


Abbildung 4.18: Wie Abbildung 4.7, Messung vom 24.06.2002, 20:04–21:32 UTC.

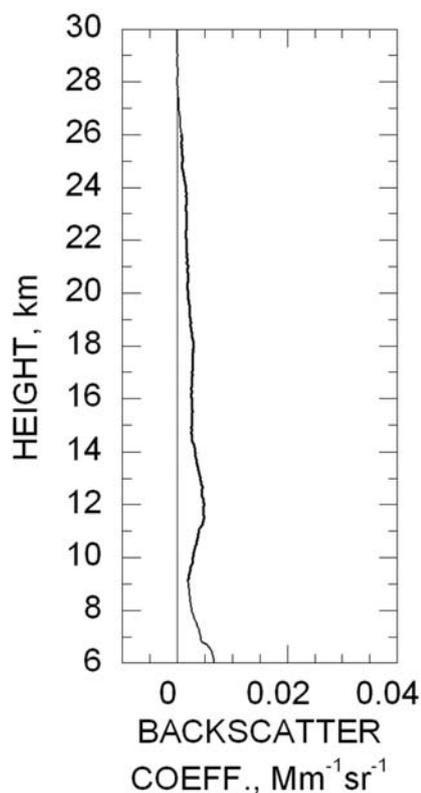


Abbildung 4.19: Partikelrückstreukoeffizient bei 1064 nm der Messung am 24.06.2002, 20:04–21:33 UTC. Das Integral des Rückstreukoeffizienten beträgt $1.24 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$. Die Tropopause liegt bei 10.4 km.

Zur Bestimmung der Aerosolquelle wurde hier das Modell HYSPLIT verwendet. Dabei wird mittels der Lagrange-Methode der horizontale und vertikale Transport einzelner Luftpakete simuliert. Als Ausgangspunkt der Rückwärts-Trajektorien wurde der Standort des Lidars MARTHA (51.3° N , 12.4° E) gewählt und als Ausgangshöhen 11 km, 16 km und 20 km gewählt, wobei in 11 km Höhe dabei der größte Aerosolgehalt zu verzeichnen ist (siehe Abb. 4.18). Die berechnete Trajektorie mit der Starthöhe 11 km führt über den Nordatlantik und überquert dann das nordamerikanische Festland. Nach monatelanger Trockenheit wüteten zahlreiche Waldbrände in den mittleren und westlichen Bundesstaaten der USA, die für dieses Fallbeispiel als Aerosolquellen ausgemacht werden können.

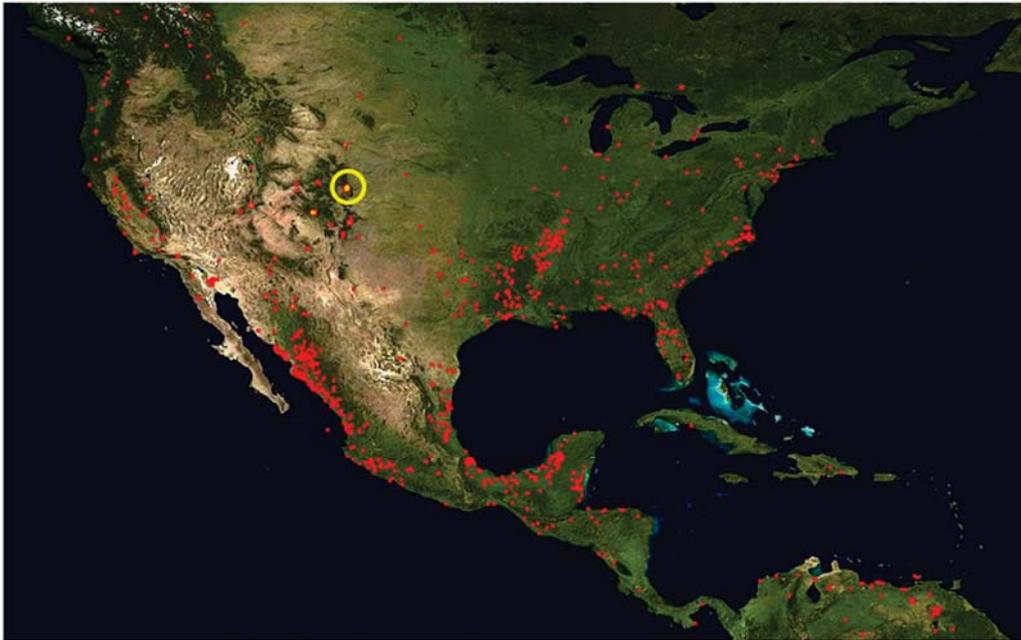


Abbildung 4.21: Mit MODIS ermittelte Verteilung und Häufigkeit von Bränden in den USA und Mexiko vom 10.06.–19.06.02. Der gelbe Kreis markiert das „Hayman–Feuer“ [<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/firemaps/>, 04.04.2011].

Ein weiteres Hilfsmittel zur Bestimmung der Aerosolquellen ist das globale Aerosolmodell NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System). In Abbildung 4.23 ist das Mischungsverhältnis ($\mu\text{g m}^{-3}$) zwischen Verbrennungsaerosol (Smoke) und Luft an der Erdoberfläche dargestellt und zeigt zum Beispiel für den Bereich des „Hayman–Feuers“ (40°N , 105°W) stark erhöhte Werte, wie auch für weitere Bereiche im Südwesten und an der Westküste der USA. Der hier gewählte 20. Juni liegt in dem Zeitfenster, in dem die mit HYSPLIT bei 11 km Starthöhe simulierte Trajektorie diesen Bereich in einer Höhe von ca. 6 km überquerte. Solch starke Feuer können Pyro–Cumulonimben (kurz Pyro–Cb) auslösen. Die dabei durch sehr große Hitze ausgelöste Konvektion kann Aerosol zum Teil bis in die Stratosphäre eintragen. Auch zu den hier erwähnten Feuern wurden Pyro–Cb beobachtet [Fromm *et al.*, 2010].

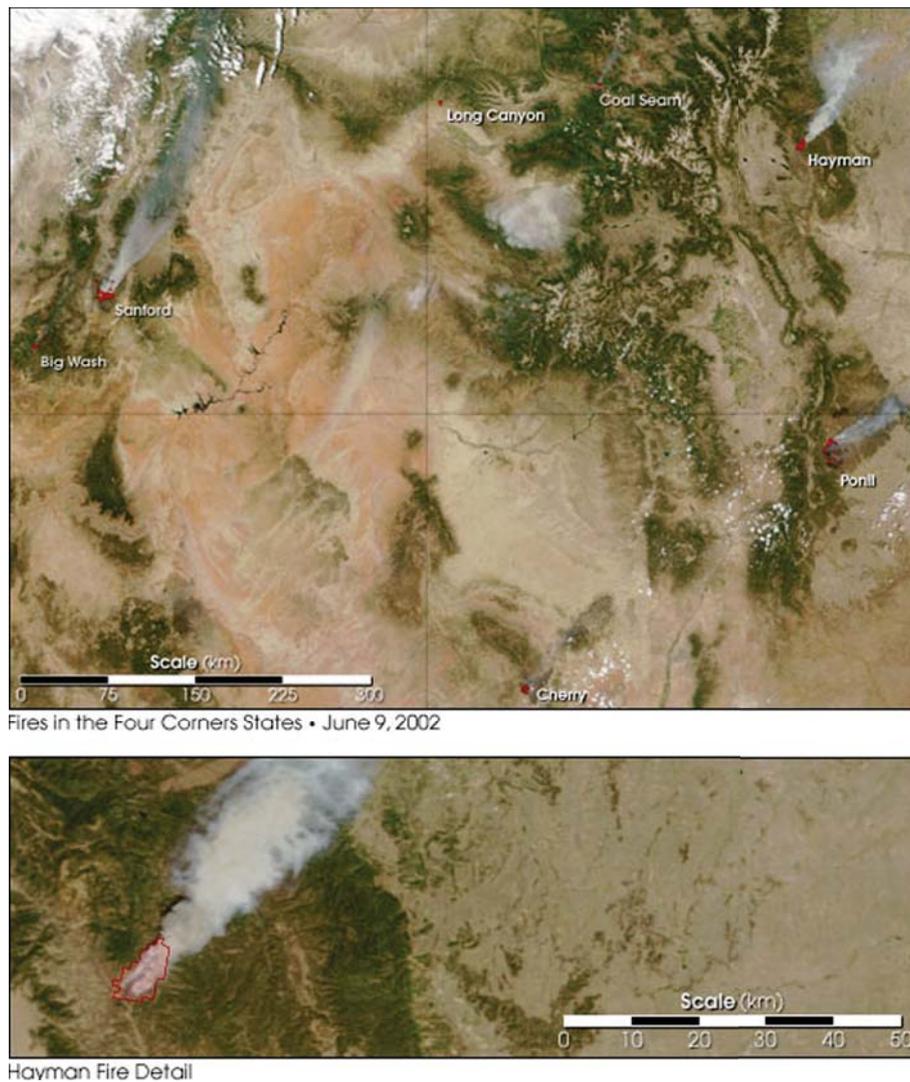


Abbildung 4.22: Mit MODIS Terra aufgenommenes Satellitenbild vom 09.06.02 [<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/>, 04.04.2011].

Ein weiterer Fall von Waldbrandaerosol im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre über Leipzig ist in der Messung vom 07.08.2003, 20:08–21:09 UTC, zu sehen. Sowohl im entfernungskorrigierten Signal in Abbildung 4.24, als auch im Vertikalprofil des Partikel-Rückstreuoeffizienten (Abbildung 4.25) ist von etwa 7 bis 16 km eine Aerosolschicht zu erkennen, mit einem Maximalwert von etwa $0.04 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ in 9 km Höhe.

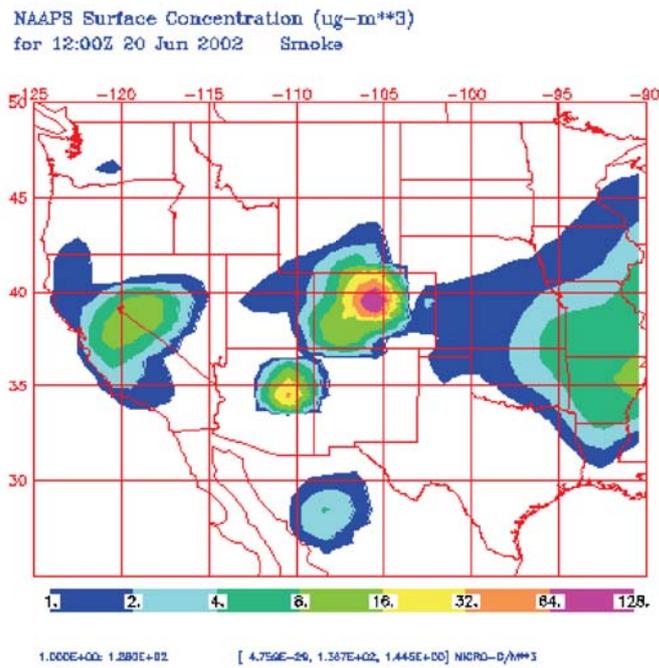


Abbildung 4.23: Mischungsverhältnis ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) zwischen Verbrennungsaerosol und Luft an der Erdoberfläche am 20.06.02 des Aerosolmodells NAAPS [<http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>, 04.04.2011].

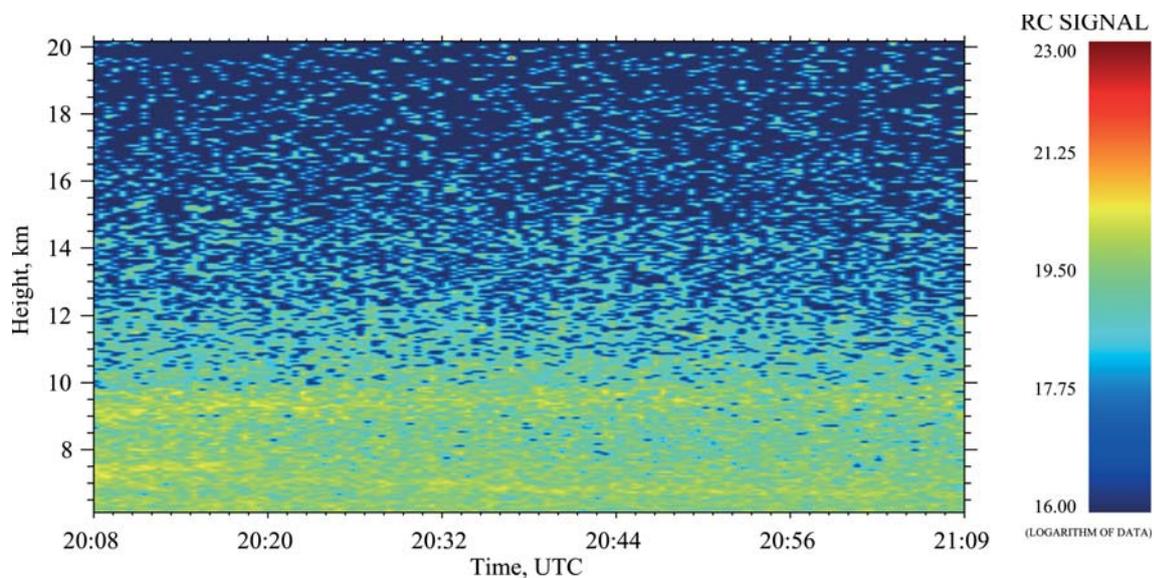


Abbildung 4.24: Wie Abbildung 4.7, Messung vom 07.08.2003, 20:08–21:09 UTC.

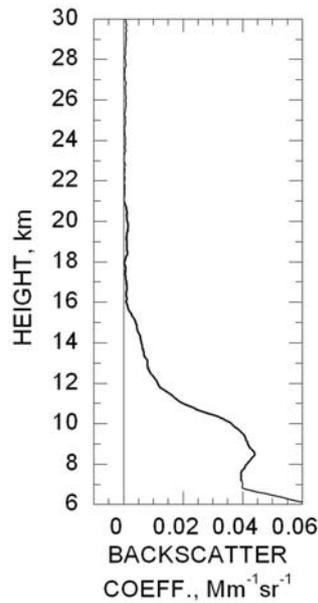


Abbildung 4.25: Partikel-Rückstreukoeffizient bei 1064 nm der Messung am 07.08.2003, 20:08–21:09 UTC. Das Integral des Rückstrukoeffizienten beträgt $1.89 \text{E-}4 \text{sr}^{-1}$ für den Höhenabschnitt 7–16 km. Die Tropopause liegt bei 11.1 km.

Die mit HYSPLIT simulierte Rückwärts-Trajektorie (Abbildung 4.26) mit einer Ausgangshöhe über Leipzig von 9.2 km führt wie im vorangegangenen Fall westwärts über den Atlantik und überquert dann das kanadische Festland. Sie startet zum Zeitpunkt der Messung, am 07.08.2003 um 21 UTC, und befindet sich um den 03.08.03 über Westkanada. Zur weiteren Analyse der Herkunft des Aerosols wurden Karten des „Canadian Wildland Fire Information System“ hinzugezogen (Abbildung 4.27). Hier sind sogenannte Hotspots für die Region Kanada dargestellt. Als Hotspots werden mit dem Satelliten beobachtete Bildpunkte bezeichnet, die eine hohe Intensität infraroter Strahlung aufweisen, die typisch für brennende Vegetation ist. Dabei entspricht ein Hotspot (roter oder violetter Punkt in der Karte) einem Feuer, bzw. können mehrere nahe beieinander liegende ein großes Feuergebiet anzeigen. Der Karte zufolge gab es also in mittleren und südwestlichen Regionen Kanadas mehrere Waldbrände, die sich auch über größere Gebiete erstreckten. Dies zeigen ebenfalls die erhöhten Werte in der NAAPS-Karte in Abbildung 4.28 an.

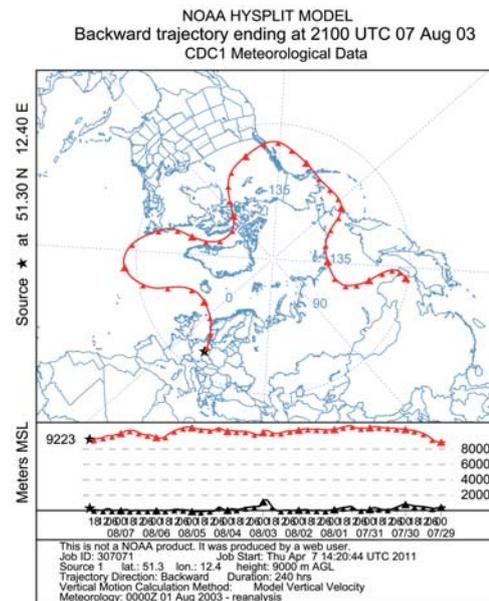


Abbildung 4.26: Mit HYSPLIT simulierte Rückwärts-Trajektorie vom 07.08.–28.07.03. Die Starthöhe beträgt 9.2 km. Die schwarze Linie zeigt die Orographie an [<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>, 04.04.2011].

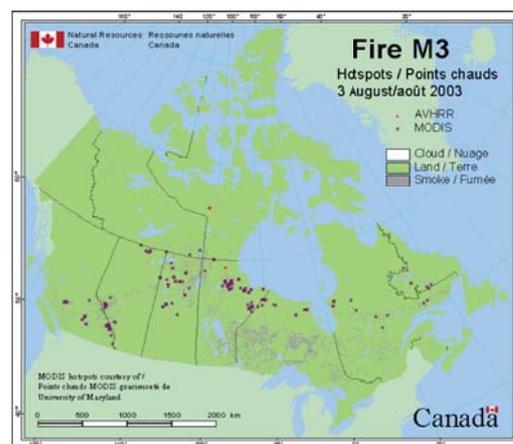


Abbildung 4.27: Karte des „Canadian Wildland Fire Information System“ vom 03.08.03 mit durch Satellitenaufnahmen identifizierten Hotspots, Bildpunkte mit hoher Intensität infraroter Strahlung, die auf brennende Vegetation hindeuten [http://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/en_CA/fm3maps/tri, 04.04.2011].

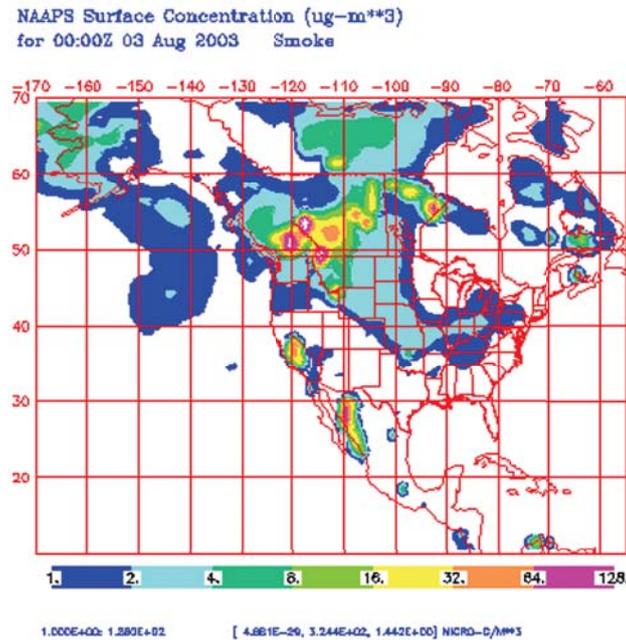


Abbildung 4.28: Mischungsverhältnis ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) zwischen Verbrennungsaerosol und Luft an der Erdoberfläche am 03.08.03 des Aerosolmodells NAAPS [<http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>, 04.04.2011].

4.2.3 Saharastaub

Verglichen mit dem aus Nord–Amerika stammenden Aerosoleintrag hat Saharastaub einen deutlich geringeren Einfluss auf die hier betrachteten Schichten im Höhenbereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre [Mattis *et al.*, 2008a]. In diesem Abschnitt wird eine Beispielmessung vorgestellt, die die Besonderheit aufweist, dass in diesem Fall das Wüstenstaubaerosol besonders hoch in die freie Troposphäre gelangen und transportiert werden konnte.

Es handelt sich dabei um die Messung vom 13. April 2009, 19:05–21:07 UTC. Abbildungen 4.29 und 4.30 zeigen in einer Höhe von 7 bis 12 km eine Aerosolschicht. In Abbildung 4.30 ist zur weiteren Charakterisierung der Aerosolpartikel das Partikel–Depolarisationsverhältnis dargestellt. Darunter versteht man das Verhältnis zwischen senkrecht und parallel polarisiertem Licht. Die vom Lidar ausgesendete elektromagnetische Strahlung ist parallel polarisiert und wird während des Streuprozesses zum Teil depolarisiert, d.h. ein Teil der gestreuten Strahlung ist senkrecht

polarisiert. Wie hoch der Anteil des senkrecht polarisierten Lichts ist, hängt von den jeweiligen Eigenschaften des Streupartikels ab. Im Fall von Wüstenstaub in der freien Atmosphäre ergibt sich laut *Müller et al.* [2007] ein Wert zwischen 0.1 und 0.25, also 10–25 %. Für die Quellregion des Aerosols ergibt sich ein höherer Wert (hier: 0.3–0.35), da während des Transport durch die Atmosphäre die größeren Partikel ausfallen, die auch gleichzeitig eine höhere Depolarisation erzeugen. Für das hier besprochene Fallbeispiel wurde ein Partikel–Depolarisationsverhältnis von bis zu 0.25 ermittelt. Dies lässt darauf schließen, dass es sich hierbei um Wüstenstaubaerosol handelt, das auf Grund seiner großen Höhe ohne chemische Alterung oder Kontakt mit anthropogener Verschmutzung bis nach Mitteleuropa transportiert werden konnte.

Dass es sich dabei um Saharastaub handelt, kann man zum einen daraus folgern, dass dies die naheliegendste Quelle ist, zum anderen kann man das regionale Staubmodell DREAM (**D**ust **R**Egional **A**tmospheric **M**odel) hinzuziehen. Es gibt eine Vorhersage zum Lebenslauf des (erodierten) Wüstenstaubs innerhalb der Atmosphäre. In Abbildung 4.31 ist das von DREAM simulierte Vertikalprofil für den Standort Leipzig dargestellt, in dem die Partikelkonzentration ($\mu\text{g m}^{-3}$) angezeigt wird. Demnach ist in einer Höhe zwischen 8 und 11 km eine erhöhte Konzentration zu sehen, dessen Höhe mit der im Vertikalprofil des Rückstreuungskoeffizienten ermittelten Aerosolschicht (Abb. 4.30) etwa übereinstimmt.

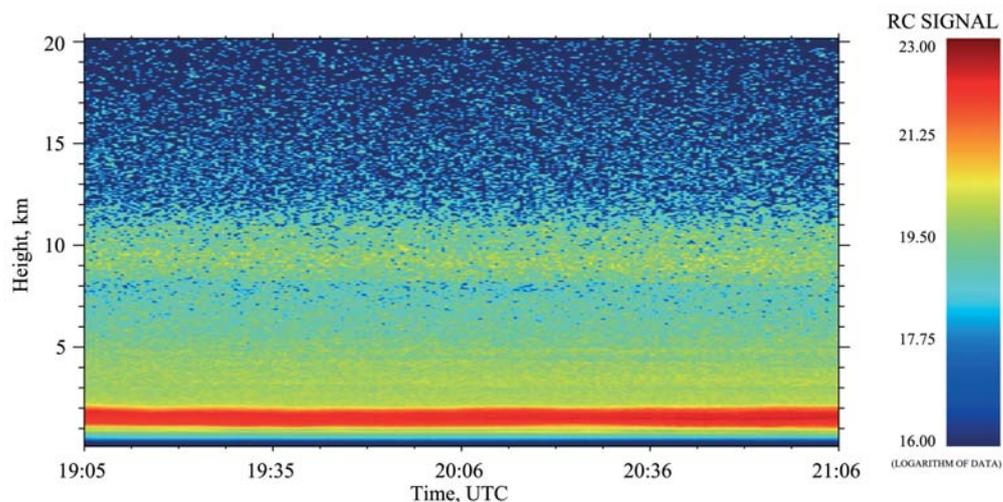


Abbildung 4.29: Wie Abbildung 4.7, Messung vom 13.04.2009, 19:05–21:06 UTC.

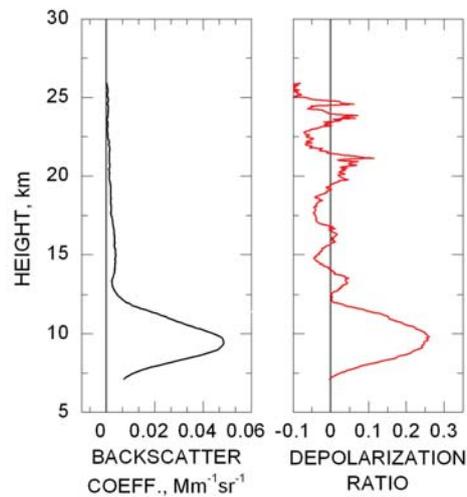


Abbildung 4.30: Links: Partikel-Rückstreuoeffizient bei 1064 nm. Rechts: Partikel-Depolarisationsverhältnis. Die Messung fand am 13.04.2009, 19:05–21:07 UTC statt. Das Integral des Rückstreuoeffizienten beträgt $1.45 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$ für den Höhenabschnitt 7–12 km. Die Tropopause liegt bei 10.7 km.

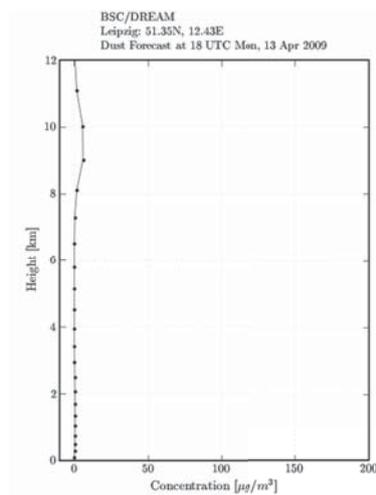


Abbildung 4.31: Simulation des Vertikalprofils der Partikelkonzentration ($\mu\text{g m}^{-3}$) über Leipzig mit DREAM [<http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/>, 04.04.2011].

4.2.4 Hintergrundbedingung

Während der Messperiode von 2000 bis 2009 war die Atmosphäre nicht immer mit Aerosol von Vulkanausbrüchen, Saharastaubausbrüchen oder Waldbränden verschmutzt. Abschließend soll nun ein Fallbeispiel für eine nahezu von Aerosolpartikeln unbelastete Atmosphäre vorgestellt werden. Dabei handelt es sich um die Messung vom 14.01.2002, 17:40–18:40 UTC. Sowohl im Vertikalprofil des Partikelrückstreukoeffizienten (Abbildung 4.32) als auch im entfernungskorrigierten Signal bei 1064 nm (Abbildung 4.33) ist keine Aerosolschicht auszumachen. Die Werte für β erreichen dabei lediglich Werte von maximal $0.005 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, also etwa eine Größenordnung geringer als beispielsweise während vulkanisch aktiver Phasen. Die geringe Menge Aerosol, die trotzdem vorhanden ist und detektiert wurde, zeigt das Hintergrundaerosol an.

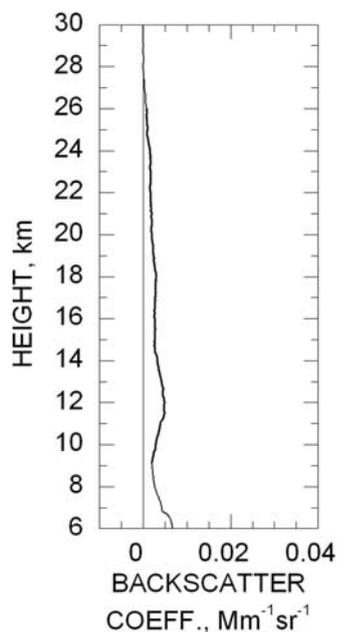


Abbildung 4.32: Partikelrückstreukoeffizient über Leipzig bei 1064 nm der Messung am 14.01.2002, 17:40–18:40 UTC. Das Integral des Rückstreukoeffizienten beträgt $4.25 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$ für den Höhenabschnitt 9–26 km. Die Tropopause liegt bei 10.8 km.

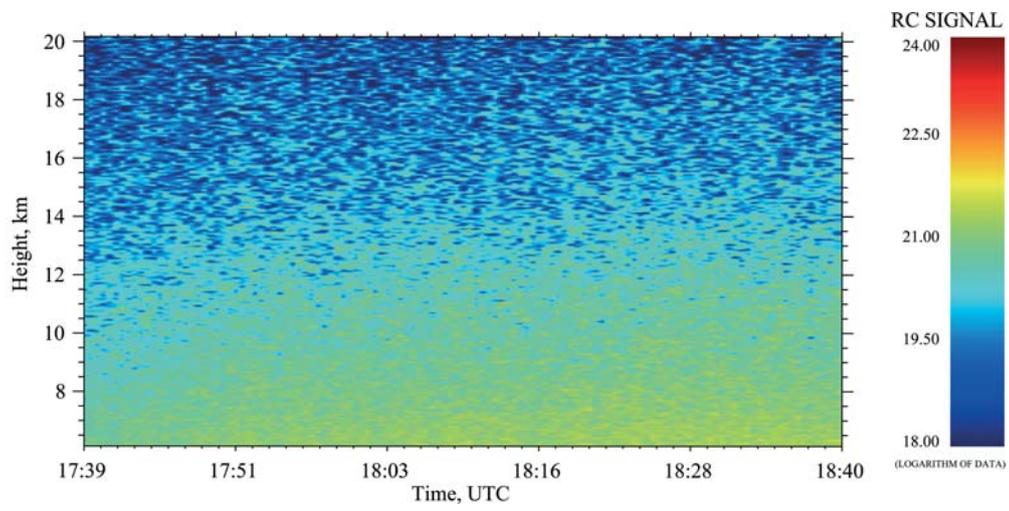


Abbildung 4.33: Wie Abbildung 4.7, Messung vom 14.01.2002, 17:39–18:40 UTC.

Kapitel 5

Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Messungen des Mehrwellenlängen-Ramanlidars MARTHA über einen Zeitraum von 10 Jahren (2000–2009) bezüglich Aerosolschichten in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre ausgewertet. Dabei wurden die Messungen über den kompletten Messzeitraum betrachtet als auch einzelne Fallbeispiele und deren unterschiedliche Aerosolquellen beschrieben. Bestimmt wurden dazu die Vertikalprofile des Partikel-Rückstreuoeffizienten bei 1064 nm. Anhand eines erhöhten Rückstreuoeffizienten können Aerosolschichten identifiziert werden. Zur Charakterisierung eines Langzeittrends sowie jahreszeitlichen Schwankungen des Aerosolgehalts wurden das Integral des Rückstreuoeffizienten und die optische Dicke betrachtet.

Die Herkunft der Aerosolschichten wurde unterteilt in vulkanisches Aerosol, Aerosol von Waldbränden und Saharastaub. Diese stellen die Hauptquellen des Aerosols in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre über Mitteleuropa dar, wie es auch in *Mattis et al.* [2008b] beschrieben wurde. Für die hier vorliegende Arbeit wurden 203 der insgesamt 731 Messtage von Januar 2000 bis Dezember 2009 ausgewertet. Davon konnten 42 Fälle Vulkaneruptionen, 11 Saharastaubausbrüchen und 7 Waldbrandereignissen zugeordnet werden.

Zur Bestimmung der Aerosolquellen für die ermittelten Schichten über Leipzig wurden unterschiedliche Hilfsmittel verwendet. Dazu gehören neben den Transportmodellen FLEXPART und HYSPLIT das Aerosolmodell NAAPS, das regionale Staubmodell DREAM, die Satellitenaufnahmen mit CALIOP und MODIS sowie Internet-Recherchen über z.B. aktive Vulkane oder herrschende Waldbrände.

Die hier besprochenen Vulkane befinden sich im nördlichen Teil des sogenannten „Pacific Ring of Fire“, der sich von der russischen Halbinsel Kamtschatka bis nach Alaska erstreckt. Das Aerosol von großen Waldbrandereignissen stammte aus den USA und Kanada. Als Vergleich wurde ebenfalls eine Messung mit Hintergrundbedingungen und entsprechend niedrigem Aerosolgehalt vorgestellt.

Der betrachtete Höhenabschnitt erstreckt sich von einem Kilometer oberhalb der Tropopausenhöhe bis zur Obergrenze der erkannten Aerosolschicht. Diese lag bei minimal 14.1 km und maximal 31.9 km Höhe. Im Mittel betrug sie 24.4 km. Zusätzlich wurde die Tropopausenregion einen Kilometer unterhalb bis einen Kilometer oberhalb der Tropopause betrachtet. Die Tropopause variierte im Jahresgang zwischen 6.0 und 12.8 km und lag durchschnittlich bei 11.1 km.

Zur Einschätzung möglicher Fehler bei der Auswertung der Lidarmessungen wurden die Eingabeparameter Referenzwert, Lidarverhältnis und Wahl der Radiosonde für eine Messung mit hohem Aerosolgehalt und eine mit Hintergrundbedingungen variiert. Dies zeigte, dass ein möglicherweise fehlerhafter Referenzwert den größten Einfluss auf den resultierenden Rückstreukoeffizienten ausübt. Der absolute Fehler beträgt dafür im Mittel $1\text{--}2 \text{ E-}4 \text{ sr}^{-1}$. Der relative Fehler ist besonders hoch für eine Messung bei Hintergrundbedingungen und geringem Aerosolgehalt im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre.

Die Monatsmittelwerte des integrierten Rückstreukoeffizienten während der Hintergrundperiode Januar 2000 bis Juni 2008 betragen im Mittel $5.5 \pm 4.2 \text{ E-}5 \text{ sr}^{-1}$. Die höchsten Werte wurden in der unteren Stratosphäre im Winter und zeitigen Frühjahr (Dezember–März) gemessen. In der Tropopausenregion lagen die Maxima im März bis Juni und September. In dieser Zeit war in beiden Höhenbereichen die größte Variabilität zu verzeichnen. Diese Jahresgänge können sowohl mit stratosphärischen als auch mit troposphärischen Effekten erklärt werden, die sich teilweise überlagern. Dazu zählen die stratosphärische Brewer–Dobson–Zirkulation, der Jahresgang der Tropopausenhöhe und Tropopausenfaltungen, der Aerosoltransport entlang der Frontalzone im Frühjahr und Herbst sowie troposphärische Konvektionsprozesse.

Des Weiteren wurde für die Hintergrundperiode ein Vergleich der Leipziger Messungen mit denen vom IMK–IFU Garmisch–Partenkirchen vorgenommen. Dieser und andere Langzeitmessungen [Deshler *et al.*, 2006] bestätigen, dass kein Trend des stratosphärischen Hintergrundaerosols nachgewiesen werden konnte. Auch ein Ein-

fluss der etwa zweijährigen Schwingung in der tropischen Stratosphäre konnte für das stratosphärische Hintergrundaerosol in mittleren Breiten nicht gefunden werden.

Für die hier vorliegende Arbeit wurde ein Zeitraum von 10 Jahren ausgewertet um den deutlichen Anstieg des stratosphärischen Aerosols am Ende der Dekade und den damit verbundenen großen Einfluss von vulkanischer Aktivität auf den atmosphärischen Aerosolgehalt zu zeigen. Starke, aber vereinzelte Waldbrandereignisse oder Saharastaubausbrüche haben nur einen kurzzeitigen Effekt auf den Aerosolgehalt im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre.

Signifikant hebt sich der eineinhalbjährige Zeitraum am Ende der Dekade von den vorangegangenen Jahren ab, in dem der Aerosolgehalt in der unteren Stratosphäre in den mittleren Breiten aufgrund verstärkter vulkanischer Aktivität auf das 6.5-Fache anstieg.

Literaturverzeichnis

- Ansmann, A. M. Riebesell U. Wandinger E. Weitkamp, C. and Voss W. Lahmann und W. Michaelis (1992), Combined Raman elastic-backscatter lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio, *Appl. Phys. B*, *55*, 18-28.
- Ansmann, A. F. Wagner U. Wandinger I. Mattis U. Görndorf H.-D. Dier und J. Reichardt (1996), Pinatubo aerosol and stratospheric ozone reduction: observations over central Europe, *J. Geophys. Res.*, *101*, 18775-18785.
- Ansmann, A. I. Mattis H. Jäger und U. Wandinger (1998), Stratospheric aerosol monitoring with lidar: conventional backscatter versus Raman lidar observations of Pinatubo aerosol, *Contr. Atmos. Phys.*, *71*, 213-222.
- Davies, D. S. Kumar und J. Descloitres (2004), Global fire monitoring using modis near-real-time satellite data, *GIM International*, *18*, 41-43.
- Deshler, T. R. Anderson-Sprecher H. Jäger J. Barnes D. J. Hofmann B. Clemesha D. Simonich M. Osborn und R. G. G. S. Godin-Beekmann (2006), Trends in the nonvolcanic component of stratospheric aerosol over the period 1971-2004, *J. Geophys. Res.*, *111*(D01201), doi:10.1029/2005JD006089.
- Di Girolamo, P. P. F. Ambrico A. Amodeo Antonella Boselli G. Pappalardo und N. Spinelli (1999), Aerosol observations by lidar in the nocturnal boundary layer, *Appl. Opt.*, *38*(21), 4585-4595.
- Fernald, F. G. (1984), Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, *Appl. Opt.*, *23*(5), 652-653.

- Fromm, M. D. T. Lindsey R. Servranckx G. Yue T. Trickl R. Sica P. Doucet und S. Godin-Beekmann (2010), The untold story of pyrocumulonimbus, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(9), 1193-1209, doi: 10.1175/2010BAMS3004.1.
- Giglio, L. J. Descloitres C. O. Justice und Y. J. Kaufman (2003), An enhanced contextual fire detection algorithm for modis, *Remote Sensing of Environment*, 87, 273-282.
- Hitchman, M. H. M. McKay und C. R. Trepte (1994), A climatology of stratospheric aerosols, *JGR*, 99, 689-700.
- Hofmann, D. J. und S. Solomon (1989), Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of el chichón, *J. Geophys. Res.*, 94, 5029–5041.
- Holton, J. R. und R. S. Lindzen (1972), An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(6), 1076-1080, doi:10.1175/1520-0469(1972)029<1076:AUTFTQ>2.0.CO;2.
- http://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/en_CA/fm3maps/tri (04.04.2011).
- http://earthobservatory.nasa.gov/images/imagerecords/37000/37615/redoubt_tmo_2009082_lrg.jpg (04.04.2011).
- <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/> (04.04.2011).
- <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/firemaps/> (04.04.2011).
- <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php> (04.04.2011).
- https://sites.google.com/a/nserc.und.edu/alexandra-novak/mtu-research/kasatochi_cloud (04.04.2011).
- <http://weather.uwyo.edu/upperair/africa.html> (03.04.2011).
- <http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html> (03.04.2011).
- http://www-calipso.larc.nasa.gov/products/lidar/browse_images (04.04.2011).
- <http://www.avo.alaska.edu/> (04.04.2011).

- <http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/> (04.04.2011).
- <http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/qbo/index.html> (03.04.2011).
- <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/> (04.04.2011).
- <http://www.physorg.com/news/2010-12-forging-cloud-anvils-pollution-particles.html> (03.04.2011).
- <http://www.volcano.si.edu/> (04.04.2011).
- http://www.wetter24.de/uploads/pics/Nimbus_ozone_Brewer-Dobson_circulation_NASA.jpg (03.04.2011).
- Hupfer, P. und W. Kuttler (1998), *Witterung und Klima*, B.G. Teubner Stuttgart, Leipzig.
- Jäger, H. (2005), Long-term record of lidar observations of the stratospheric aerosol layer at Garmisch-Partenkirchen, *J. Geophys. Res.*, *110*, doi:10.1029/2004JD005506.
- Jäger, H. und T. Deshler (2002), Lidar backscatter to extinction, mass and area conversions for stratospheric aerosols based on midlatitude balloonborne size distribution measurements, *Geophysical Research Letters*, *29*.
- Junge, C. E. C. W. Chagnon und J. E. Manson (1961), A world-wide stratospheric aerosol layer, *Science*, *133*, 1478-1479.
- Klett, J. D. (1981), Stable analytic inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Opt.*, *20*, 211-220.
- Kraus, H. (2001), *Die Atmosphäre der Erde*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Kuster, T. (2006), *Wettersysteme*, Vorlesung.
- Labitzke, K. G. (1999), *Die Stratosphäre*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Liljequist, G. und K. Cihak (2006), *Allgemeine Meteorologie*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

- Mattis, I. (1996), Zeitliche Entwicklung des stratosphärischen Aerosols nach dem Ausbruch des Pinatubo: Analyse von Raman-Lidarmessungen (Temporal development of the stratospheric aerosol after the eruption of Mt. Pinatubo: analysis of Raman lidar observations), Diplomarbeit, Universität Leipzig.
- Mattis, I. A. Ansmann U. Wandinger und D. Müller (2003), Unexpectedly high aerosol load in the free troposphere over central Europe in spring/summer 2003, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(22), doi:10.1029/2003GL018442.
- Mattis, I. D. Müller A. Ansmann U. Wandinger J. P. P. Seifert und M. Tesche (2008a), Ten years of multiwavelength Raman lidar observations of free-tropospheric aerosol layers over central Europe: Geometrical properties and annual cycle, *J. Geophys. Res.*, *113*(D20202), doi:10.1029/2007JD009636.
- Mattis, I. J. Preißler D. Müller S. Henne und V. Jaenisch (2008b), Geometrical, optical and microphysical properties of aerosol layers from several European source regions, in *European Aerosol Conference 2008*, Seite Abstract T06A143O, Thessaloniki.
- Mattis, I. P. Seifert D. Müller M. Tesche A. H. and J. Schmidt F. Finger und T. Kanitz (2009), Volcanic aerosol layers observed with multi-wavelength Raman lidar over Europe since summer 2008, in *Proceedings of the 8th International Symposium on Tropospheric Profiling*, editiert von A. Apituley H. Russchenberg, und W. Monna, Seiten S04 – O05, Delft, The Netherlands.
- Müller, D. und I. Mattis (2006), Pollution in the free troposphere: Geometrical, optical, and microphysical particle characterization with multiwavelength Raman lidar, 6th International symposium on Advanced Environmental Monitoring, Heidelberg, Germany, vortrag.
- Müller, D. A. Ansmann I. Mattis M. T. and Ulla Wandinger D. Althausen und G. Pisani (2007), Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar, *J. Geophys. Res.*, *112*(D16202), doi:10.1029/2006JD008292.
- Naujokat, B. (1986), An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the tropics, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 1873-1877.

- Naujokat, B. und C. Marquardt (1992), Die annähernd zweijährige Schwingung (QBO) in der Stratosphäre, *Promet*, 22, Heft 2-4, 62-68.
- Peeck, C. (2006), Tropische meteorologie: Quasi-biennale oszillation, Vorlesung.
- Plumb, R. A. (1977), The interaction of two internal waves with the mean flow: Implications for the theory of the quasi-biennial oscillation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(12), 1847-1858.
- Schmale, J. J. Schneider T. Jurkat C. Voigt H. E. and M. Rautenhaus M. Lichtenstein H. Schlager G. Ancellet F. Arnold M. Gerding I. Mattis M. Wendisch und S. Borrmann (2010), Aerosol layers from the 2008 eruptions of Mt. Okmok and Mt. Kasatochi: In-situ UT/LS measurements of sulfate and organics over Europe, *J. Geophys. Res.*, 115(D00L07), doi: 10.1022009JD013628.
- Shapiro, M. A. T. Hampel und A. J. Krueger (1987), The arctic tropopause fold, *Monthly Weather Review*, 115(2), 444-454.
- Sprenger, M. M. C. Maspoli und H. Wernli (2003), Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A global investigation based upon ecmwf analyses for the time period march 2000 to february 2001, *Journal of Geophysical Research*, 108.
- Trickl, T. H. Giehl H. Jäger und M. Fromm (2010), 33 Years of Stratospheric Aerosol Measurements at Garmisch-Partenkirchen (1976-2010), in *Proceedings of the 25th International Laser Radar Conference*, editiert von G. Matvienko und A. Zemlyanov, Seiten 465–468, ILRC, St. Petersburg, Russia.
- Wandinger, U. (1994), Theoretische und experimentelle Studien zur Messung stratosphärischen Aerosols sowie zum Einfluß der Mehrfachstreuung auf Wolkenmessungen mit einem Polarisations-Raman-Lidar, Dissertation, Universität Hamburg.
- Wandinger, U. (2005), Introduction to Lidar, in *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, editiert von C. Weitkamp, Seiten 1–18, Springer, New York.
- Wandinger, U. und A. Ansmann (2002), Experimental determination of the lidar overlap profile with Raman lidar, *Appl. Opt.*, 41, 511-514.

- Wandinger, U. A. Ansmann J. Reichardt und T. Deshler (1995), Determination of stratospheric aerosol microphysical properties from independentextinction and backscattering measurements with a Raman lidar, *Appl. Opt.*, *34*, 8315-8329.
- Wandinger, U. D. Müller C. Böckmann D. Althausen V. M. J. Bösenberg V. Weiß M. Fiebig M. Wendisch und A. A. Stohland Ansmann (2002), Optical and microphysical characterization of biomass-burning and industrial-pollutionaerosols from multiwavelength lidar and aircraft measurements, *J. Geophys. Res.*, *107*(D21), 10.1029/2000JD000202.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Höhenquerschnitt der Ozonkonzentration mit dargestellter Brewer–Dobson–Zirkulation.	8
2.2	Zeit–Höhen–Schnitt der Monatsmittel des zonalen Windes an der Station Singapur.	9
2.3	Radiosondenaufstieg aus Lindenberg vom 30.06.2009, 00 UTC mit Temperatur und relativer Feuchte.	13
2.4	Radiosondenaufstieg aus Bangui, Zentralafrikanische Republik, vom 08.02.2011, 12 UTC mit Temperatur und potentieller Temperatur. . .	15
2.5	Definition der tropischen Tropopause mittels der maximalen Höhe der konvektiven Zellen.	16
2.6	Vertikaler Querschnitt der potentiellen Temperatur und Windgeschwindigkeit mit Tropausenfaltungen.	17
2.7	Jahresverlauf des Auftretens von Tropausenfaltungen in der Nord– und Südhemisphäre.	18
3.1	Partikelrückstreukoeffizient über Leipzig bei 1064 nm der Messung am 29.12.2008, 16:13–17:32 UTC.	27
3.2	Variation des Referenzwertes des Partikel–Rückstreukoeffizienten bei 1064 nm für ein Profil mit Hintergrundbedingungen und ein Profil mit Vulkanaerosol.	30
3.3	Einfluss des Lidarverhältnisses auf den Partikel–Rückstreukoeffizienten bei 1064 nm für ein Profil mit Hintergrundbedingungen und ein Profil mit Vulkanaerosol.	32

3.4	Einfluss möglicher Unsicherheiten in den Radiosondenprofilen für Druck und Temperatur auf die Berechnung der Partikel-Rückstreukoeffizienten bei 1064 nm für ein Profil mit Hintergrundbedingungen und für ein Profil mit Vulkanaerosol.	33
3.5	Einfluss möglicher Unsicherheiten in den Radiosondenprofilen für Druck und Temperatur auf die Berechnung der Partikel-Rückstreukoeffizienten bei 1064 nm für ein Profil mit Hintergrundbedingungen und ein Profil mit Vulkanaerosol.	34
4.1	Integrierter Partikel-Rückstreukoeffizient und optische Dicke aller Lidar-Einzelmessungen in Leipzig von Januar 2000 bis Dezember 2009.	38
4.2	Schichtdicke aller gemessenen Aerosolschichten in der unteren Stratosphäre über Leipzig von 2000 bis 2009.	39
4.3	Monatliche Mittelwerte des integrierten Partikel-Rückstreukoeffizienten und der optischen Dicke von Januar 2000 bis Juni 2008.	41
4.4	Integrierter Partikel-Rückstreukoeffizient von einem Kilometer oberhalb der Tropopause bis zur Oberkante der Aerosolschicht und Tropopausenhöhe von Januar 2000 bis Juni 2008 über Leipzig.	42
4.5	Integrierter stratosphärischer Partikel-Rückstreukoeffizient für Leipzig und Garmisch-Partenkirchen.	44
4.6	Satellitenbild der Eruption des Kasatochi vom 07.08.2008.	49
4.7	Entfernungskorrigiertes Signal bei 1064 nm über Leipzig vom 21.08.2008, 20:24–21:34 UTC.	50
4.8	Messungen von Vulkanaerosol über Leipzig am 21.08.2008, 20:50–21:34 UTC.	51
4.9	Vorwärts-Simulation mit FLEXPART zur Quellenbestimmung der Aerosolschicht am 07.08.2008.	52
4.10	Rückwärts-Simulation mit FLEXPART zur Quellenbestimmung der Aerosolschicht über Leipzig am 21.08.2008.	53
4.11	Transport der Staubwolke nach dem Ausbruch des Kasatochi aus Aufnahmen von CALIOP.	54
4.12	Entfernungskorrigiertes Signal bei 532 nm des Lidars CALIOP des Satelliten CALIPSO.	57

4.13	Partikelrückstreukoeffizient und Ångström-Exponent der Messung vom 31.03.2009, 19:36–01:06 UTC.	58
4.14	Infrarot-Aufnahme von MODIS Aqua vom 24.03.2009.	59
4.15	Entfernungskorrigiertes Signal bei 1064 nm über Leipzig vom 31.03.2009, 19:36–04:03 UTC.	60
4.16	Vorwärts-Simulation mit FLEXPART zur Quellenbestimmung der Aerosolschicht am 23.03.2009, der erste Tag der Eruptionen des Mt. Redoubt.	61
4.17	Rückwärts-Simulation mit FLEXPART zur Quellenbestimmung der über Leipzig am 31.03.2009 detektierten Aerosolschicht.	62
4.18	Entfernungskorrigiertes Signal bei 1064 nm über Leipzig vom 24.06.2002, 20:04–21:32 UTC.	63
4.19	Partikelrückstreukoeffizient bei 1064 nm der Messung am 24.06.2002, 20:04–21:33 UTC.	64
4.20	Mit HYSPLIT simulierte Rückwärts-Trajektorien vom 24.06.–14.06.02.	65
4.21	Mit MODIS ermittelte Verteilung und Häufigkeit von Bränden in den USA und Mexiko vom 10.06.–19.06.02.	66
4.22	Mit MODIS Terra aufgenommenes Satellitenbild vom 09.06.02.	67
4.23	Mischungsverhältnis zwischen Verbrennungsaerosol und Luft an der Erdoberfläche am 20.06.02 des Aerosolmodells NAAPS.	68
4.24	Entfernungskorrigiertes Signal bei 1064 nm über Leipzig vom 07.08.2003, 20:08–21:09 UTC.	68
4.25	Partikel-Rückstreukoeffizient bei 1064 nm der Messung am 07.08.2003, 20:08–21:09 UTC.	69
4.26	Mit HYSPLIT simulierte Rückwärts-Trajektorie vom 07.08.–29.07.03.	70
4.27	Karte des „Canadian Wildland Fire Information System“ vom 03.08.03.	70
4.28	Mischungsverhältnis zwischen Verbrennungsaerosol und Luft an der Erdoberfläche am 03.08.03 des Aerosolmodells NAAPS.	71
4.29	Entfernungskorrigiertes Signal bei 1064 nm über Leipzig vom vom 13.04.2009, 19:05–21:06 UTC.	72
4.30	Partikel-Rückstreukoeffizient bei 1064 nm und Partikel-Depolarisationsverhältnis vom 13.04.2009, 19:05–21:07 UTC.	73
4.31	Simulation des Vertikalprofils der Partikelkonzentration über Leipzig mit DREAM.	73

4.32 Partikelrückstreukoeffizient über Leipzig bei 1064 nm der Messung am 14.01.2002, 17:40–18:40 UTC.	74
4.33 Entfernungskorrigiertes Signal bei 1064 nm über Leipzig vom 14.01.2002, 17:39–18:40 UTC.	75

Tabellenverzeichnis

3.1	Übersicht zur Fehleranalyse für einen Messtag mit Hintergrundbedingungen und einen mit sehr verschmutzter Atmosphäre	35
4.1	Vergleich der integrierten Partikel-Rückstreukoeffizienten bei 532 nm und der Massen- und Oberflächenkonzentration von Leipzig und Garmisch-Partenkirchen mit Werten direkt nach dem Ausbruch des Pinatubo	46
4.2	Übersicht der Vulkaneruptionen im „Pacific Ring of Fire“ von Juli 2008 bis September 2009	48

Danksagung

Die vorliegende Diplomarbeit entstand am Leibniz–Institut für Troposphärenforschung e.V. Leipzig in der Arbeitsgruppe Lidar unter der Betreuung von Herrn Dr. habil. Albert Ansmann. Ihm und Herrn Prof. Dr. Andreas Macke möchte ich für die Vergabe dieses interessanten Themas und die Bewertung dieser Arbeit danken sowie der Arbeitsgruppe für viele interessante Gespräche und Hinweise.

Mein Dank gilt zudem Frau Dr. Ina Mattis, die mir während des ganzen Jahres stets sehr hilfreich mit Rat und Geduld zur Seite stand, und Frau Dr. Ulla Wandler für ihre sorgfältigen Korrekturen.

Bei Herrn Dr. Thomas Trickl möchte ich mich für das zur Verfügung stellen der Garmisch–Partenkirchener Messdaten bedanken.

Ein ganz besonderer Dank geht an meine Eltern für ihre Hilfe und Unterstützung jeglicher Art und zu jeder Zeit. Vielen Dank auch an meinen Bruder für die zahlreichen L^AT_EX–Stunden, an Anja Müller für die Verköstigung und an meine Mitbewohner für die Ablenkung.

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Fanny Finger

Leipzig, den 28. April 2011

Ich erkläre mich damit einverstanden, diese Arbeit bei positiver Bewertung der Bibliothek zur Verfügung zu stellen.