

Bestimmung der vertikalen Aerosolverteilung über Punta Arenas, Chile (53.2°S , 70.9°W)

Masterarbeit

Universität Leipzig
Fakultät für Physik und Geowissenschaften

zur Erlangung des akademischen Grades
Master of Science
im Fachbereich Meteorologie

eingereicht von:
Andreas Foth
Matrikelnummer: 1009065
am 18. Dezember 2012

Gutachter: Jun.-Prof. Dr. Bernhard Pospichal
PD Dr. Albert Ansmann

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Aerosolbedingungen in der südlichen Hemisphäre	3
3	Messkampagne	9
4	Instrumente	11
4.1	Polly ^{XT}	11
4.2	CALIOP	12
4.3	Zusätzliche Instrumente und Modelle	14
5	Lidar	17
5.1	Lidargleichung	17
5.2	Klett-Methode	18
5.3	Raman-Methode	18
5.4	Fixpunkt-Iteration	19
5.5	Newton-Raphson-Verfahren	20
5.6	Aerosolcharakterisierung	20
5.7	Besonderheiten der Auswertung von CALIOP	21
6	Fallstudien	27
6.1	Marines Aerosol	27
6.2	Abgehobener Rauch und patagonischer Staub	33
6.3	Patagonischer Staub	42
7	Statistische Analyse	47
7.1	Generelle Aerosolbedingungen	47
7.2	Vertikale Aerosolverteilung	49
7.3	Aerosoltypen mittels CALIOP	57
8	Zusammenfassung und Ausblick	59
A	Anhang	63
A.1	CALIOP-Qualitätskriterien	63
	Abbildungsverzeichnis	65

Inhaltsverzeichnis

Tabellenverzeichnis	67
Literaturverzeichnis	69
Erklärung	81

1 Einleitung

Aerosole beeinflussen den Strahlungshaushalt der Erde. Obwohl Aerosolbeobachtungen bereits seit einigen Jahren durchgeführt werden, gibt es immer noch große Unsicherheiten bei der Beschreibung ihrer globalen Verteilung, ihrer Eigenschaften und ihres Einflusses auf den Zustand von Wolken. Als Summe dieser Unsicherheiten zeigen Modellierungen des globalen Aerosol-Strahlungseffekts große Unterschiede [Forster *et al.*, 2007].

In der südlichen Hemisphäre ist die Aerosolverteilung bis heute nur wenig erforscht. Speziell in den südlichen Mittelbreiten sind Messungen der vertikalen Aerosolverteilung auf ein satellitengebundenes Lidar beschränkt, das die Erde mit einer Geschwindigkeit von 7000 m/s umkreist und nur alle 16 Tage die gleiche Position überfliegt, wodurch detaillierte Studien der regionalen Aerosolbedingungen unmöglich sind. Diese Situation motivierte die „Aerosol Lidar measurement at Punta Arenas in the frame of Chilean - GermAn cooperation (ALPACA)“-Kampagne. In Punta Arenas, Chile (53.2°S, 70.9°W) wurden dabei die ersten mehrmonatigen, bodengebundenen Aerosollidarmessungen südlich von 50°S durchgeführt. Der entstandene Datensatz bietet eine einmalige Gelegenheit zur Beschreibung der Aerosolbedingungen in den südlichen Mittelbreiten und mit dieser Exposition auch eine einzigartige Möglichkeit der Validierung von satellitengebundenen Wolken- und Aerosolmessungen. Darüber hinaus können durch die hohe zeitliche Auflösung Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen untersucht werden und mit komplementären Messungen in der nördlichen Hemisphäre verglichen werden.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden die Lidarmessungen der ALPACA-Kampagne ausgewertet. Der betrachtete Messzeitraum umfasste vier Monate, vom 4. Dezember 2009 bis 4. April 2010. Im folgenden Kapitel werden zunächst die Aerosolbedingungen in der südlichen Hemisphäre vorgestellt. In Kapitel 3 und 4 werden der Messstandort und die herrschenden meteorologischen Bedingungen erklärt sowie die verwendeten Messinstrumente näher beschrieben. Kapitel 5 stellt die Lidarmethodik vor. Die Ergebnisse der analysierten Messungen des bodengebundenen Lidars Polly^{XT} (**P**ortable **l**idar **s**ystem **eXT**ended) wurden dann mit satellitengebundenen Messungen des Weltraumlidars CALIOP (**C**loud-**A**erosol **L**idar with **O**rthogonal **P**olarization) verglichen. Dabei werden in Kapitel 6 drei Fallbeispiele von rein marinen Bedingungen bis zu abgehobenen Rauchsichten präsentiert. Für eine unterstützende statistische Analyse (Kapitel 7) zu den Aerosolbedingungen in den südlichen Mittelbreiten wurden zusätzlich AERONET (**A**ERosol **R**obotic **N**ETwork)-Sonnenphotometermessungen für einen zweijährigen Messzeitraum hinzugenommen. Die Ergebnisse der Fallstudien und der statistischen Analyse werden zum Schluss in Kapitel 8 zusammengefasst.

2 Aerosolbedingungen in der südlichen Hemisphäre

Die nördliche und südliche Hemisphäre sind sehr gegensätzlich in der Verteilung der Aerosolquellen. Die Nordhalbkugel besitzt einen doppelt so großen Anteil an Landfläche (39.3%) wie die Südhalbkugel (19.1%) [Trenberth und Stepaniak, 2004]. Zusätzlich befinden sich auch mehr Wüstengebiete auf der nördlichen (z.B. Sahara, arabische Halbinsel, Taklamakan, Gobi, Wüsten im westlichen Nordamerika) als auf der südlichen Hemisphäre (Patagonische Wüste, Kalahari, australische Wüsten). Des Weiteren leben auf der Nordhalbkugel ca. 90% der Weltbevölkerung [Ogden, 2003]. Daher sind dort das Verkehrsaufkommen (Autos, Flugzeuge) und der Energieverbrauch generell höher. Zudem befindet sich der Großteil der industriellen Ballungszentren mit den stärksten anthropogenen Emissionsgebieten auf der Nordhemisphäre (östliches Nordamerika, Mittel- und Osteuropa, Ostasien).

Einige Aerosolquellen emittieren Aerosole durch natürliche Prozesse (z.B. Staub durch Wüstenstürme) und einige Aerosolquellen würde es ohne anthropogenen Einfluss nicht geben (z.B. Industrie) [Twomey, 1977]. Insbesondere die anthropogen verursachten Emissionen sind in der aktuellen Klimadiskussion von hoher Bedeutung, da versucht wird, den anthropogenen Einfluss auf Klimaveränderungen quantitativ zu bestimmen um Gegenmaßnahmen zu planen. Aktuell wird der globale anthropogene Aerosol-Strahlungseffekt, der direkt durch die Streuung und Absorption von Strahlung entsteht, auf $-0.5 \pm 0.4 \text{ W/m}^2$ geschätzt [Forster et al., 2007]. Die hohen Unsicherheiten dabei resultieren unter anderem aus einer unzureichenden Beschreibung der globalen Aerosolverteilung, z.B. hinsichtlich Größe, Form und chemischer Zusammensetzung der Partikel sowie auch ihrer Herkunft [Stevens und Feingold, 2009]. Im solaren Spektralbereich verursachen streuende Aerosole einen negativen direkten Strahlungsantrieb, während absorbierende Aerosole über dunklen Oberflächen einen positiven und über hellen Oberflächen und Wolken einen negativen direkten Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre aufweisen [Haywood und Shine, 1997; Liao und Seinfeld, 1998; Stevens und Feingold, 2009]. Der direkte Strahlungsantrieb im langwelligen Spektralbereich kommt nur bei großen Partikeln und stärkeren Aerosolkonzentrationen zum Tragen [Tegen et al., 1996].

Eine Möglichkeit, die vertikale Aerosolverteilung durchgängig zu beobachten und optische Eigenschaften (z.B. Extinktion) einzelner Aerosolschichten zu bestimmen, ist durch die Lidartechnik gegeben [Wandinger, 2005; Ansmann und Müller, 2005]. Auf Grund dieser Möglichkeiten ist die Bedeutung dieser Messmethode im Rahmen von Feldmes-

skampagnen wie ACE2¹ [Raes et al., 2000], INDOEX² [Ansmann et al., 2000] oder SAMUM³ [Ansmann et al., 2011] stetig gestiegen. Zudem haben sich Lidarnetzwerke [Bösenberg et al., 2000; Bösenberg und Hoff, 2007] gebildet, die Langzeitmessungen der vertikalen Aerosolverteilung durchführen und somit auch bei besonderen Ereignissen (z.B. Ausbruch des Eyjafjallajökull) Validierungsmöglichkeiten für Aerosoltransportmodelle liefern [Ansmann et al., 2010; Dacre et al., 2011]. Diese Messnetze sind allerdings fast ausschließlich in der nördlichen Hemisphäre zu finden [Bösenberg und Hoff, 2007]. In Südamerika befindet sich ein solches Netzwerk erst im Aufbau [Antuña et al., 2012]. Detaillierte Beobachtungen der Aerosolverteilung, bzw. die Möglichkeit Aerosoltransportmodelle oder satellitengebundene Aerosolmessungen zu validieren, sind somit nach unserem Kenntnisstand in der Südhemisphäre nicht vorhanden. Zudem fehlt dadurch auch eine geeignete Möglichkeit, die Aerosolbedingungen in den nördlichen und südlichen Mittelbreiten gegenüberzustellen. Eine höhere Aerosolkonzentration in den nördlichen als in den südlichen Mittelbreiten würde dabei den Kontrast der oben aufgeführten Verteilung der Aerosolquellen bestätigen und darüber hinaus ein Indiz für den anthropogenen Beitrag liefern.

In Abbildung 2.1 sind Orte bisheriger Messkampagnen in der südlichen Hemisphäre und die Hauptausbreitungsrichtung der beobachteten Aerosolschichten gekennzeichnet. Langzeitmessungen mit einem Mehrwellenlängen-Raman-Polarisations-Lidar fanden von Januar bis November 2008 im Rahmen der European Integrated Project on Aerosol, Cloud, Climate, Air Quality Interactions (EUCAARI)-Kampagne [Kulmala et al., 2011] und des Amazonian Aerosol Characterization Experiment (AMAZE-08) [Martin et al., 2010] nahe Manaus, Brasilien statt. Dabei wurde während der Trockenzeit eine optische Dicke des Aerosols (AOD) bei 532 nm durch Rauch von Biomasseverbrennung von bis zu 0.55 bestimmt [Baars et al., 2012]. Des Weiteren konnte weitreichender Staub- und Rauchtransport aus Afrika (Pfeil 1) gemessen werden [Ansmann et al., 2009]. Die Smoke, Clouds and Radiation-Brazil (SCAR-B)-Feldkampagne untersuchte im August und September 1998 unter anderem mit flugzeuggetragenen In-situ-Messungen und Fernerkundungsmethoden Rauch von Biomasseverbrennung in Brasilien. Der Rauch kann dabei bis über den Atlantik (Pfeil 2) transportiert werden [Reid et al., 2004]. Die südlichste Quelle kontinentalen Aerosols ist die Patagonische Wüste im Süden Lateinamerikas (etwa 30°S bis 50°S). Untersuchungen zu patagonischem Staub zeigen, dass Staub bei Ausbrüchen bis weit in den südwestlichen Atlantik (Pfeil 3) transportiert werden kann [Gassó und Stein, 2007; Li et al., 2010; Gaiero et al., 2003; Johnson et al., 2011]. Auf einer meridionalen Atlantikfahrt (Norfolk, USA nach Kapstadt, Südafrika) mit einem schiffgebundenem Lidar wurde im Januar und Februar 1999 im Rahmen der AEROSOL99-Kampagne [Bates et al., 2001] die vertikale Aerosolverteilung untersucht. Dabei wurde festgestellt,

¹Second Aerosol Characterization Experiment

²Indian Ocean Experiment

³Saharan Mineral Dust Experiment

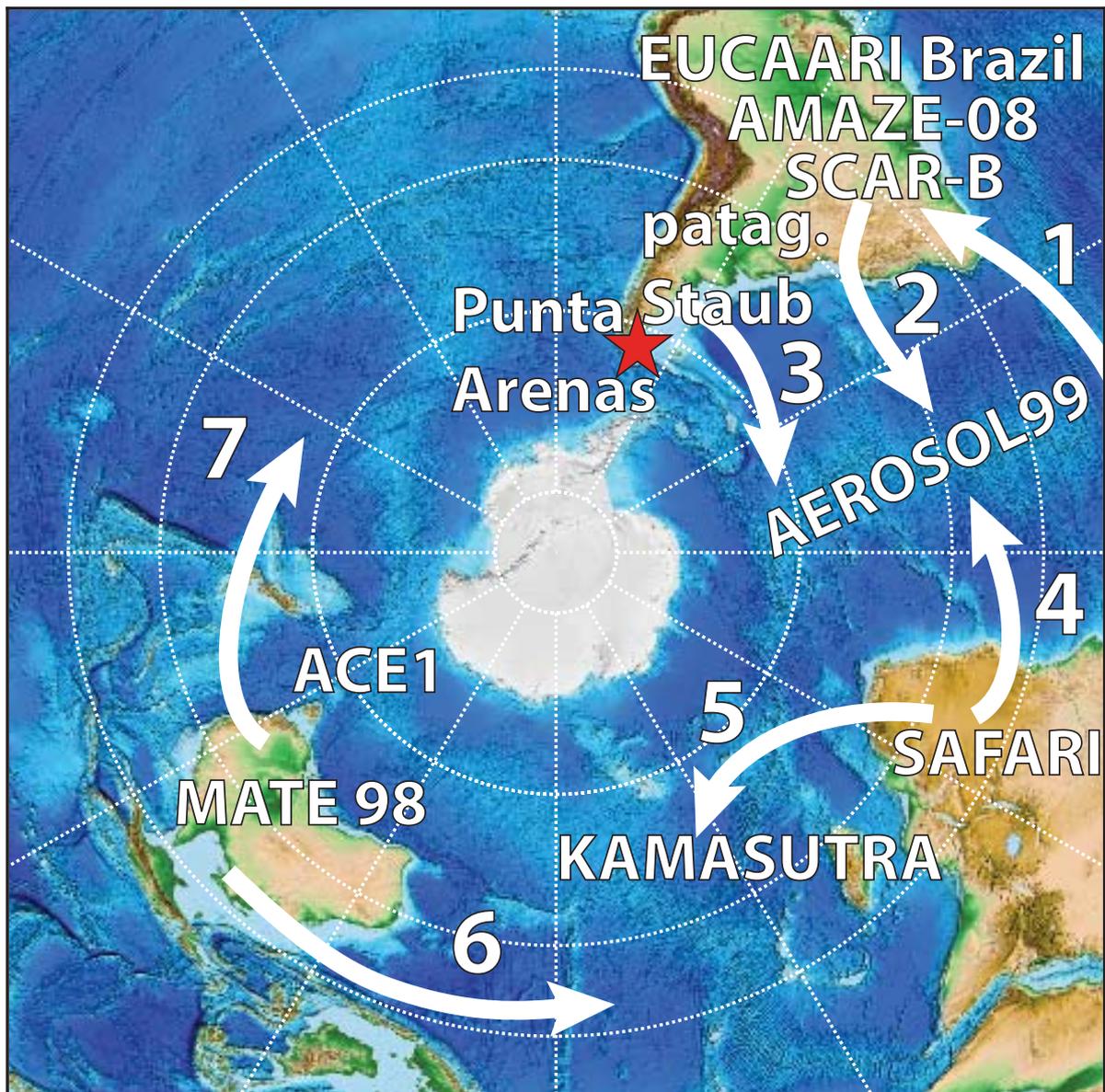


Abbildung 2.1: Überblick über die Hauptausbreitungsrichtung der Aerosole (Pfeile mit Nummern, Erläuterung im Text) und Feldkampagnen mit Aerosolmessungen in der Südhemisphäre.

dass sauberes marines Aerosol auf eine Höhe von 1 km begrenzt ist [Voss *et al.*, 2001]. Während der Southern African Regional Science Initiative (SAFARI 2000)-Kampagne im August und September 2000 wurden mit einem Lidar dicke Rauchschichten untersucht [Campbell *et al.*, 2003]. Solche Rauchschichten können auch bis in den Südatlantik (Pfeil 4) advehiert werden [Swap *et al.*, 1996]. Mit schiffgetragenen Lidarmessungen im August und September 2009 westlich von Südafrika konnte eine Mischung aus Rauch von

Biomasseverbrennung und marinem Aerosol bis zu einer Höhe von etwa 3 km während der Kerguelen Aerosol Measurement from African Sources and plumes Trajectory Reverse Analysis (KAMASUTRA)-Kampagne beobachtet werden [Duflot *et al.*, 2011]. Rauch aus Südafrika kann bis nach Australien und Neuseeland (Pfeil 5) transportiert werden [Edwards *et al.*, 2006]. 1998 wurden in Australien während des Mildura Aerosol Tropospheric Experiment (MATE 98) abgehobene Aerosolschichten mit einer AOD von 0.023 in der freien Troposphäre mit einem bodengebundenen Lidar beobachtet [Rosen *et al.*, 2000]. Es gab Hinweise, dass die Quellen der Schicht Feuerregionen in Afrika und Lateinamerika sind. Des Weiteren konnte mittels Satelliten der Transport von Rauch aus Nordaustralien über Indonesien Richtung Afrika beobachtet werden (Pfeil 6). Das erste große Schließungsexperiment, das Aerosol Characterization Experiment (ACE1), wurde 1995 im südlichen Ozean, südlich von Australien durchgeführt [Bates *et al.*, 1998]. Während ACE1 sollten für spätere Vergleiche die chemischen, physikalischen und optischen Eigenschaften des Hintergrundaerosols bestimmt werden. Dabei wurde eine AOD bei 500 nm von 0.09 bestimmt [Quinn und Bates, 2005]. Zum Vergleich hatte Leipzig im Jahr 2011 eine mittlere AOD bei 500 nm von 0.18⁴. Abgehobene Rauchschichten können auch von Australien über Neuseeland in Richtung Pazifik transportiert werden (Pfeil 7).

Im Gegensatz zu den zuvor vorgestellten regionalen Messungen wurden im Rahmen von Interhemispheric Differences in Cirrus Properties from Anthropogenic Emissions (INCA) flugzeuggetragene In-situ-Aerosolmessungen während zweier Nord-Süd-Transferflüge zwischen Prestwick (Schottland) und Punta Arenas (Chile) durchgeführt [Ström *et al.*, 2001]. Minikin *et al.* (2003) stellten dabei fest, dass die Anzahlkonzentration des Aerosols in der Nordhemisphäre um einen Faktor zwei bis drei höher liegt als in der südlichen Hemisphäre.

Ein bedeutender Fortschritt in der Beschreibung der globalen Aerosolverteilung und somit auch der südlichen mittleren Breiten erfolgte mit dem Start der Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO)-Mission im Jahr 2006 [Winker *et al.*, 2007]. An Bord befindet sich das satellitengestützte Lidar CALIOP, mit dessen Hilfe ein einmaliger vierdimensionaler Datensatz der globalen Aerosolverteilung entsteht. Allerdings umkreist der Satellit die Erde mit einer Geschwindigkeit von 7000 m/s und überfliegt den gleichen Ort nur alle 16 Tage, so dass eine detaillierte Aerosolbeschreibung unmöglich ist. Stark ausgeprägte Wolkenfelder, die durch den antarktischen Tiefdruckgürtel in den südlichen Mittelbreiten häufig auftreten, verhindern zudem die Untersuchung der sich darunter befindenden Aerosolschichten [Li *et al.*, 2010].

Die einzigen täglichen Langzeitmessungen der Aerosolbedingungen südlich von 51°S wurden im Rahmen von AERONET [Holben *et al.*, 2001] durchgeführt. Seit 2005 wird in Rio Gallegos, 51.6°S und 69.3°W, die AOD mit Hilfe von Sonnenphotometermessungen

⁴<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

bestimmt. Eine Differenzierung zwischen Aerosol in der planetaren Grenzschicht (PBL) und der freien Troposphäre (FT) ist mit diesen Messungen allerdings nicht möglich.

Das Leibniz-Institut für Troposphärenforschung Leipzig setzt seit 2004 weltweit erfolgreich seine portablen Raman-Lidargeräte der Polly-Familie zur Bestimmung der vertikalen Aerosolverteilung ein [Althausen *et al.*, 2009]. Messungen mit Polly in der Südhemisphäre fanden im Amazonasbecken nahe Manaus, Brasilien (2008) [Baars *et al.*, 2012], Stellenbosch, Südafrika (2010, 2011) [Kanitz *et al.*, 2011], Elandsfontein, Südafrika (2009 bis 2011) [Mielonen *et al.*, 2012] und auf dem Forschungsschiff *Polarstern*, südlicher Atlantik (2009, 2010, 2012) [Kanitz *et al.*, 2011] statt. Die bisher südlichsten Messungen mit einem Polly wurden in Punta Arenas, Chile im Rahmen der ALPACA-Kampagne durchgeführt. Sie sind gleichzeitig die südlichsten Aerosol-Mehrwellenlängen-Raman-Lidarmessungen weltweit und stehen im Mittelpunkt dieser Arbeit. Im folgenden Kapitel werden der Messstandort und die herrschenden meteorologischen Bedingungen vorgestellt.

3 Messkampagne

An der Magellan-Universität (Abb. 3.1 rechts) in Punta Arenas wurde das Mehrwellenlängen-Lidar Polly^{XT} von Dezember 2009 bis April 2010 durchgängig betrieben. Punta Arenas (roter Stern) liegt im Süden Chiles bei 53.2°S und 70.9°W in einer Region, die Südpatagonien genannt wird (siehe Abb. 3.1 links). Im Westen befindet sich der Pazifik hinter den südlichen Ausläufern der Anden, im Süden die Magellanstraße und im Osten der Atlantik. Die Lokalzeit beträgt UTC – 4 Stunden. Zusätzlich ist in Abb. 3.1 links der Standort der AERONET-Sonnenphotometerstation in Rio Gallegos mit einem gelben Stern gekennzeichnet.

Punta Arenas befindet sich im Bereich der Polarfront, der von beständigen Westwinden und Tiefausläufern gekennzeichnet ist (siehe Abb. 3.2). Aufgrund der geringeren Landmassen und der damit verbundenen schwächeren Reibung auf der Südhalbkugel bildet sich hier, im Gegensatz zur Nordhalbkugel, ein durchgängiges zonales Windband [Cerveny, 1998]. In Abbildung 3.2 sind die über das Jahr 2009 gemittelten Tagesmittel des Windvektors in 500 hPa Höhe dargestellt. Das Fehlen riesiger Kontinente mit hohen

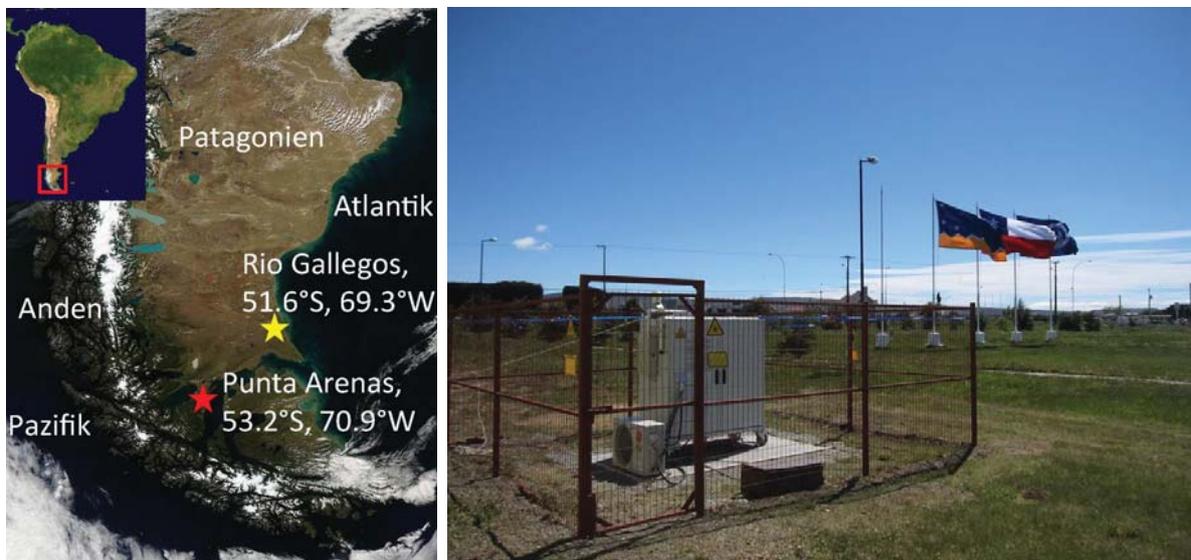


Abbildung 3.1: Links: Karte von Südamerika mit Punta Arenas (roter Stern) und Rio Gallegos (gelber Stern) [kleines Bild: <http://http://de.wikipedia.org/wiki/S%C3%BCdamerika>, großes Bild: <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/gallery.cgi>]. Rechts: Lidar-Standort an der Magellan-Universität in Punta Arenas.

Windgeschwindigkeit und
-richtung in 500 hPa

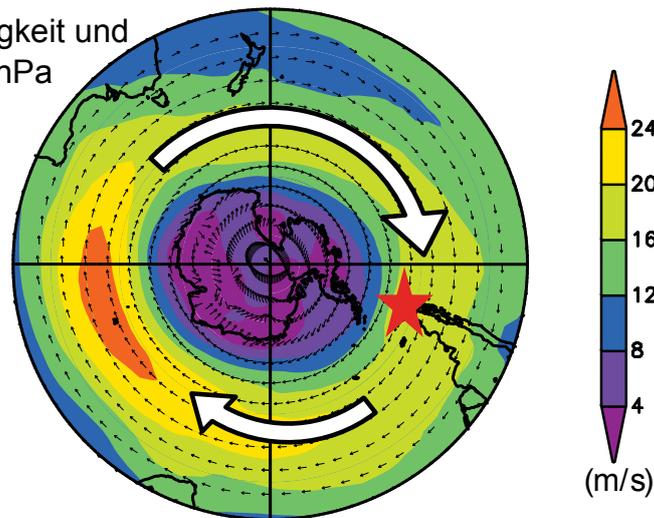


Abbildung 3.2: Gemittelte Tagesmittel des Windvektors in 500 hPa Höhe des Jahres 2009 für den Bereich von 90°S bis 30°S [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/>]. Punta Arenas ist mit einem roten Stern gekennzeichnet.

Gebirgen ermöglicht ein störungsfreies Strömen des Westwinds. In Punta Arenas sind somit ganzjährig marine Strömungen vorherrschend. Der über dem Polargebiet beständige Hochdruck erzeugt starke katabatische Winde, die polare Wellen in Gang setzen, welche sich bis in die Westwindzone ausbreiten und weite Teile Südamerikas bedecken können.

Das Wetter ist kühl und windig mit geringen täglichen und saisonalen Schwankungen [Coronato und Bisigato, 1998]. Die mittlere Temperatur beträgt 6°C und im Jahr fällt ein Gesamtniederschlag von 375 mm¹.

¹<http://www.klimadiagramme.de/Samerika/puntaarenas.html>

4 Instrumente

In diesem Kapitel werden die verwendeten Messinstrumente für die Aerosolcharakterisierung im Raum Punta Arenas vorgestellt. Zudem wird ein Überblick von zusätzlichen Instrumenten und Modellen zur Quellenzuordnung gegeben.

4.1 Polly^{XT}

Polly^{XT} ist ein automatisches, bodengebundenes Mehrwellenlängen-Raman-Polarisations-Lidar [Althausen *et al.*, 2009]. Der optische Aufbau von Polly^{XT} ist in Abb. 4.1 dargestellt. Das Lidarsystem hat einen biaxialen Aufbau. Auf der Sendeseite befindet sich ein Nd:YAG-Laser (E1), der Pulse bei Wellenlängen von 1064, 532 und 355 nm mit einer Energie von 180, 120 und 60 mJ und einer Wiederholungsfrequenz von 20 Hz ausstrahlt. Das emittierte Licht bei 355 nm ist linear polarisiert. Ein Strahlaufweiter (E2) vergrößert den Strahldurchmesser von 6 auf 45 mm und verringert die Strahldivergenz auf unter 0.2 mrad.

Das von der Atmosphäre um 180° zurückgestreute Licht wird von einem Newton-Teleskop (R1) mit einem Durchmesser von 300 mm gesammelt. Eine Lochblende (R2) legt das Gesichtsfeld des Empfängerteleskops auf 1 mrad fest. Die sich dahinter befindende achromatische Linse (R3) kollimiert den Strahl. Strahlteiler separieren das Licht entsprechend seiner Wellenlänge. Vor jedem Detektor befinden sich plankonvexe Linsen, die das Licht auf die Photokathode in den Photomultipliern fokussieren. Graufilter schwächen das Licht vorher so ab, dass die Photomultiplier die einzelnen Photonen zeitaufgelöst auf einer Zählerkarte im Messrechner zählen können. Neben den elastisch gestreuten Photonen bei 1064, 532 und 355 nm (total und senkrecht) werden auch die inelastisch gestreuten Photonen bei 387 und 607 nm (Vibrations-Rotations-Ramansignale des Stickstoffs) detektiert. Die Kanäle erfassen die Signale mit einer räumlichen und zeitlichen Auflösung von 30 m und 30 s. Eine eingebaute Kamera wird genutzt, um den Laserstrahl im Gesichtsfeld des Teleskops auszurichten. Zur Vermeidung spiegelnder Reflexionen an Eiskristallen [Platt, 1978; Seifert *et al.*, 2008] wird der Laserstrahl unter einem Zenitwinkel von 5° ausgesendet.

Das gesamte System befindet sich in einem wasserdichten, klimatisierten Gehäuse (Abb. 4.2, 1). Im Dach befindet sich eine Quarzglasscheibe, welche durch eine Abdeckung (2) geschützt wird. Diese Klappe wird vom Computer (3) und mit Hilfe des Regensensors (4) gesteuert. Die Datenerfassung (3) läuft durchgängig und unterbricht automatisch bei Niederschlag. Das gesamte System wird über den Computer (3) gesteuert.

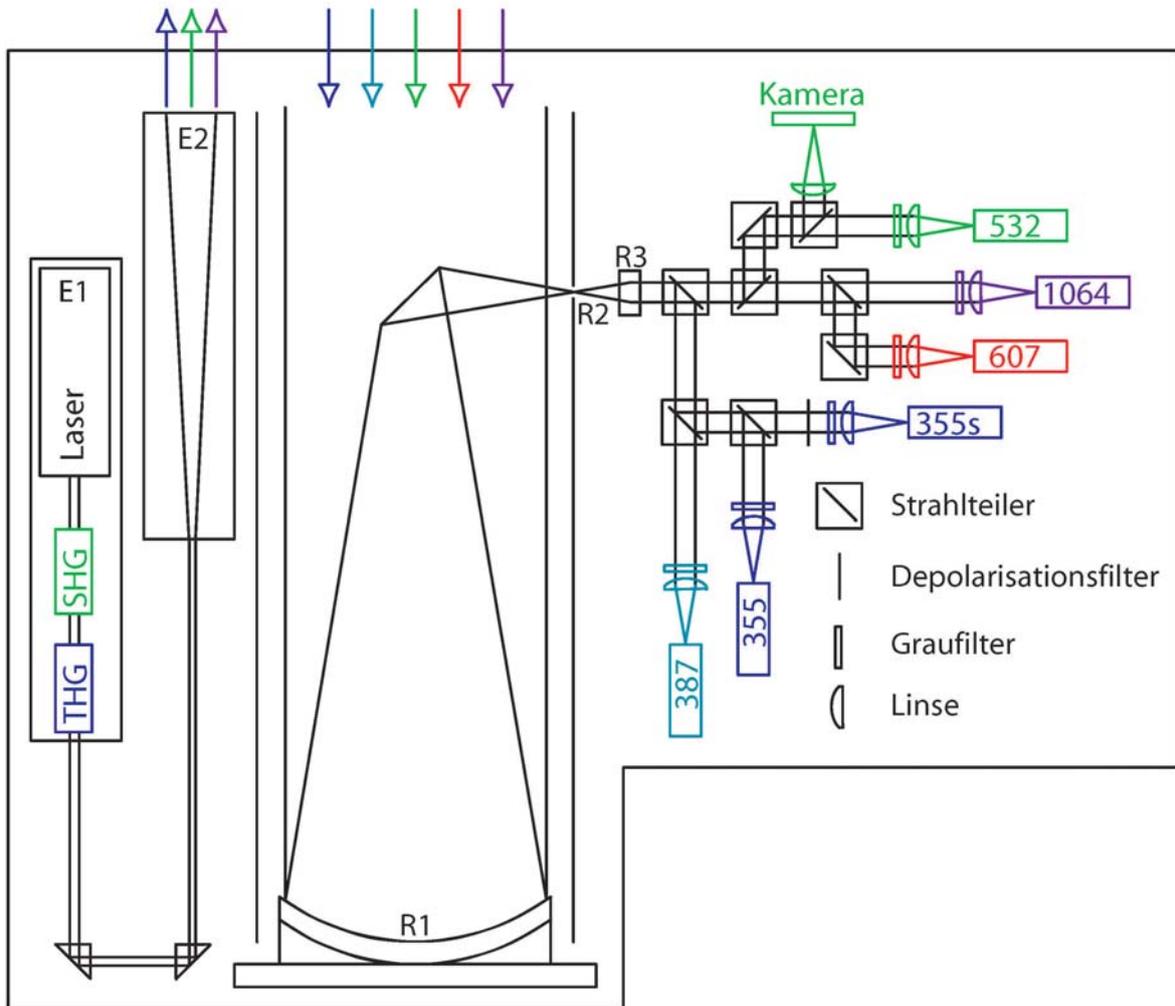


Abbildung 4.1: Optischer Aufbau von Polly^{XT} [Althausen et al., 2009].

ert und kann aus der Ferne bedient werden. Neben der automatischen Abspeicherung der Vertikalprofile werden auch meteorologische Standardparameter (Druck und Temperatur) für die Auswertung (siehe Kapitel 5) erfasst. Alle Daten werden automatisch nach Leipzig gesendet und umgehend auf der entsprechenden Webseite dargestellt (<http://polly.tropos.de/lidar/>).

4.2 CALIOP

CALIOP ist das Rückstreu-Lidar an Bord von CALIPSO. Der Satellit CALIPSO ist Teil der „A-Train“-Konstellation [Stephens et al., 2002] und wurde am 28. April 2006 erfolgreich gestartet. Er umkreist die Erde in einer Höhe von etwa 705 km.



Abbildung 4.2: Polly^{XT} geöffnet mit seinen Komponenten: (1) Klimaanlage, (2) Abdeckung, (3) Computer mit Datenerfassung, (4) Sensor für Außentemperatur, Luftdruck und Regen, (5) Sender und (6) Empfänger [Althausen *et al.*, 2009].

CALIOP ist ein Zweiwellenlängen-Rückstreu-Polarisations-Lidar [Hunt *et al.*, 2009]. Auf der Sendeseite wird ein Nd:YAG-Laser verwendet, der Pulse der Wellenlängen von 1064 und 532 nm mit einer Energie von jeweils 110 mJ und einer Wiederholfrequenz von 20.16 Hz aussendet. Der Laserstrahl wird so aufgeweitet, dass er auf der Erdoberfläche einen Durchmesser von 70 m hat. Auf Grund der Geschwindigkeit des Satelliten, seiner Umlaufbahn und der Laserschussfrequenz beträgt die horizontale Auflösung 335 m.

Die Empfangseinheit besteht aus einem Teleskop mit einem Durchmesser von 1 m. Das empfangene Licht wird durch Strahlteiler und verschiedene Filter (u.a. zur Reduzierung der solaren Hintergrundstrahlung) getrennt. Zur Detektion werden bei 1064 nm

eine Photodiode und bei 532 nm (senkrecht und parallel) Photomultiplier verwendet. Die Messungen erfolgen mit einer vertikalen Auflösung von bis zu 30 m. Die Detektoren sind mit dem bordeigenen Computer verbunden, der die Daten sammelt. Genauere Informationen sind in *Hunt et al.* (2009) zu finden.

4.3 Zusätzliche Instrumente und Modelle

AERONET-Sonnenphotometer

AERONET ist ein weltumspannendes Netzwerk aus permanent messenden Sonnenphotometern [*Holben et al.*, 2001]. Die einheitlich verwendeten Instrumente der Firma CIMEL Electronique messen automatisch sowohl direkte Sonnenstrahlung als auch diffuse Himmelsstrahlung bei verschiedenen Wellenlängen (Rio Gallegos: 340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020 nm). So können optische Eigenschaften der Aerosole, integriert über die gesamte atmosphärische Säule während des Tages, bestimmt werden.

Global Data and Assimilation Service (GDAS)

GDAS¹ ist ein Archiv aus modellierten und assimilierten meteorologischen Informationen mit einer Auflösung von 1° geografischer Länge und Breite. Die Daten werden in dieser Arbeit für die Berechnung von Trajektorien mit HYSPLIT und für die vertikalen meteorologischen Informationen bei der Polly^{XT}-Datenverarbeitung verwendet.

HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT)

HYSPLIT² ist ein Modell zur Trajektorienberechnung von Luftpaketen für Dispersions- und Depositionssimulationen an beliebigen Standorten [*Draxler und Hess*, 1998]. Mit Hilfe der Trajektorien können Aerosolquellen zugeordnet werden. Grundlage sind die Windfelder aus den GDAS-Dateien.

FLEXPART

FLEXPART ist ein Dispersionsmodell, welches eine große Anzahl an Trajektorien für Luftpakete berechnet [*Stohl et al.*, 2005]. Damit lassen sich der Transport und die Diffusion von Aerosolen beschreiben und es wird eine grobe Zuordnung der Aerosole zu ihren Quellen ermöglicht.

¹<http://ready.arl.noaa.gov/gdas1.php>

²http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

MODIS³ ist das Hauptinstrument auf den Satelliten Terra und Aqua [Remer *et al.*, 2005]. Terra überquert den Äquator (von Nord nach Süd) am Morgen, während Aqua ihn am Abend überquert (von Süd nach Nord). MODIS misst dabei in 36 spektralen Banden (von 0.4 bis 14.4 μm) und hat räumliche Auflösungen von 250, 500 und 1000 m. In dieser Arbeit wird die von MODIS bestimmten AOD bei 550 nm verwendet.

³<http://modis.gsfc.nasa.gov/>

5 Lidar

5.1 Lidargleichung

Für die Auswertung von Lidarsignalen dient die Lidargleichung. Sie beschreibt die Intensität der empfangenen Signale P_λ in Abhängigkeit von der Entfernung z , gerätespezifischen sowie atmosphärischen Parametern:

$$P_\lambda(z) = \overline{P_{0\lambda}} C_\lambda \frac{O_\lambda(z)}{z^2} \beta_\lambda(z) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_\lambda(z') dz'\right). \quad (5.1)$$

Der Index λ steht dabei für die betrachtete Wellenlänge. $\overline{P_{0\lambda}}$ ist die mittlere Laserleistung pro Puls. Die Lidarkonstante

$$C_\lambda = \frac{\rho_\lambda c A_T \eta_\lambda}{2} \quad (5.2)$$

fasst entfernungsunabhängige Größen wie die Pulsdauer ρ_λ , die Lichtgeschwindigkeit c , die Fläche des Empfängerteleskops A_T und die Effizienz des Lidarempfängers η_λ zusammen. Die Überlappungsfunktion $O_\lambda(z)$ beschreibt die Überlappung des vom Laser beleuchteten Volumens mit dem Gesichtsfeld des Detektors. Eine totale Überlappung des Laserstrahls mit dem Detektorgesichtsfeld ist durch $O_\lambda(z) = 1$ definiert. Unterhalb dieser Höhe muss das Signal mit Hilfe der Überlappungsfunktion $O_\lambda(z) < 1$ korrigiert werden [Wandinger und Ansmann, 2002]. Bei Polly^{XT} ist diese Höhe ca. 1.5 km. Das gemessene Signal $P_\lambda(z)$ hängt hauptsächlich von den Rückstreuoeffizienten $\beta_\lambda(z)$ und Extinktionskoeffizienten $\alpha_\lambda(z)$ ab. Die Rückstreuoeffizienten $\beta_\lambda(z)$ beschreiben die Effizienz der Streuung unter 180° an Partikeln und Luftmolekülen am Ort z . Die Extinktionskoeffizienten $\alpha_\lambda(z)$ werden im Folgenden mit Hilfe der Transmission T_λ ausgedrückt:

$$T_\lambda^2(z) = \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_\lambda(z') dz'\right). \quad (5.3)$$

Dieser Term beschreibt die Schwächung der Strahlung beim Durchgang durch die Atmosphäre durch Absorption und Streuung. Da der Strahl auf dem Hin- und dem Rückweg geschwächt wird, geht die Transmission quadratisch ein. Die Rückstreuung und die Extinktion werden durch Moleküle (m) und Partikel (p) hervorgerufen:

$$\alpha = \alpha^m + \alpha^p \quad \text{und} \quad \beta = \beta^m + \beta^p. \quad (5.4)$$

Aus der vertikalen Integration der Partikelextinktionskoeffizienten α_λ^p vom Boden bis zur maximal möglichen Messhöhe (z_{\max}) (z.B. die Tropopause oder Unterkante von Wolken)

bei verschiedenen Wellenlängen ergibt sich die AOD:

$$\tau_\lambda = \int_0^{z_{\max}} \alpha_\lambda^p(z) dz. \quad (5.5)$$

Die Beziehung zwischen Extinktions- und Rückstreukoeffizienten wird als Lidarverhältnis S bezeichnet:

$$S^p = \frac{\alpha^p}{\beta^p} \quad \text{und} \quad S^m = \frac{\alpha^m}{\beta^m} = \frac{8\pi}{3} K. \quad (5.6)$$

K ist der King-Faktor [Collis und Russell, 1976]. α_λ^m und β_λ^m lassen sich dabei über Druck- und Temperaturinformationen berechnen [Bucholtz, 1995]. Nichtsdestotrotz beinhaltet die Lidargleichung zwei Unbekannte (α^p und β^p). Im Folgenden wird ein Überblick über Methoden gegeben, die zur Lösung der Lidargleichung verwendet werden.

5.2 Klett-Methode

Die Bestimmung der Partikelrückstre- und Partikelextinktionskoeffizienten mit der Klett-Methode [Klett, 1981; Fernald, 1984] basiert auf der Lidargleichung für elastische Signale bei der Wellenlänge λ_0 (siehe Gleichung 5.1), wobei das Partikellidarverhältnis S^p und ein Referenzwert für die Partikelrückstreuung in der Höhe z_0 vorgegeben werden müssen. Der Partikelrückstreukoeffizient wird dann über

$$\beta_{\lambda_0}^p(z) = -\beta_{\lambda_0}^m(z) + \frac{A(z_0, z, \lambda_0)}{B(z_0, \lambda_0) + 2S_{\lambda_0}^p \int_{z_0}^z A(z_0, \xi, \lambda_0) d\xi}, \quad (5.7)$$

mit

$$A(z_0, x, \lambda_0) = x^2 P_{\lambda_0}(x) \exp \left[-2(S_{\lambda_0}^p - S^m) \int_{z_0}^x \beta_{\lambda_0}^m(\xi) d\xi \right] \quad (5.8)$$

und

$$B(z_0, \lambda_0) = \frac{z_0^2 P_{\lambda_0}(z_0)}{\beta_{\lambda_0}^p(z_0) + \beta_{\lambda_0}^m(z_0)}, \quad (5.9)$$

berechnet. Aus dem erhaltenen Partikelrückstreukoeffizienten kann der Partikelextinktionskoeffizient über das Partikellidarverhältnis S^p berechnet werden. Die Annahme des Partikellidarverhältnisses kann zu Fehlern von 100% führen [Sasano et al., 1985]. Der statistische Fehler beträgt 5% – 10% [Ansmann et al., 2002].

5.3 Raman-Methode

Um die Partikelextinktions- und -rückstreukoeffizienten getrennt voneinander zu bestimmen, wird die Raman-Methode verwendet [Ansmann et al., 1992]. Hierzu wird neben dem elastischen Rückstreusignal bei λ_0 ein Stickstoff-Raman-Signal bei λ_R gemessen:

$$P_{\lambda_R}(z) = \overline{P_{0\lambda}} C_{\lambda_R} \frac{O_{\lambda_R}(z)}{z^2} \beta_\lambda^m(z) \exp \left(- \int_0^z [\alpha_{\lambda_0}(z') + \alpha_{\lambda_R}(z')] dz' \right), \quad (5.10)$$

wobei die Rückstreuung ausschließlich an Molekülen erfolgt und die Extinktion auf dem Hin- und Rückweg bei verschiedenen Wellenlängen λ_0 und λ_R stattfindet. Aus dem Stickstoff-Raman-Signal lässt sich direkt der Partikelrückstreukoeffizient berechnen:

$$\alpha_{\lambda_0}^p(z) = \frac{\frac{d}{dz} \ln \frac{N_R(z)}{z^2 P_{\lambda_R}(z)/O(z)} - \alpha_{\lambda_0}^m(z) - \alpha_{\lambda_R}^m(z)}{1 + \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_R}\right)^{\mathring{A}_\alpha}}, \quad (5.11)$$

mit dem Ångström-Exponent [*Ångström*, 1964; *Ansmann und Müller*, 2005]

$$\mathring{A}_{\alpha, \lambda_1, \lambda_2}(z) = -\frac{\ln[\alpha_{\lambda_1}/\alpha_{\lambda_2}]}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad (5.12)$$

und der Anzahldichte der Stickstoffmoleküle N_R . Über Temperatur- und Druckinformationen kann N_R berechnet werden [*Bucholtz*, 1995]. Der Ångström-Exponent beschreibt den spektralen Gang des Partikelextinktionskoeffizienten. Der Partikelrückstreukoeffizient ergibt sich aus dem Verhältnis von elastischem und Raman-Rückstreusignal:

$$\begin{aligned} \beta_{\lambda_0}^p(z) &= [\beta_{\lambda_0}^p(z_0) + \beta_{\lambda_0}^m(z_0)] \frac{P_{\lambda_0}(z)P_{\lambda_R}(z_0)N_R(z)}{P_{\lambda_R}(z)P_{\lambda_0}(z_0)N_R(z)} \\ &\times \frac{\exp\left[-\int_{z_0}^z \alpha_{\lambda_R}^p(\xi) + \alpha_{\lambda_R}^m(\xi) d\xi\right]}{\exp\left[-\int_{z_0}^z \alpha_{\lambda_0}^p(\xi) + \alpha_{\lambda_0}^m(\xi) d\xi\right]} - \beta_{\lambda_0}^m(z), \end{aligned} \quad (5.13)$$

wobei ein Referenzwert der Partikelrückstreuung in der Höhe z_0 vorzugeben ist. Die Referenzhöhe wird in der Regel so gewählt, dass Partikelstreuung gegenüber Molekülstreuung zu vernachlässigen ist.

5.4 Fixpunkt-Iteration

Die Fixpunkt-Iteration wird bei CALIOP verwendet, um aus dem abgeschwächten Rückstreukoeffizienten $\beta_{\lambda_0}^*$ den eigentlichen Rückstreukoeffizienten β_{λ_0} zu bestimmen [*Young und Vaughan*, 2009]. Nach Umwandlung von Gleichung (5.1) folgt:

$$\beta_{\lambda_0}^* = \beta_{\lambda_0} T_{\lambda_0}^2 = \frac{P_{\lambda_0} z^2}{C_{\lambda_0}}. \quad (5.14)$$

Der Partikelrückstreukoeffizient ergibt sich dann aus

$$\beta_{\lambda_0}^p(z) = \frac{{}^N\beta_{\lambda_0}^*(z)}{{}^mT_{\lambda_0}^2(z_N, z) {}^pT_{\lambda_0}^2(z_N, z)} - \beta_{\lambda_0}^m(z), \quad (5.15)$$

$$\text{mit} \quad (5.16)$$

$${}^pT_{\lambda_0}^2(z_N, z) = \exp\left[-2\omega(z)S_{\lambda_0}^p \int_{z_N}^z \beta_{\lambda_0}^p(z') dz'\right]. \quad (5.17)$$

Dabei ist ${}^N\beta_{\lambda_0}^*(z)$ die gemessene abgeschwächte Rückstreuung, die in der darüber liegende Atmosphäre normiert (N) wurde und z_N die dazugehörige Höhe (meist die Oberkante der zu untersuchenden Schicht). ω ist der Mehrfachstrefaktor. Der Partikelrückstreckkoeffizient $\beta_{\lambda_0}^P$ wird iterativ durch die Bestimmung von ${}^PT_{\lambda_0}^2$ berechnet. Aus Gleichung (5.17) folgt, dass auch bei dieser Methode das Partikellidarverhältnis S^P angenommen werden muss. Daraus ergeben sich wie bei der Klett-Methode (siehe Abschnitt 5.2) Unsicherheiten bei der Berechnung der Aerosoleigenschaften.

5.5 Newton-Raphson-Verfahren

Bei der Datenauswertung von CALIOP wird bei gemäßigter bis hoher Partikelextinktion das Newton-Raphson-Verfahren angewendet um Rechenzeit zu sparen [Young und Vaughan, 2009]. Hier wird die Partikelrückstreuung für jede Höhe z sukzessive (Schritte k) abgeschätzt:

$$\beta_{\lambda_0, k+1}^P(z) = \beta_{\lambda_0, k}^P(z) - \frac{f[\beta_{\lambda_0, k}^P(z)]}{f'[\beta_{\lambda_0, k}^P(z)]}. \quad (5.18)$$

Dabei ist

$$f[\beta_{\lambda_0, k}^P(z)] = \frac{{}^N\beta_{\lambda_0}^P(z)}{{}^mT_{\lambda_0}^2(0, z)} \exp[2\omega(z)\tau^P(z_N, z)] - \beta^m(z) - \beta_k^P(z) \quad (5.19)$$

und

$$f'[\beta_{\lambda_0, k}^P(z)] = \frac{\eta(z)S^P\delta z {}^N\beta_{\lambda_0}^{\prime}(z)}{{}^mT_{\lambda_0}^2(0, z)} \exp[2\omega(z)\tau_{\lambda_0}^P(z_N, z)] - \beta_{\lambda_0}^m(z) - \beta_{\lambda_0, k}^P(z) - 1. \quad (5.20)$$

$f'[\beta_{\lambda_0, k}^P(z)]$ ist die Ableitung von $f[\beta_{\lambda_0}^P(z)]$ nach $\beta_{\lambda_0}^P(z)$ bei $\beta_{\lambda_0, k}^P(z)$. δz ist die Schrittweite in der Höhe z . Der Index N steht für die Normierung in der darüber liegenden Atmosphäre. Die Anfangswerte für $\beta_k^P(z)$ für jeden Schritt werden mit Gl. (5.15) berechnet. Konvergiert $\beta^P(z)$, wird die Partikeltransmission über Gl. (5.17) berechnet. Sowohl in Gleichung 5.20 als auch in Gl. (5.17) muss das Partikellidarverhältnis S^P angenommen werden.

5.6 Aerosolcharakterisierung

Die Bestimmung von abgeschwächter Rückstreuung $\beta_{\lambda_0}^*$, Rückstreuung β_{λ_0} , Extinktion α_{λ_0} und Volumendepolarisationsverhältnis δ_{λ_0} bei verschiedenen Wellenlängen λ_0 ermöglicht eine Aerosoltypisierung. Durch die Messung der senkrecht (\perp) und der parallel (\parallel) polarisierten Komponente des abgeschwächten rückgestreuten Lichts, relativ zum ausgesendeten Laserlicht, kann das Volumendepolarisationsverhältnis

$$\delta_{\lambda_0} = \frac{\perp\beta_{\lambda_0}^*}{\parallel\beta_{\lambda_0}^*} \quad (5.21)$$

bestimmt werden. Das Volumendepolarisationsverhältnis δ_{λ_0} enthält Informationen über die Form der streuenden Partikel. Während der Wert bei sphärischen Partikeln nahezu 0% beträgt, erreichen nichtsphärische Partikel, z.B. Mineralstaub, Werte über 20%.

Neben dem bereits erklärten Partikellidarverhältnis S^P kann auch der Ångström-Exponent bezüglich der Extinktion (bzw. AOD)

$$\mathring{A}_{\alpha, \lambda_1, \lambda_2}(z) = -\frac{\ln[\alpha_{\lambda_1}/\alpha_{\lambda_2}]}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad (5.22)$$

und der Rückstreuung

$$\mathring{A}_{\beta, \lambda_1, \lambda_2}(z) = -\frac{\ln[\beta_{\lambda_1}/\beta_{\lambda_2}]}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad (5.23)$$

bestimmt werden. Kleine Ångström-Exponenten deuten auf große Aerosolpartikel (z.B. Seesalz oder Staub) hin [Moulin et al., 1997; Müller et al., 2007], während große Ångström-Exponenten auf kleine Aerosolpartikel (z.B. frischer Rauch) hinweisen [Baars et al., 2012]. \mathring{A}_β enthält das Verhältnis der Rückstreuung bei 1064 und 532 nm. Dieses Verhältnis

$$\chi = \frac{\beta_{1064}}{\beta_{532}} \quad (5.24)$$

wird als Farbverhältnis bezeichnet. Es kann auch aus den abgeschwächten Rückstreuoeffizienten β_{1064}^* und β_{532}^* berechnet werden und wird dann abgeschwächtes Farbverhältnis χ^* genannt. Das auf einer Cluster-Analyse basierende CALIPSO-Aerosolmodell zur Bestimmung charakteristischer Aerosoltypen [Omar et al., 2005], welches auf einem mehrjährigen AERONET-Datensatz basiert, liefert für marines Aerosol ein Farbverhältnis von 0.53 und für verschmutztes kontinentales Aerosol 0.72¹.

5.7 Besonderheiten der Auswertung von CALIOP

Bei der CALIOP-Datenauswertung werden eine Reihe von Algorithmen angewandt [Winker et al., 2009], um aus dem gemessenen Signal optische Eigenschaften zu erhalten. Einen groben schematischen Überblick zeigt Abb. 5.1. Nachdem das Signal geolokalisiert und kalibriert wurde, beginnt der Algorithmus *Selective Iterated Boundary Locator* (SIBYL) mit der Erkennung von Schichten [Vaughan et al., 2009]. Dazu werden Abweichungen vom Fall reiner Molekülstreuung als Schicht (Wolken oder Aerosol) klassifiziert. Nach Erkennen einer Schicht wird diese aus dem Signal β^* entfernt. Von der Schicht wird mit Hilfe von Signalstärke und Dicke der Schicht die Transmission bestimmt. Dann wird die unter der Schicht liegende abgeschwächte Rückstreuung mit der berechneten Transmission normiert und das neue Signal auf weitere Schichten untersucht.

¹Theoretische Grundlagen der CALIOP-Datenverarbeitung http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/PC-SCI-202_Part3_v1.0.pdf

Im nächsten Schritt, den *Scene Classification Algorithms* (SCA), werden die Schichten zunächst mittels der *Cloud Aerosol Discrimination* (CAD) in Wolke oder Aerosol klassifiziert [Liu et al., 2009]. Die CAD-Routine ist eine fünfdimensionale Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (gemittelte abgeschwächte Rückstreuung bei 532 nm, gemittelt abgeschwächtes Farbverhältnis χ^* , mittlere Schichthöhe, Volumendepolarisationsverhältnis δ_λ und geografische Breite). Die Wolken werden weiter in Eis- und Wasserwolken unterschieden [Hu et al., 2009]. Für die Auswertung von Aerosolschichten werden ausgehend von Schwellwerten für Volumendepolarisationsverhältnis δ_λ , integrierter abgeschwächter Rückstreuung $\int \beta_\lambda^*$ und Oberflächentyp in einem Entscheidungsbaum (siehe Abb. 5.2) sechs Aerosoltypen für die Auswahl von S^P unterschieden [Omar et al., 2009]. Dort sind die S^P bei 532 nm (1064 nm) in den blauen Flächen dargestellt. Marines Aerosol hat z.B. ein S^P von 20 (45) sr, während verschmutztes kontinentales Aerosol ein S^P von 70 (30) sr aufweist.

Als letztes berechnen die *Hybrid Extinction Retrieval Algorithms* (HERA) basierend auf den gewonnenen Schichtinformationen die höhenaufgelösten Rückstreu- und Extinktionsprofile [Young und Vaughan, 2009] mit Hilfe der in Abschnitt 5.4 und 5.5 beschriebenen Methoden. Die aus den Extinktionskoeffizienten berechneten optischen Dicken werden mit den von SIBYL bestimmten verglichen. Stimmen diese nicht überein, werden Lidarverhältnis und Mehrfachstrefaktor variiert, bis die Lösungen übereinstimmen.

Im Rahmen dieser Arbeit werden *Level 2* Version 3 Daten verwendet. Version 3 steht hierbei für den aktuellsten Stand der Auswerterroutine. Die *Level 2* Daten beinhalten die *Vertical Feature Mask* (VFM) und Schichtinformationen wie Schichtober- und -untergrenzen, Partikellidarverhältnisse und integrierte abgeschwächte Rückstreuung. Weiterhin sind in den *Level 2* Daten Profilinformationen wie Rückstreuprofile, Extinktionsprofile, Partikeldepolarisationsverhältnisse und Qualitätshinweise enthalten.

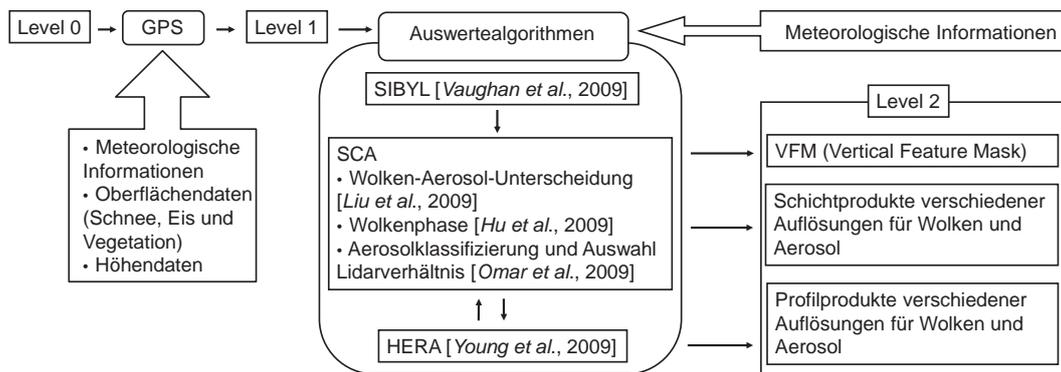


Abbildung 5.1: Übersicht über die CALIOP-Datenverarbeitung und Auswerteralgorithmen

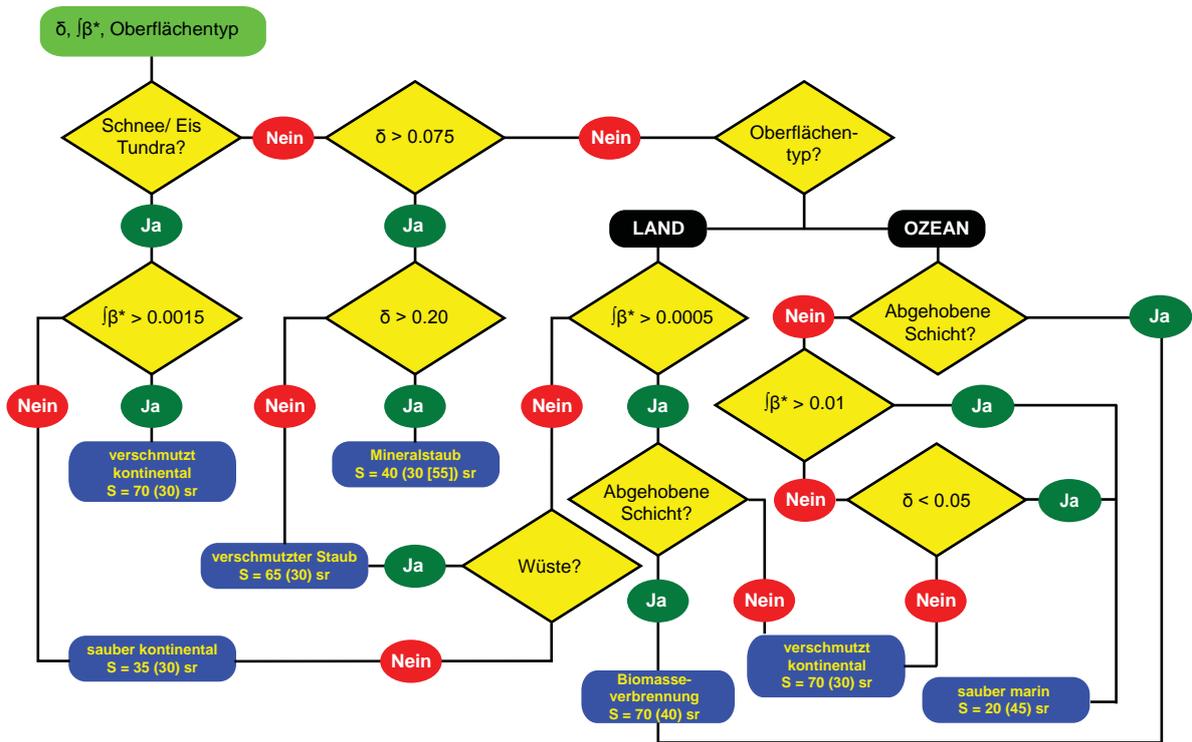


Abbildung 5.2: Entscheidungsbaumdiagramm der Aerosoltypen und Partikellidarverhältnisse bei 532 nm (1064 nm) nach *Omar et al.* [2009]

Die Qualitätshinweise werden genutzt, um eine Datenüberprüfung der CALIOP-Daten durchzuführen. Diese sind in Tab. 5.1 aufgelistet. In den SCA wird bei der Differenzierung von Wolken und Aerosol (CAD) als Qualitätshinweis ein CAD-Wert ermittelt, welcher angibt, mit welcher Wahrscheinlichkeit eine erkannte Schicht Wolke oder Aerosol ist. Aerosolpartikeln werden negative (-100 bis -1) und Wolken positive Werte (1 bis 100) zugeordnet [Liu et al., 2009]. Je größer bzw. kleiner der Wert, desto sicherer handelt es sich um Wolken bzw. Aerosol. Weitere Qualitätskriterien sind die Hinweise der Schichttyp- und -untertyp-Konfidenzen. Der Hinweis der Schichttypisierung ähnelt in der Bedeutung dem CAD-Wert und der Hinweis der Untertypisierung gibt an, mit welcher Sicherheit die Entscheidung der Aerosoltypisierung nach *Omar et al.* (2009) getroffen wurde. Der Extinktionshinweis gibt an, welche Änderungen im Rahmen von HERA gemacht werden mussten, um eine Lösung der Extinktionsprofile zu bestimmen. Für die Extinktion wurde ein Grenzwert von 400 Mm^{-1} gewählt, um falsch klassifizierte Wolken auszuschließen.

Ausgehend von Minutendaten der Position von CALIPSO wurden Entfernungen zu Punta Arenas (53.2°S , 70.9°W) berechnet. Entsprechend einer Vergleichsstudie, die mesoskalige Variationen troposphärischen Aerosols untersucht hat [Anderson et al., 2003],

Tabelle 5.1: Forderungen an die Qualitätskriterien

Kriterium	erlaubte Werte	Bedeutung
CAD-Wert	−90 bis −100	sehr wahrscheinlich Aerosol
Schichttyp-Konfidenz	> 1	mittlere bis hohe Konfidenz
Aerosoltyp-Konfidenz	1	sicher
Extinktionshinweis	< 8	nur Anpassung vom Lidarverhältnis erlaubt
Extinktion	< 400 Mm ^{−1}	falsch klassifizierte Wolken ausschließen

werden nur Überflüge betrachtet, die weniger als 200 km entfernt sind. Im Zeitraum von Mai 2009 bis April 2010 wurden insgesamt 148 Termine gefunden, bei denen CALIPSO Punta Arenas in weniger als 200 km passierte. Für eine gute Vergleichbarkeit wurde die Datenauswahl mit Trajektorienrechnungen unterstützt. Dazu wurden mit HYSPLIT (siehe Abschnitt 4.3) Rück- bzw. Vorwärtstrajektorien für verschiedene Höhen berechnet. Dadurch entsteht ein Bereich, in dem sich die Trajektorien mit der CALIPSO-Flugbahn schneiden (siehe Abb. 5.3). Für die Auswertung wurden dann nur die CALIOP-Profile betrachtet, die sich innerhalb dieses Bereiches befanden. Wurde in verschiedenen Höhen kein Aerosol detektiert, wurden die entsprechenden Trajektorien nicht weiter betrachtet und der Schnittbereich konnte kleiner gewählt werden. Nach der Datenextraktion bleiben 46 Überflüge, bei denen Aerosol detektiert wurde. Das bedeutet, dass in 102 Fällen kein Aerosol, nicht einmal Grenzschichtaerosol, bestimmt wurde. Durch Anwendung der Qualitätskriterien (Tab. 5.1) wurden die Profile von 15 Überflügen entfernt und es blieben 31 Überflüge mit Rückstreu- und Extinktionsprofilen. Die Ausschlusskriterien der 15 Überflüge sind in Anhang A aufgelistet.

In dieser Arbeit werden auch die wolkenbereinigten CALIOP *Level 3* Aerosoldaten² verwendet. Diese beinhalten Monatsmittel der AOD. Bevor die *Level 3* Daten aus den *Level 2* Daten generiert werden, wird die Qualität durch verschiedene Filter überprüft. Diese Filter entfernen Schichten mit niedriger Konfidenz und unglaubwürdigen Extinktionsbestimmungen. Die räumliche Auflösung der *Level 3* Daten beträgt weltweit 2° geografische Breite und 5° geografische Länge. Die vertikale Auflösung bis maximal 12 km beträgt 60 m.

²http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/Quality_Summaries/CALIOP_L3AProProducts_1-00.html

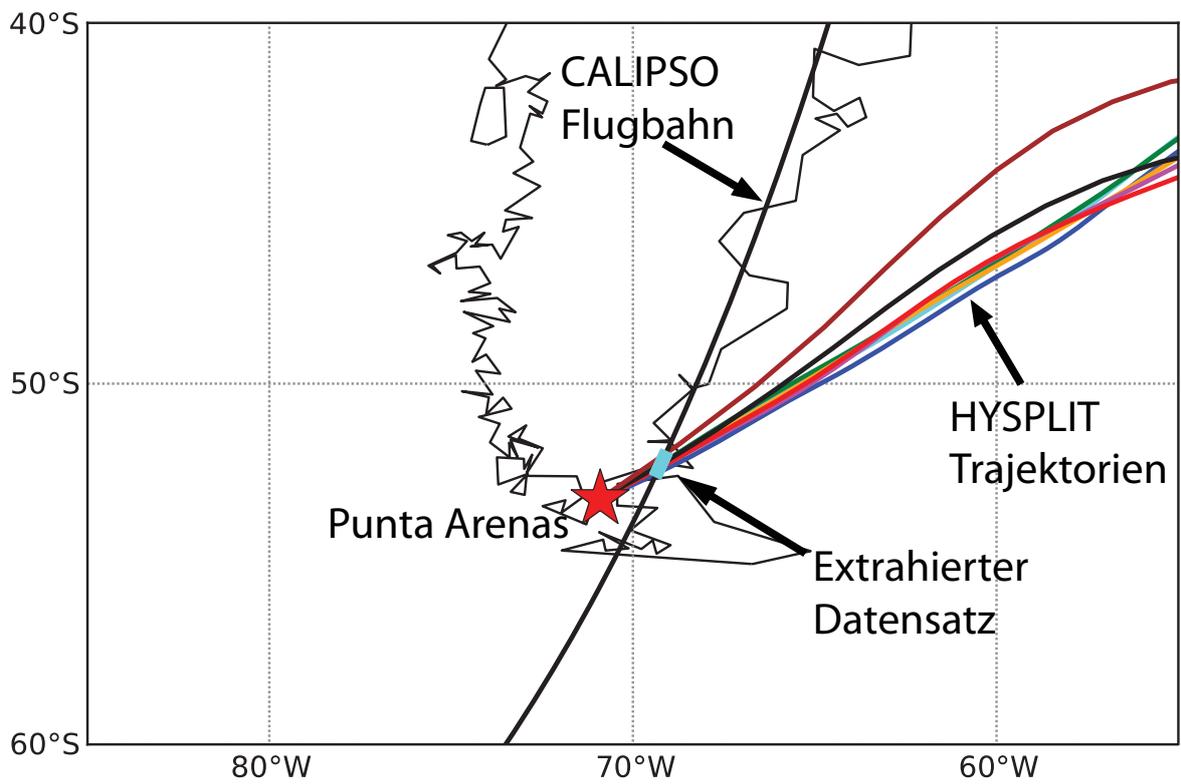


Abbildung 5.3: Karte von Punta Arenas mit CALIPSO-Überflug, den mittels HYSPLIT berechneten Vorwärtstrajektorien und dem extrahierten Datensatz vom 13. Januar 2010.

6 Fallstudien

In diesem Kapitel werden die Beobachtungen mit Polly^{XT} anhand von repräsentativen Fallstudien vorgestellt. Die verschiedenen Fallstudien geben einen Überblick über die Aerosolbedingungen während des ALPACA-Messzeitraums.

6.1 Marines Aerosol

Abbildung 6.1 links zeigt die Wetterverhältnisse für Punta Arenas am 13. Januar 2010. Zwei Tiefdrucksysteme östlich und südwestlich von Punta Arenas bestimmten das Wettergeschehen, so dass eine Südwestströmung vom Ozean vorherrschte. Die HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien (Abb. 6.1 rechts) zeigen, dass die bodennahe Luft (bis 2000 m) über Punta Arenas marinen Ursprungs und die letzten zehn Tage weit entfernt von kontinentaler Beeinflussung war.

Der Zeit-Höhen-Verlauf des entfernungskorrigierten Signals ab 02:00 UTC ist in Abb. 6.2 dargestellt. Von 02:00 bis 04:00 UTC traten tiefe Wolken zwischen 1 und 2 km auf. Nach 04:00 UTC befanden sich Wolken in 6 bis 7.5 km und 8.5 bis 11.5 km. Aerosol war nur in der Grenzschicht bis maximal 2 km vorhanden. Die Höhe der planetare Grenzschicht unterlag geringen Schwankungen mit Werten zwischen 1.5 und 2 km. In Abbildung 6.2 ist

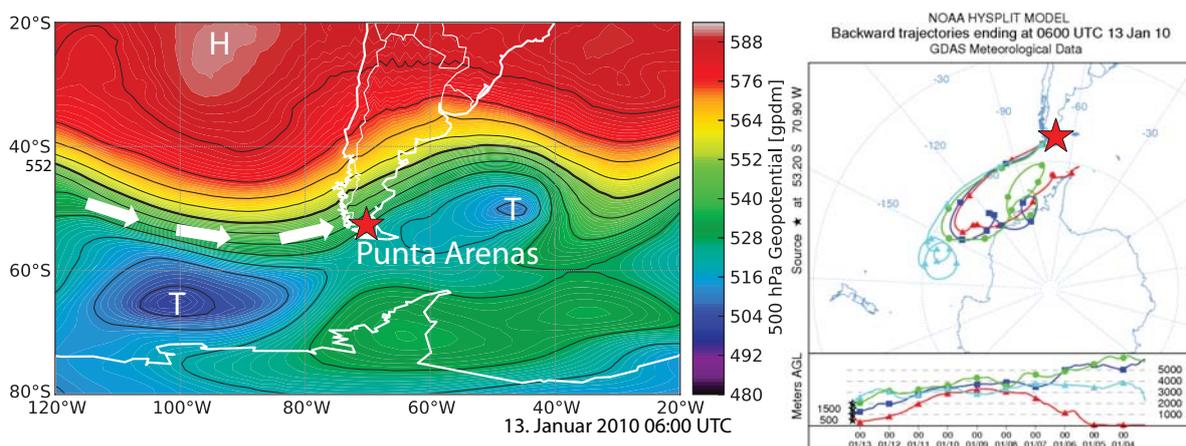


Abbildung 6.1: Meteorologische Situation am 13. Januar 2010. Links: 500-hPa-Geopotential um 06:00 UTC. Rechts: HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien (500, 1000, 1500 und 2000 m) über die letzten zehn Tage (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). Punta Arenas ist mit einem roten Stern gekennzeichnet.

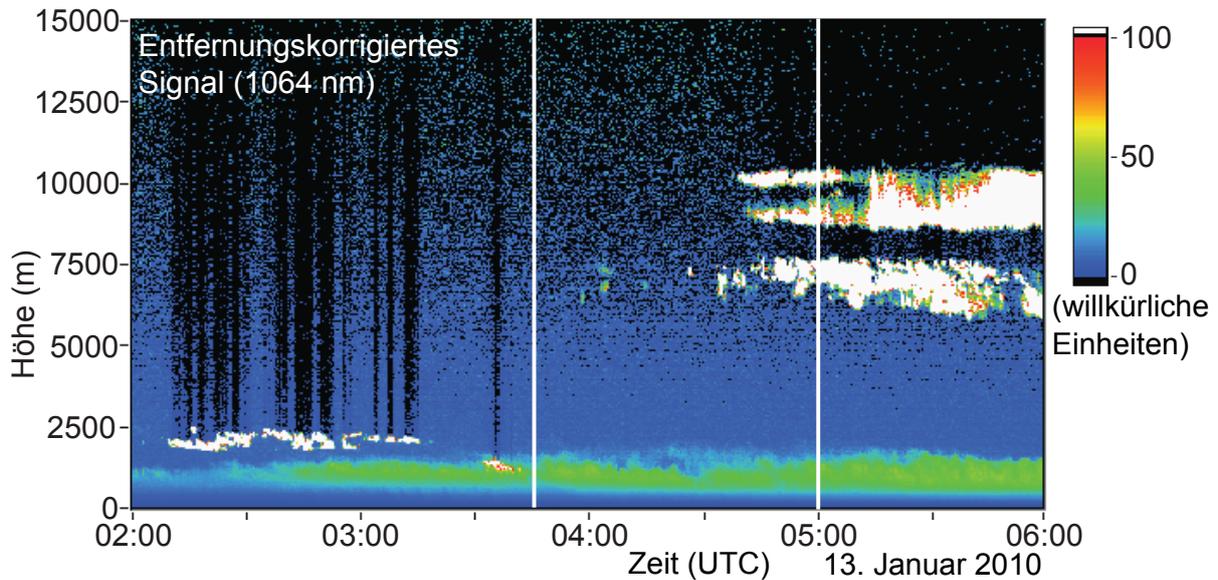


Abbildung 6.2: Zeit-Höhen-Verlauf des entfernungskorrigierten Signals (1064 nm) vom 13. Januar 2010. Die analysierte Zeitspanne von 03:45 bis 05:00 UTC ist weiß eingrahmt.

der Überlappungseffekt unterhalb von 800 m anhand der abnehmenden Signalstärke zu sehen. In der planetaren Grenzschicht kann jedoch angenommen werden, dass die Luftmassen durch starke mechanische und thermisch induzierte Turbulenz homogen durchmischt sind.

Für den Zeitraum von 03:45 bis 05:00 UTC wurden die Vertikalprofile des Partikelrückstreukoeffizienten (Abb. 6.3 a) mit einer vertikalen Glättungslänge von 330 m nach Abschnitt 5.3 bestimmt. Die Partikelrückstreukoeffizienten bei 532 nm (Abb. 6.3 a, grün) und 1064 nm (rot) haben ihr Maximum in der Grenzschicht ($0.91 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ bei 532 nm und $0.61 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ bei 1064 nm). Oberhalb von 2 km ist der Partikelrückstreukoeffizient für beide Wellenlängen nahe Null. In der planetaren Grenzschicht kann durch die angenommene homogene Durchmischung ein konstanter Partikelrückstreukoeffizient angenommen werden. Wegen des geringen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses konnte der Partikelextinktionskoeffizient nicht mit der Raman-Methode bestimmt werden. Der Partikelextinktionskoeffizient bei 532 nm wurde aus dem Partikelrückstreukoeffizienten über die Annahme des Partikellidarverhältnisses berechnet (siehe Abschnitt 5.1). Da marine Strömungen vorherrschend waren (siehe Abb. 6.1 rechts), wurden Partikellidarverhältnisse von 14 bis 25 sr [Groß *et al.*, 2011; Ansmann *et al.*, 2001; Masonis *et al.*, 2003; Müller *et al.*, 2007] angenommen (siehe Abb. 6.3 d). Die entsprechenden Extinktionsprofile sind einzeln (grün) in Abb. 6.3 b dargestellt. Zusätzlich sind dort das gemittelte Partikelextinktionsprofil in schwarz und die mittlere Standardabweichung als Fehlerbalken abgebildet. Das gemittelte Partikelextinktionsprofil (schwarz) erreicht in

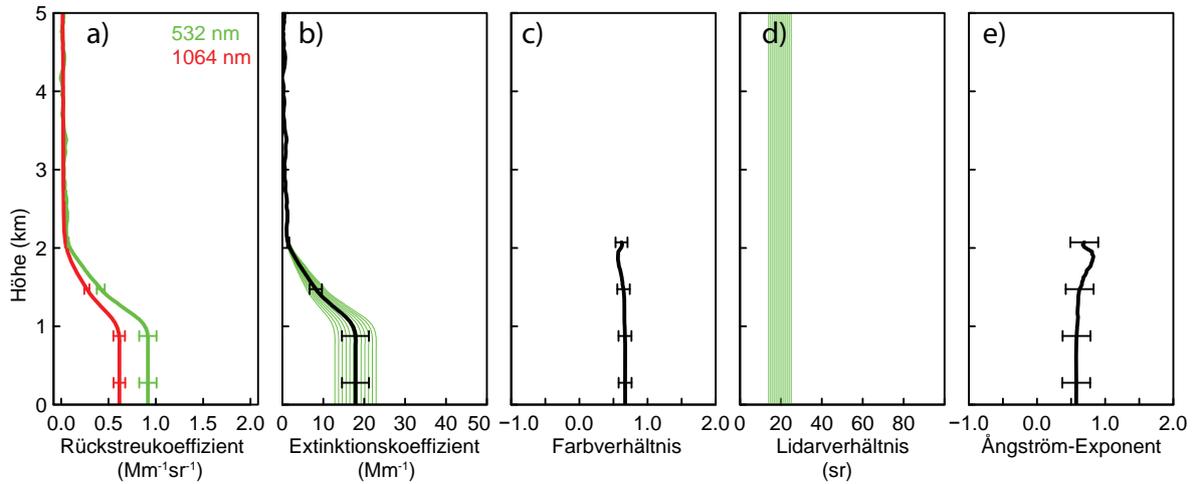


Abbildung 6.3: Vertikalprofile vom a) Partikelrückstreuungskoeffizient bei 532 nm (grün) und 1064 nm (rot), b) einzelne Partikelextinktionskoeffizienten (grün) bei verschiedenen Partikellidarverhältnissen und gemittelten Partikelextinktionskoeffizienten (schwarz) mit Standardabweichung als Fehlerbalken bei 532 nm, c) Farbverhältnis, d) Partikellidarverhältnis und e) Ångström-Exponent bestimmt mit Polly^{XT} für den 13. Januar 2010 03:45 bis 05:00 UTC.

der planetaren Grenzschicht Werte bis 17.9 Mm^{-1} bei einer Standardabweichung von 3.3 Mm^{-1} . Aus der vertikalen Integration des gemittelten Partikelextinktionskoeffizienten in den untersten 3 km ergibt sich eine AOD von 0.025. Die Werte der AOD schwanken je nach Partikellidarverhältnis zwischen 0.02 ($S_p = 14 \text{ sr}$) und 0.035 ($S_p = 25 \text{ sr}$). Sonnenphotometermessungen in marinen Gebieten zeigen für den Pazifik eine AOD von 0.085 ± 0.01 und für den Südlichen Ozean 0.06 ± 0.02 [Smirnov *et al.*, 2009]. Die geringen AOD unterstreichen die marinen Bedingungen im Raum von Punta Arenas. In Abbildung 6.3 c) ist das Profil des Farbverhältnisses veranschaulicht. In Bodennähe beträgt es 0.67. Das CALIPSO-Aerosolmodell zur Bestimmung charakteristischer Aerosoltypen [Omar *et al.*, 2005] liefert für marines Aerosol einen Wert für das Farbverhältnis von 0.53¹. Der Ångström-Exponent erreicht in der Grenzschicht den Wert 0.57 (Abb. 6.3 e).

Am selben Tag überquerte CALIPSO Punta Arenas in einer Entfernung von etwa 150 km. Abbildung 6.4 (links) zeigt den Zeit-Höhen-Verlauf der abgeschwächten Rückstreuung. In etwa 2 km und 6 bis 10 km Höhe sind Wolken anhand der starken Rückstreuung (graue Farben) zu erkennen. Aerosol (gelbliche Farben) wurde bis in eine Höhe von 1.5 km beobachtet, so dass sowohl die Wolken- als auch die Aerosolschichten eine hohe Übereinstimmung zu der Polly^{XT}-Messung zeigen (Abb. 6.2). Die rote Linie in Abb. 6.4

¹Theoretische Grundlagen der CALIOP-Datenverarbeitung http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/PC-SCI-202_Part3_v1.0.pdf

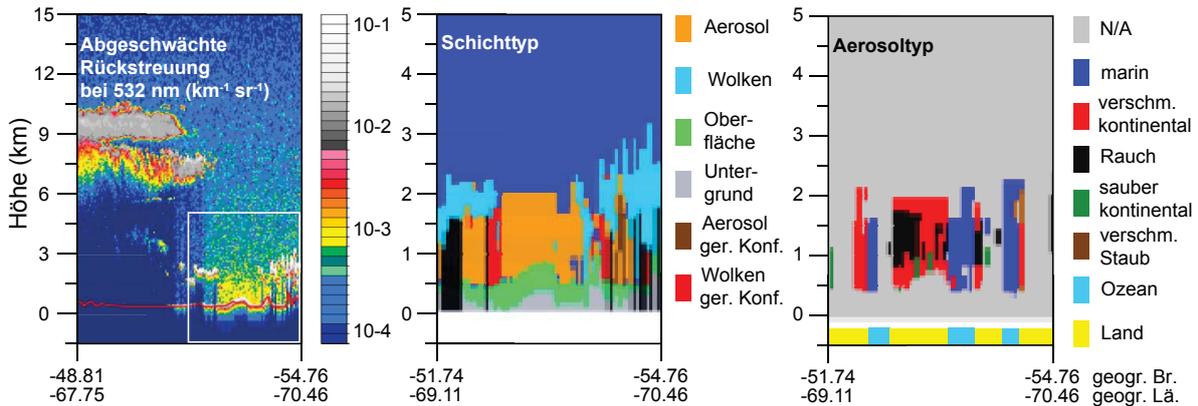


Abbildung 6.4: Links: Zeit-Höhen-Verlauf der abgeschwächten Rückstreuung (532 nm) von CALIOP. Die weiße Box zeigt den ausgewählten Datenbereich. Mitte: Vertical Feature Mask; Rechts: Aerosol- und Oberflächentypen am 13. Januar 2010, 04:47 UTC [Bilderquelle: http://www-calipso.larc.nasa.gov/products/lidar/browse_images/production/].

(links) stellt die durch CALIOP bestimmte Oberflächenhöhe dar. Für den markierten Ausschnitt in Abb. 6.4 (links) sind die Schichttypen der *Vertical Feature Mask* (Abschnitt 5.7) zu sehen. Hier werden Wolken (blau), Aerosolschichten (orange) und Erdoberfläche (grün) unterschieden. Im linken Bildviertel von Abb. 6.4 (Mitte) wird Aerosol unterhalb von Wolken bis zu 1.5 km und sogar in einer Wolke bestimmt. Die entsprechenden Aerosoltypen sind in Abb. 6.4 (rechts) dargestellt. Hier ist ein auffälliger Wechsel von verschmutztem kontinentalen Aerosol (rot) zu marinem Aerosol (blau) in der eigentlich homogenen Aerosolschicht zu erkennen. Zusätzlich sind in Abb. 6.4 (rechts) die Oberflächentypen Land (gelb) und Wasser (hellblau) dargestellt. Unter Berücksichtigung der Oberflächeninformationen scheint es einen direkten Zusammenhang zwischen dem Wechsel der Aerosol- und Oberflächentypen zu geben, der bei der Messung am 13. Januar 2010 zwei weitere Male beobachtet werden kann. Der Zusammenhang zwischen Aerosol- und Oberflächentyp basiert auf vereinfachten Annahmen in der CALIOP-Datenverarbeitung (Abb. 6.5 a). Diese ist abhängig vom Oberflächentyp, eine Geokoordinaten gestützte Information, und basiert nicht auf Aerosoleigenschaften. Marines Aerosol ist für CALIOP ausschließlich über Wasseroberflächen bestimmbar. Dadurch verhindert der Algorithmus die Möglichkeit des Auftretens von marinem Aerosol über Land. In marin geprägten Regionen wie rund um Punta Arenas, aber auch global in Küstenregionen bei See-Land-Zirkulationen kann dies zu einer deutlichen Unterschätzung des Auftretens von marinem Aerosol führen. Durch See-Land-Zirkulationen kann marines Aerosol bis zu 345 km ins Landesinnere transportiert werden [Abbs und Physick, 1992; Damato et al., 2003; Miller et al., 2003].

Um diesen Effekt genauer zu untersuchen, werden im Folgenden die vertikalen Profile des Partikelrückstreukoeffizienten (Abb. 6.5 b) und Partikelextinktionskoeffizienten (Abb. 6.5 d) von Polly^{XT} und CALIOP verglichen. In einem ersten Schritt wurden dafür wolkenfreie und wolkenbeinhaltende Profile von CALIOP getrennt betrachtet. In Abbildung 6.5 b ist zu sehen, dass das mittlere Profil des Partikelrückstreukoeffizienten für wolkenfreie Einzelprofile (rot) eine hohe Übereinstimmung mit den von Polly^{XT} (grün) bestimmten Partikelrückstreukoeffizienten zeigt. Das mittlere Profil des Partikelrückstreukoeffizienten von wolkenbeinhaltenden Einzelprofilen (grau) ist um eine Größenordnung höher. Die genaue Ursache für diesen Effekt ist noch nicht bekannt, so dass sich im Folgenden nur auf wolkenfreie Einzelprofile konzentriert wird. Abbildung 6.5 c zeigt die gemittelten Partikelrückstreukoeffizienten nun getrennt nach dem Oberflächentyp Ozean (blau) und Land (schwarz). Beide Profile stimmen gut überein. Die blaue Kurve zeigt einen starken Anstieg im Rückstreukoeffizienten oberhalb von 1.5 km, welcher im Zusammenhang mit dünnen Grenzschichtwolken stehen könnte, wie in der Messung von Polly^{XT} von 03:30 bis 03:45 UTC in Abb. 6.2 zu sehen ist. Aus den *Level 2* Profelinformationen geht hervor, dass über der Wasseroberfläche die Aerosolschicht

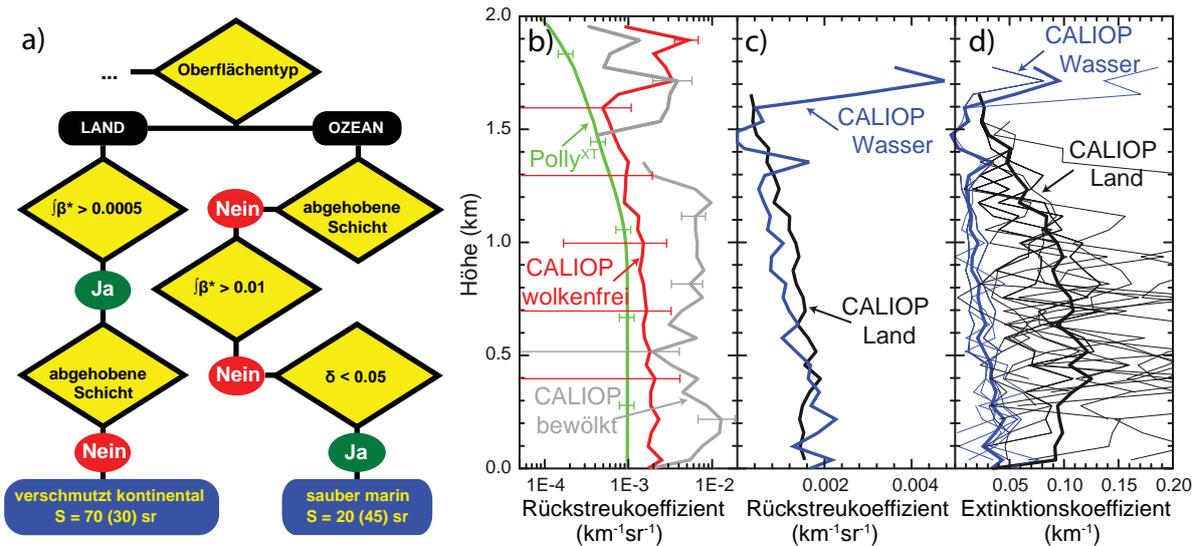


Abbildung 6.5: a) Entscheidungsbaumdiagramm für marines und verschmutztes kontinentales Aerosol nach *Omar et al.* [2009]. b) Gemittelte Vertikalprofile der Partikelrückstreukoeffizienten bei 532 nm von Polly^{XT} (grün) von 03:45 bis 05:00 UTC und CALIOP von etwa 04:47 UTC am 13. Januar 2010. Die von CALIOP bestimmten Profile sind in wolkenfreie (rot) und bewölkte Profile (grau) unterschieden. c) Gemittelte wolkenfreie CALIOP-Profile des Partikelrückstreukoeffizienten bei 532 nm über Land (schwarz) und Wasseroberflächen (blau). d) Gemittelte wolkenfreie CALIOP-Profile des Extinktionskoeffizienten bei 532 nm. Die Einzelprofile sind durch dünne Linien gekennzeichnet.

von der CALIOP-Aerosoltypisierung als marines Aerosol (20 sr) bestimmt wurde. Über Land hingegen wurde eine Mischung aus sauberem (35 sr), verschmutztem kontinentalen Aerosol und Rauch (jeweils 70 sr) bestimmt. Das hat zur Folge, dass die bestimmten Partikelextinktionskoeffizienten über Land häufig um den Faktor 3.5 höher sind als über Wasser (Abb. 6.5 d). Hinsichtlich der eindeutig marin geprägten Luftmassenherkunft (Abb. 6.1 rechts) und der deutlichen Korrelation zwischen Oberflächentyp und Aerosoltyp (Abb. 6.4 rechts) durch den Entscheidungsbaum der CALIOP-Aerosoltypisierung gibt es eindeutige Hinweise darauf, dass die eigentlich homogene Aerosolschicht über Land und Wasser unter einer vereinfachten Annahme (kein marines Aerosol über Land) falsch typisiert wurde. Dies hätte als weitreichende Folge, dass nicht nur die Extinktion überschätzt wird, sondern auch bei anschließenden Strahlungstransportrechnungen auf der Basis von CALIOP-Daten der Strahlungseffekt des Aerosols überschätzt werden würde. Dieser Effekt wäre nicht nur bedeutsam für den Raum Punta Arenas, sondern in allen küstennahen Gebieten mit See-Land-Zirkulation. Um diese Erkenntnis weiter zu untersuchen, wird in Kapitel 7 eine statistische Auswertung unter Berücksichtigung von Sonnenphotometerlangzeitmessungen im Rahmen von AERONET durchgeführt.

6.2 Abgehobener Rauch und patagonischer Staub

Die Karte der geopotentiellen Höhe am 2. März 2010 (Abb. 6.6) zeigt zwei Tiefdrucktröge südwestlich und südöstlich von Punta Arenas. Diese sorgten für Strömungen aus nordwestlicher Richtung. In der Messung von Polly^{XT} waren an diesem Tag von 09:00 bis 12:00 UTC Wolken in 4000 bis 5000 m und eine Grenzschicht bis etwa 1000 m Höhe zu sehen (Abb. 6.7). Direkt über der Grenzschicht befand sich eine Aerosolschicht bis etwa 2000 m Höhe. Erhöhte Rückstreuung wurde ebenfalls in Höhen von 4500 bis 5200 m (06:00 bis 12:00 UTC) und von 11500 bis 12100 m (06:00 bis 09:30 UTC) beobachtet. Eine FLEXPART-Analyse für die Aerosolschicht von 1000 bis 2000 m (Abb. 6.8 oben) zeigt, dass die Luftmassen vom Südpazifik über Südpatagonien nach Punta Arenas advehiert wurden (rote Färbung). HYSPLIT-48h-Rückwärtstrajektorien für 500, 1000 und 2000 m Höhe (Abb. 6.9 links) bestätigen, dass das bodennahe Aerosol am 2. März 2010 durch eine verlängerte Aufenthaltszeit über Patagonien lokal beeinflusst wurde. Modellerte bodennahe Staubkonzentrationen von NAAPS übersteigen in diesem Zeitraum lokal $640 \mu\text{g}/\text{m}^3$, im Bereich von Punta Arenas $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Abb. 6.9 rechts).

Für die beobachteten Luftschichten von 4500 bis 5200 m Höhe und 11500 bis 12100 m Höhe (Abb. 6.7) zeigen die FLEXPART-Analysen deutlich definierte Herkunftsregionen bei längeren betrachteten Zeiträumen. So zeigt sich, dass die beobachteten Luftmassen über

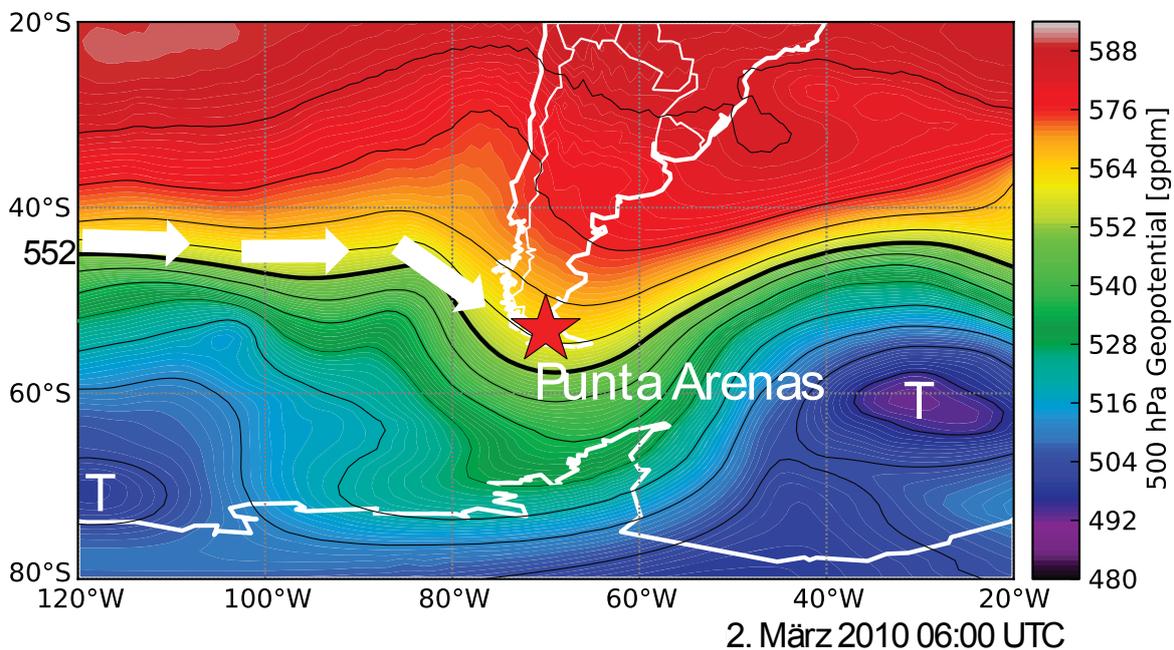


Abbildung 6.6: 500-hPa-Geopotential am 2. März 2010 um 06:00 UTC. Punta Arenas ist mit einem roten Stern gekennzeichnet.

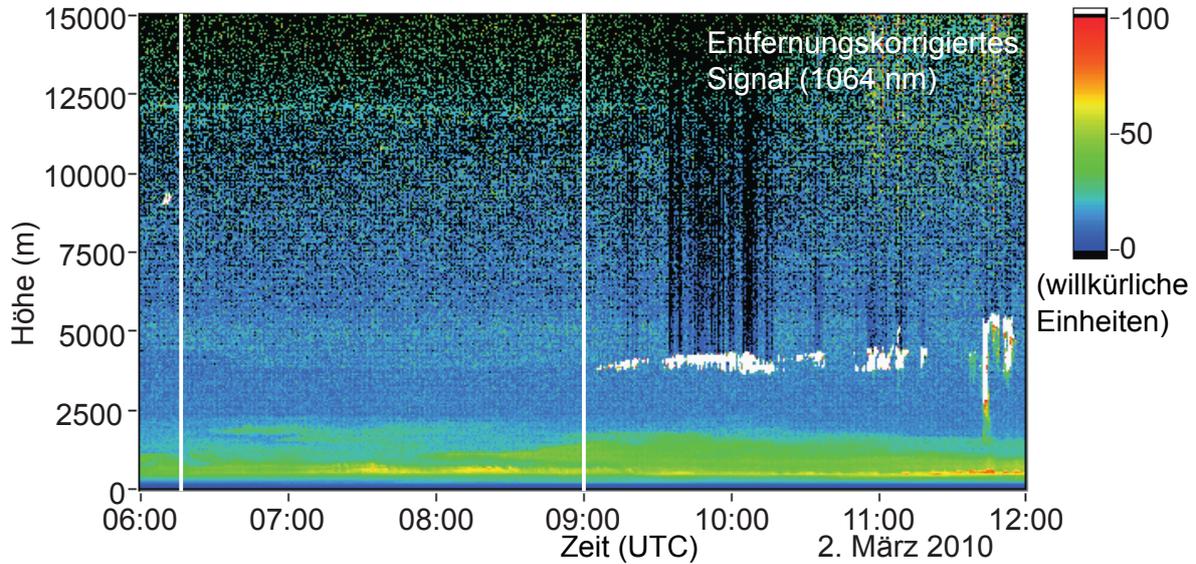


Abbildung 6.7: Zeit-Höhen-Verlauf des entfernungskorrigierten Signals (1064 nm) vom 2. März 2010. Die analysierte Zeitspanne von 06:15 bis 09:00 UTC ist weiß eingerahmt.

(Süd-)Australien und den Südpazifik nach Punta Arenas advehiert wurden (Abb. 6.8 Mitte und unten). Für diese Schichten wurden ebenfalls zusätzlich HYSPLIT-Rückwärts-trajektorien (13 Tage) berechnet, welche in Abb. 6.10 blau und hellblau dargestellt sind. In Abbildung 6.10 sind ebenfalls aktive Feuer markiert (rote Punkte), die durch Strahlungsmessungen von MODIS [Justice et al., 2011] zwischen dem 17. Februar 2010 und dem 25. Februar 2010 detektiert wurden. Sowohl die Schicht zwischen 4500 und 5200 m (blau) als auch die Schicht zwischen 11500 und 12100 m (hellblau) wurden über Gebiete mit aktiven Feuern in Süd- und Südostaustralien transportiert. Durch die Herkunftsanalyse ist davon auszugehen, dass die bodennahe Schicht patagonischen Wüstenstaub beinhaltet, während es sich bei den abgehobenen Schichten um interkontinental transportierten Rauch handelte.

Die Messung von Polly^{XT} (Abb. 6.7) wurde für den wolkenfreien Zeitraum von 06:15 bis 09:00 UTC analysiert. Die entsprechenden Profile der optischen Eigenschaften sind in Abb. 6.11 mit einer Glättungslänge von 150 m dargestellt. Die Partikelrückstreukoeffizienten erreichen ihr Maximum in der Grenzschicht bei Werten bis zu $1.02 \text{ Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ (532 nm) und $0.63 \text{ Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ (1064 nm). Die im Zeit-Höhen-Verlauf von Polly^{XT} (Abb. 6.7) erkannten abgehobenen Schichten sind auch in den Profilen des Partikelrückstreukoeffizienten in etwa 5000 und 12000 m schwach erkennbar. Auch die auf der Grenzschicht liegende Aerosolschicht bei 1000 bis 2000 m ist im Profil sichtbar. Der Partikelextinktionskoeffizient musste erneut über die Vorgabe des Partikellidarverhältnisses berechnet werden. Entsprechend der durchgeführten Herkunftsanalyse der Luftmassen wurde für

das bodennahe Aerosol (bis 2500 m) ein Partikellidarverhältnis von 40 sr für Staub [Kannitz *et al.*, eingereicht] und für die abgehobenen Schichten ein Partikellidarverhältnis von rund 70 sr (Rauch) [Ansmann *et al.*, 2009; Tesche *et al.*, 2011] angenommen (siehe Abb. 6.11 d). Die AOD der einzelnen Höhenbereiche ergeben sich dadurch zu 0.044 (0 bis 2500 m), 0.004 (4500 bis 5200 m) und 0.002 (11500 bis 12100 m). Das Farbverhältnis (Abb. 6.11 c) ist oberhalb von 7000 m stark verrauscht und wird daher nur unterhalb dieser Höhe betrachtet. Es erreicht in der bodennahen Schicht (bis 2000 m) Werte von 0.69 ± 0.1 . Das CALIPSO-Aerosolmodell gibt für das Farbverhältnis von Wüstensand

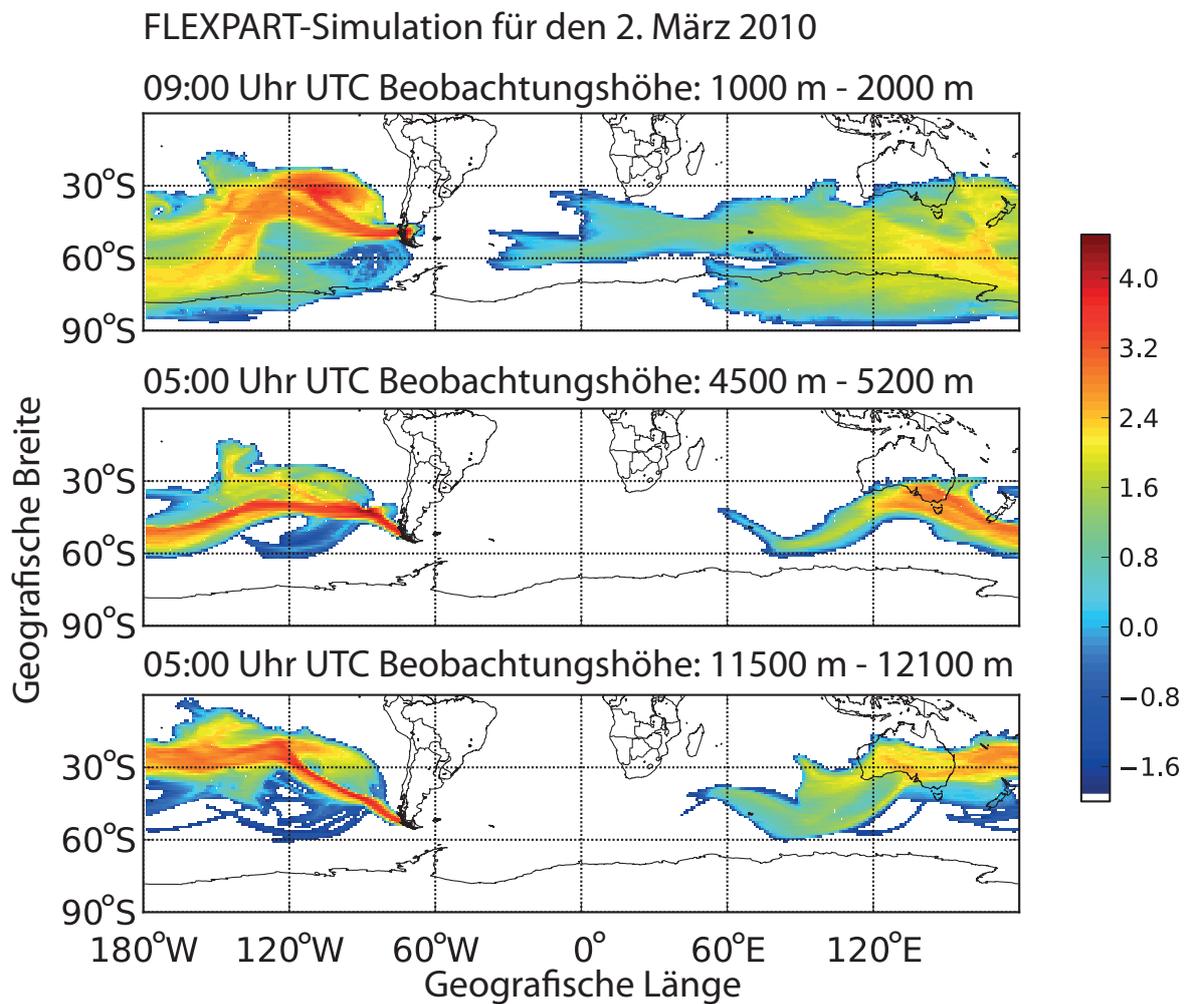


Abbildung 6.8: FLEXPART-Simulation für die integrierte Aufenthaltszeit der Luftpakete in der gesamten atmosphärischen Säule über die letzten zehn Tage bis zur Beobachtung am 2. März 2010 für die Beobachtungshöhen 1000 bis 2000 m, 4500 bis 5200 m und 11500 bis 12100 m. Die Farben repräsentieren den Logarithmus der integrierten Aufenthaltszeit (in Sekunden) in einer Gitterbox für die Integrationszeit von zehn Tagen.

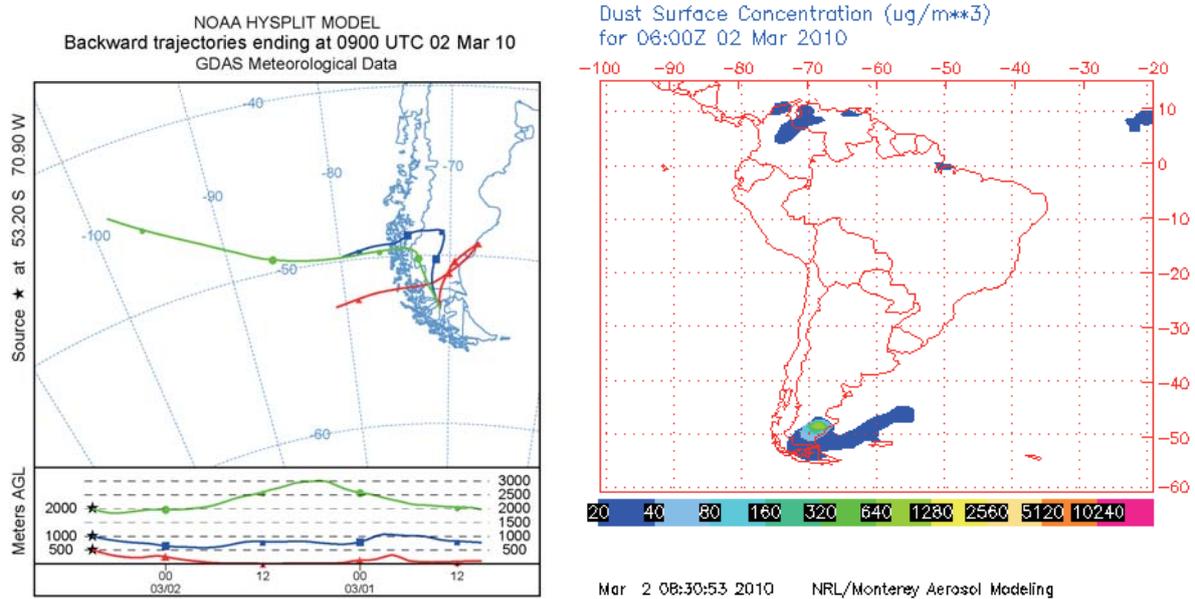


Abbildung 6.9: Links: HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien über 48 Stunden für Punta Arenas in 500, 1000 und 2000m. Rechts: Modellierte Staubkonzentration am Boden vom NAAPS-Aerosolmodell [http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol_web/].

den Wert 0.79 an. Die abgehobene Schicht zwischen 4500 und 5200 m ist im Profil des Farbverhältnisses erkennbar und erreicht Werte von 0.65 ± 0.04 . Für Rauch liefert das CALIPSO-Aerosolmodell den Wert 0.67. Der Ångström-Exponent erreicht in der bodennahen Schicht (bis 2000 m) Werte von 0.56 ± 0.21 . Für patagonischen Staub wurden Ångström-Exponenten von 0.4 ± 0.1 bestimmt [Kanitz *et al.*, eingereicht]. Im Rahmen von EARLINET wurden Ångström-Exponenten für Saharastaub in der freien Troposphäre von 0.5 ± 0.5 bestimmt [Müller *et al.*, 2007]. Zwischen 4000 und 5500 m, dem Bereich der Rauchfahne, beträgt der Ångström-Exponent 0.61 ± 0.1 . Im Vergleich wurden bei Lidar-Beobachtungen von Rauch durch Waldbrände in Kanada und Sibirien Ångström-Exponenten von 1.0 ± 0.4 berechnet [Müller *et al.*, 2007]. Auf den Kapverden wurde der Ångström-Exponent von Rauch durch Biomasseverbrennung aus dem südlichen Westafrika mit 1.06 ± 0.65 bestimmt [Tesche *et al.*, 2011]. Von Afrika in den brasilianischen Regenwald transportierter Rauch aus Biomasseverbrennung wird mit einem Ångström-Exponenten von 0.8 angegeben [Baars, 2012].

Für die Beobachtung der zwei abgehobenen Rauchsichten wurden sechs CALIPSO-Überflüge gefunden (Abb. 6.10), die Momentaufnahmen des interkontinentalen Transports der Rauchfahne liefern. Am 21. Februar 2010 überflog CALIPSO die Quellregion in Südaustralien. Abbildung 6.12 zeigt den Zeit-Höhen-Verlauf der abgeschwächten Rückstreuung und der bestimmten Aerosoltypen. Der Schnittbereich der Trajektorien zwischen 4500 und 5200 m und der CALIPSO-Flugbahn ist gelb umrandet. In Abbil-

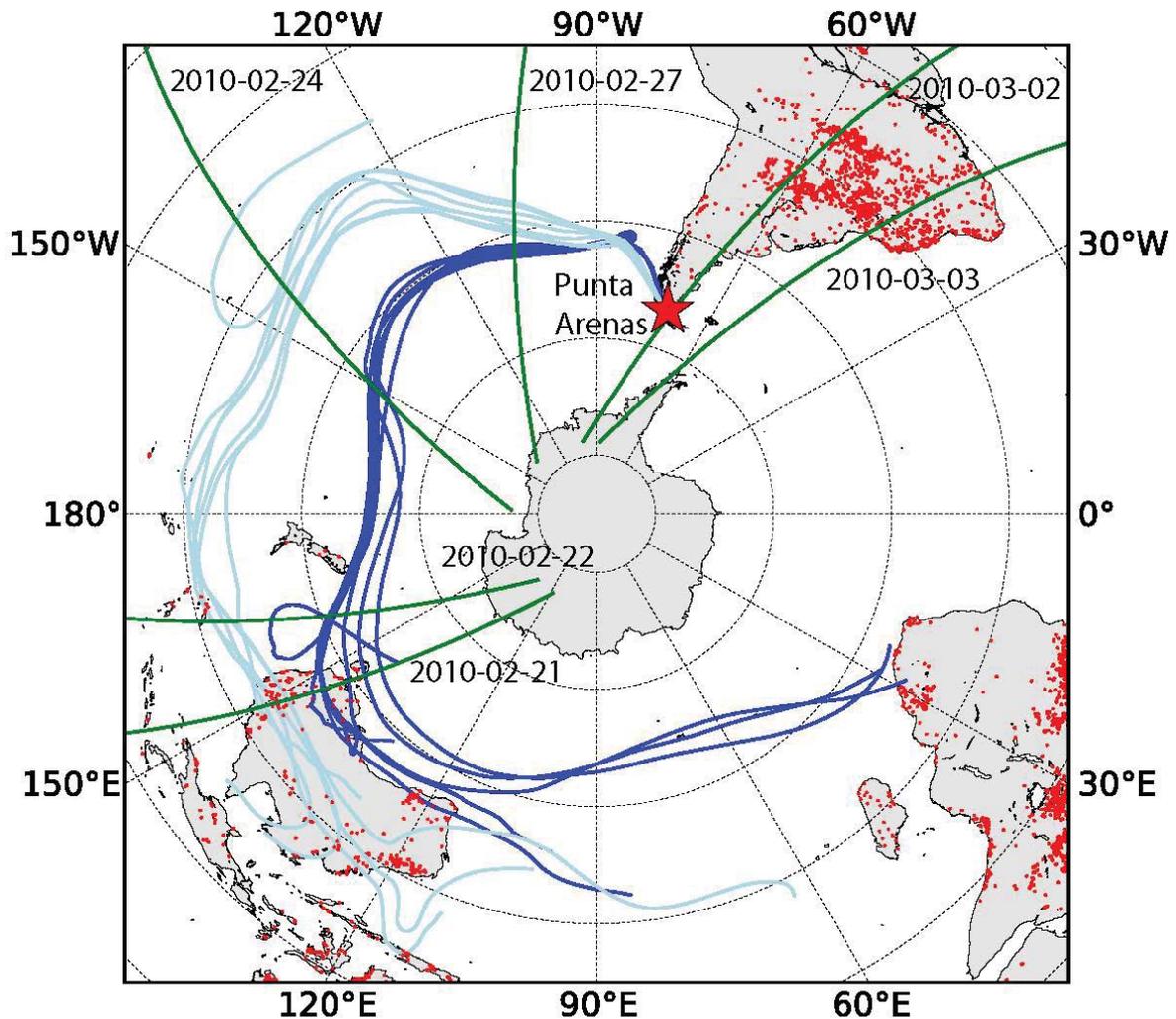


Abbildung 6.10: HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien über 13 Tage für 4500 bis 5200 m (blau) und 11500 bis 12100 m (hellblau) für Punta Arenas (roter Stern) am 2. März 2010 09:00 UTC, MODIS-Feuer für den Zeitraum vom 17. Februar 2010 bis 25. Februar 2010 (rote Punkte) und CALIPSO-Flugbahnen (grün).

Abbildung 6.12 (oben) befindet sich zwischen 4 und 7 km ein Bereich erhöhter Rückstreuung. Laut der CALIOP-Daten-auswertung handelt es sich dabei um eine abgehobene Aerosolschicht aus Rauch (schwarz) und kontinentalem Aerosol (grün), was durch die vorhergehende Herkunftsanalyse bestätigt wird. Die AOD der Schicht beträgt laut CALIOP 0.073 (bei 532 nm). AERONET-Sonnenphotometermessungen in Canberra, Südostaustralien zeigen eine mittlere AOD (bei 500 nm) von 0.165 am 21. Februar 2010. Im Vergleich dazu wurden im amazonischen Regenwald AOD (bei 532 nm) von bis zu 0.55 bestimmt, die durch Biomasseverbrennung in der Trockenzeit hervorgerufen wurden [Baars, 2012].

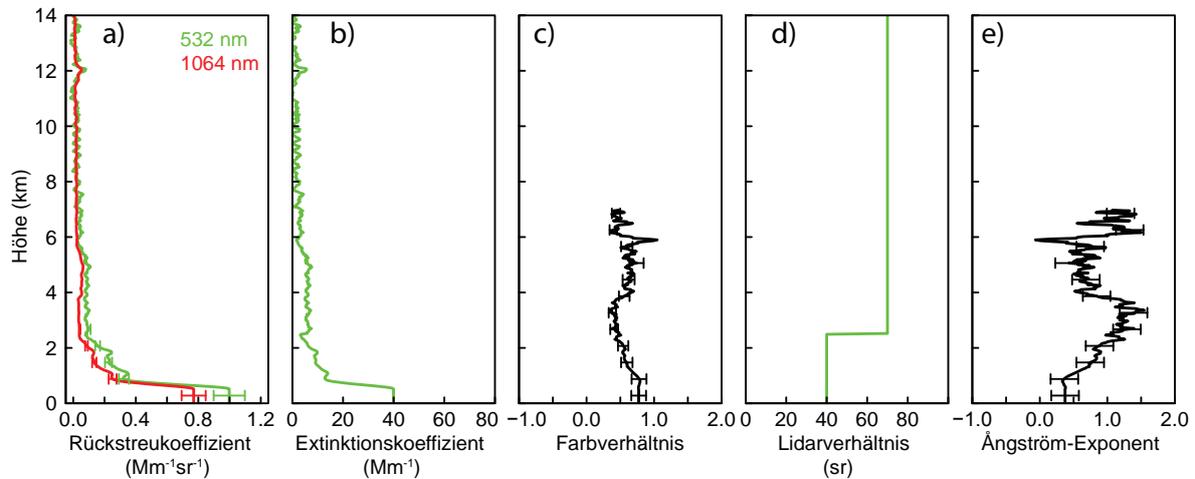


Abbildung 6.11: Vertikalprofile vom a) Partikelrückstreukoeffizient bei 532 und 1064 nm, b) Partikelextinktionskoeffizient bei 532 nm, c) Farbverhältnis, d) Partikellidarverhältnis und e) Ångström-Exponent bestimmt mit Polly^{XT} für den 2. März 2010, 06:15 bis 09:00 UTC.

In der Messung von CALIOP am 22. Februar 2010 ist der Rauch von 36°S bis 40°S und 159°E bis 160°E zwischen 4 und 7 km zu sehen (Abb. 6.12 unten). An den darauffolgenden Tagen (24. Februar bis 2. März) wird die Rauchfahne in den CALIOP-Messungen nicht mehr eindeutig bestimmt (Abb. 6.13 und 6.14 oben). Ein Grund dafür kann eine sinkende Rauchkonzentration entlang des Transportweges sein, die durch Dispersion und Deposition hervorgerufen wird [Bigg, 1973]. Ein weiterer Grund ist das gleichzeitige Auftreten von Wolken (am 24. Februar in 8 km Höhe und am 27. Februar in 5 und 11 km Höhe), die die Detektion der optisch dünnen Rauchfahne erschweren. Im Bereich von Punta Arenas (am 2. März in 5 km Höhe) kann die Rauchfahne von CALIOP nicht mehr zweifelsfrei bestimmt werden. Unter Berücksichtigung der in Abschnitt 5.7 beschriebenen Qualitätskriterien wird der im Aerosoltyp in Abb. 6.14 (oben) sichtbare Rauch (in etwa 4 km Höhe) aus den Daten entfernt. Der Grund dafür ist die zu unsichere Wolken-Aerosol-Unterscheidung (CAD = -63). Am 3. März ist die Rauchsicht in Abb. 6.14 (unten) zwischen 4 und 5 km sichtbar und kann auch nach Anwendung der Qualitätskriterien von CALIOP bestimmt werden.

6.2 Abgehobener Rauch und patagonischer Staub

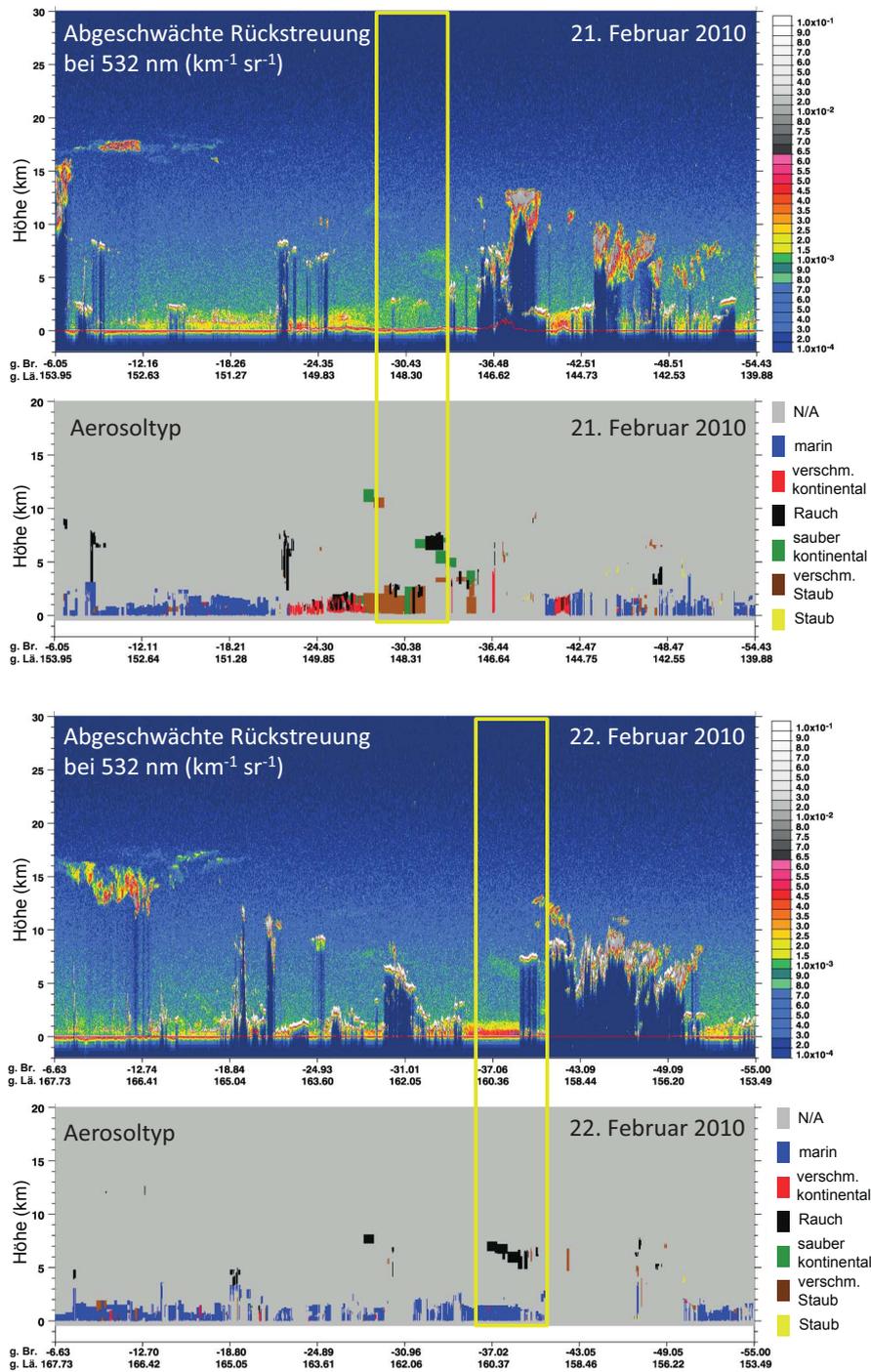


Abbildung 6.12: Zeit-Höhen-Verlauf der abgeschwächten Rückstreuung und des bestimmten Aerosoltyps von CALIOP am 21. (oben) und 22. Februar 2010 (unten) [http://www-calipso.larc.nasa.gov/products/lidar/browse_images/show_calendar.php]. Der Schnittbereich mit den Trajektorien ist gelb umrandet.

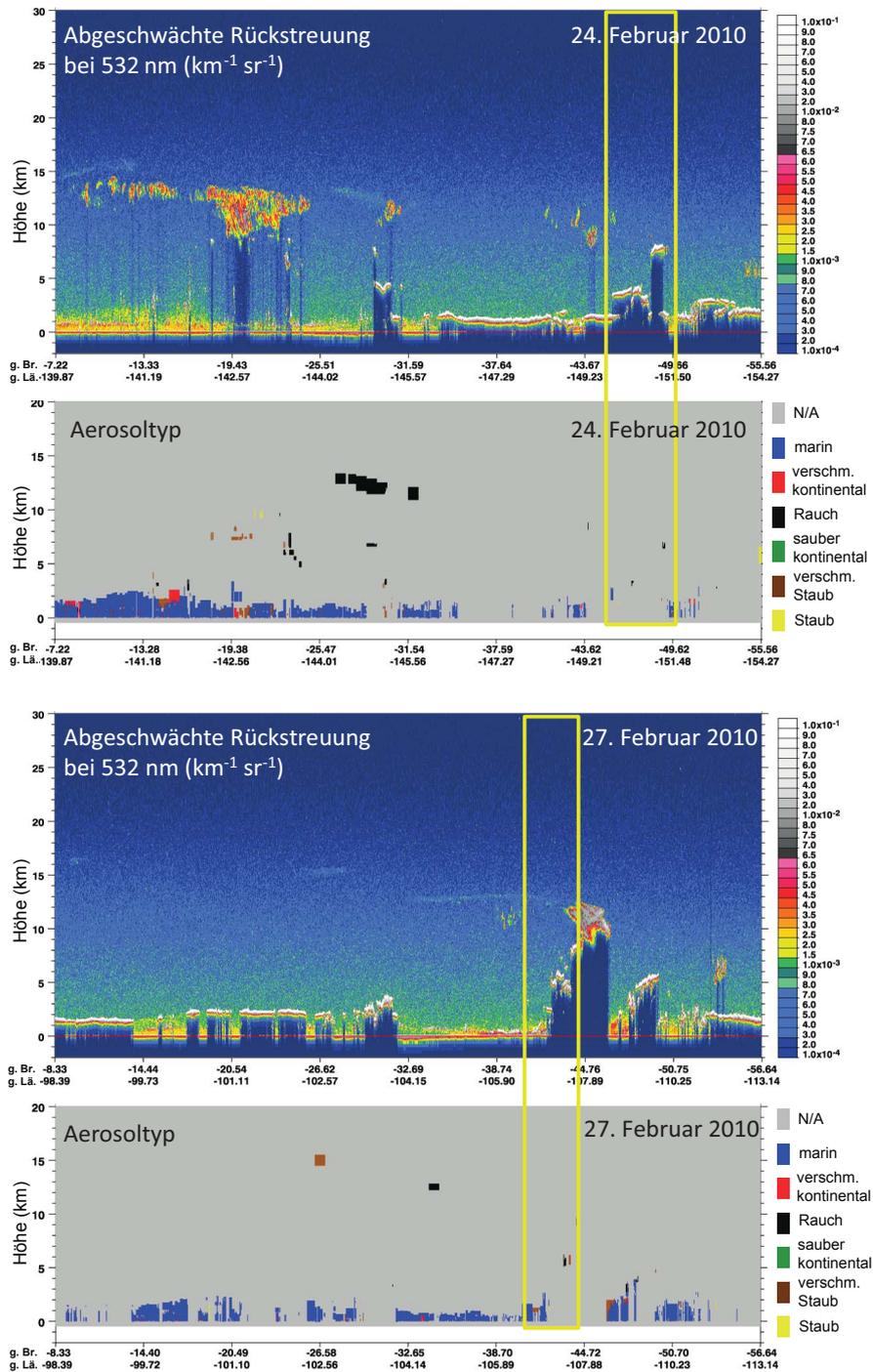


Abbildung 6.13: Zeit-Höhen-Verlauf der abgeschwächten Rückstreuung und des bestimmten Aerosoltyps von CALIOP am 24. (oben) und 27. Februar 2010 (unten). Der Schnittbereich mit den Trajektorien ist gelb umrandet.

6.2 Abgehobener Rauch und patagonischer Staub

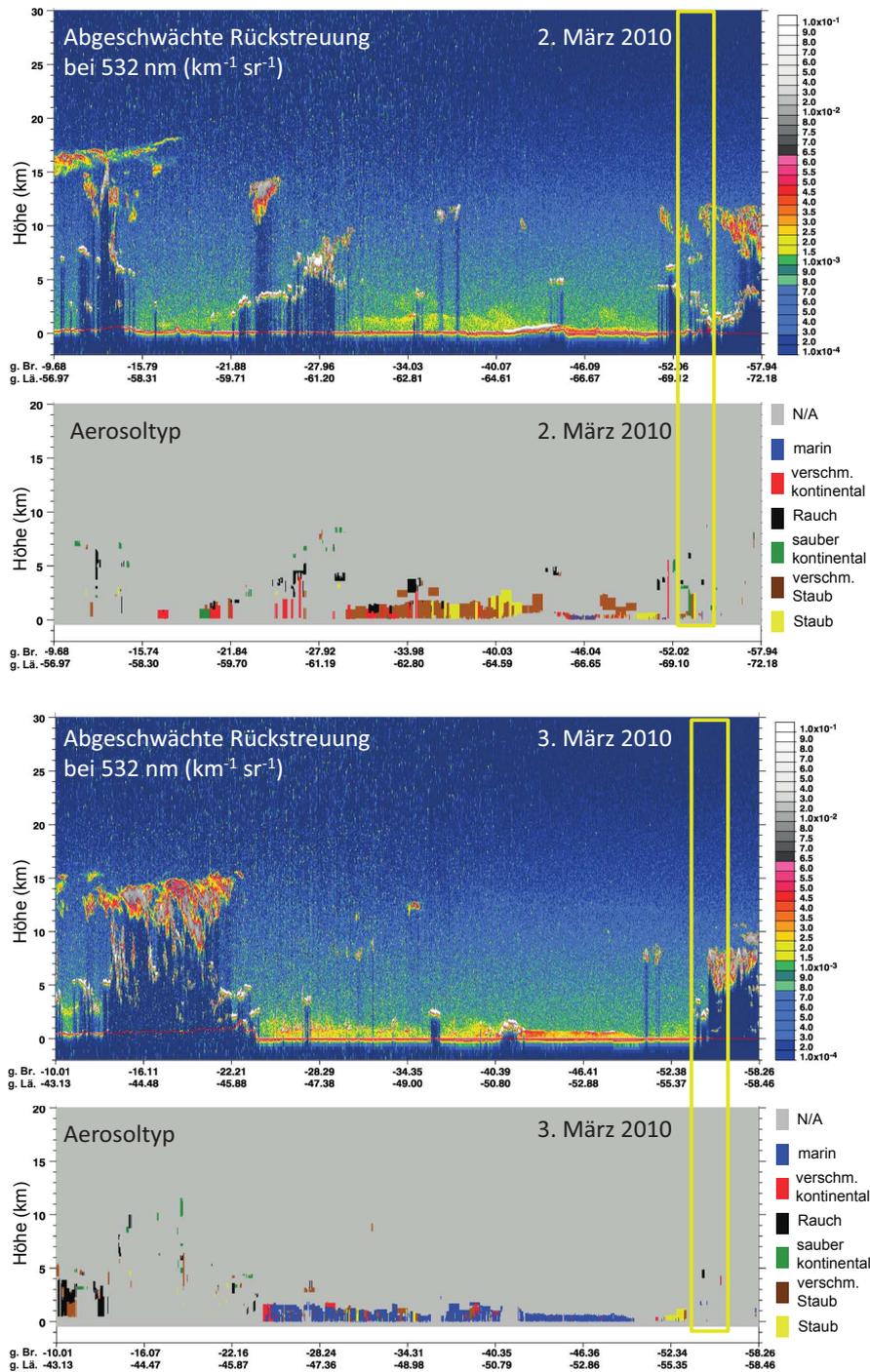


Abbildung 6.14: Zeit-Höhen-Verlauf der abgeschwächten Rückstreuung und des bestimmten Aerosoltyps von CALIOP am 2. (oben) und 3. März 2010 (unten). Der Schnittbereich mit den Trajektorien ist gelb umrandet.

6.3 Patagonischer Staub

Abbildung 6.15 zeigt die Karte der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Ebene am 17. Februar 2010, 06:00 UTC. Es befand sich ein Tiefdruckausläufer nordwestlich von Punta Arenas, welcher für Strömungen aus nördlichen Richtungen sorgte. Die berechneten HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien für 500, 1000, 1500 und 2000 m zeigen, dass die Luftmassen vom südlichen Pazifik über Südpatagonien nach Punta Arenas advehiert wurden (Abb. 6.16 links). Die entsprechenden modellierten NAAPS-Staubkonzentrationen übersteigen in Südpatagonien in diesem Zeitraum $1280 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Abb. 6.16 rechts), was einer AOD ca. 0.2 entspricht.

In der Lidarmessung vom 17. Februar 2010, 00:00 bis 06:00 UTC (Abb. 6.17) sind anhand des erhöhten Rückstreuensignals erhöhte Aerosolkonzentrationen bis über 2500 m Höhe zu sehen. Die bodennahe Aerosolschicht unterhalb von 1200 m scheint sich nochmals zu unterscheiden in eine Schicht unter- und oberhalb von etwa 600 m.

Von dieser Messung wurden die Vertikalprofile des Partikelrückstreukoeffizienten bei einer vertikalen Glättungslänge von 150 m für den Zeitraum von 02:00 bis 06:00 Uhr UTC erstellt (eingerahmt in Abb. 6.17). Abbildung 6.18 a zeigt die Partikelrückstreukoeffizienten bei 532 nm (grün) und 1064 nm (rot). Beide erreichen in der Grenzschicht ihr

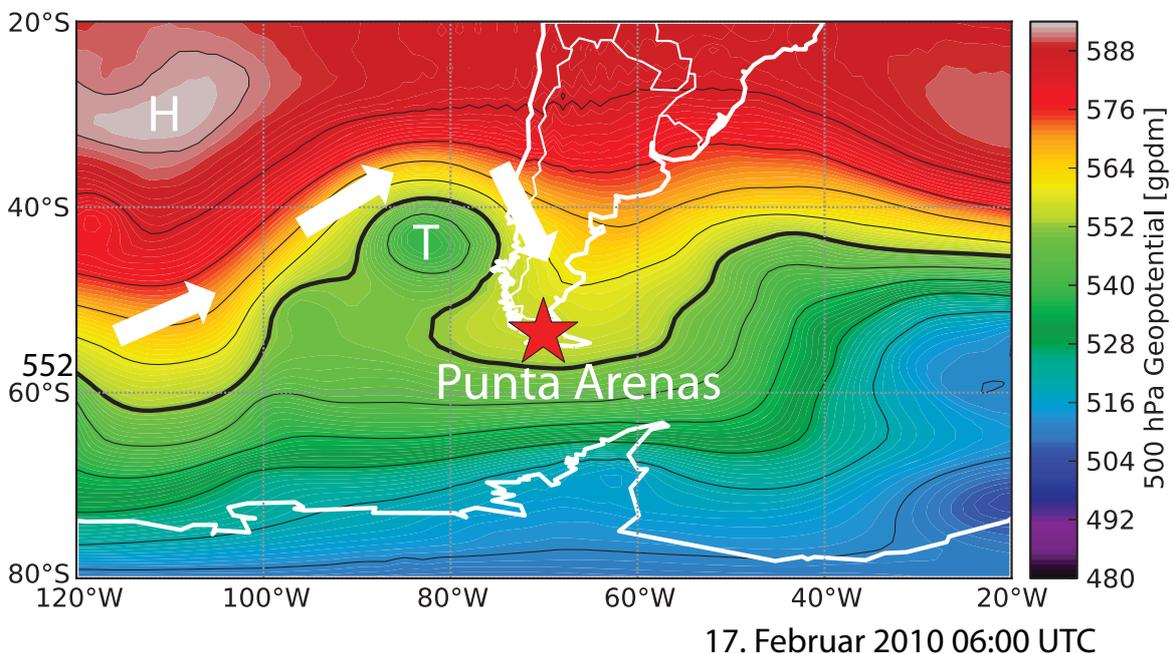


Abbildung 6.15: 500-hPa-Geopotential am 17. Februar 2010 um 06:00 UTC. Punta Arenas ist mit einem roten Stern gekennzeichnet.

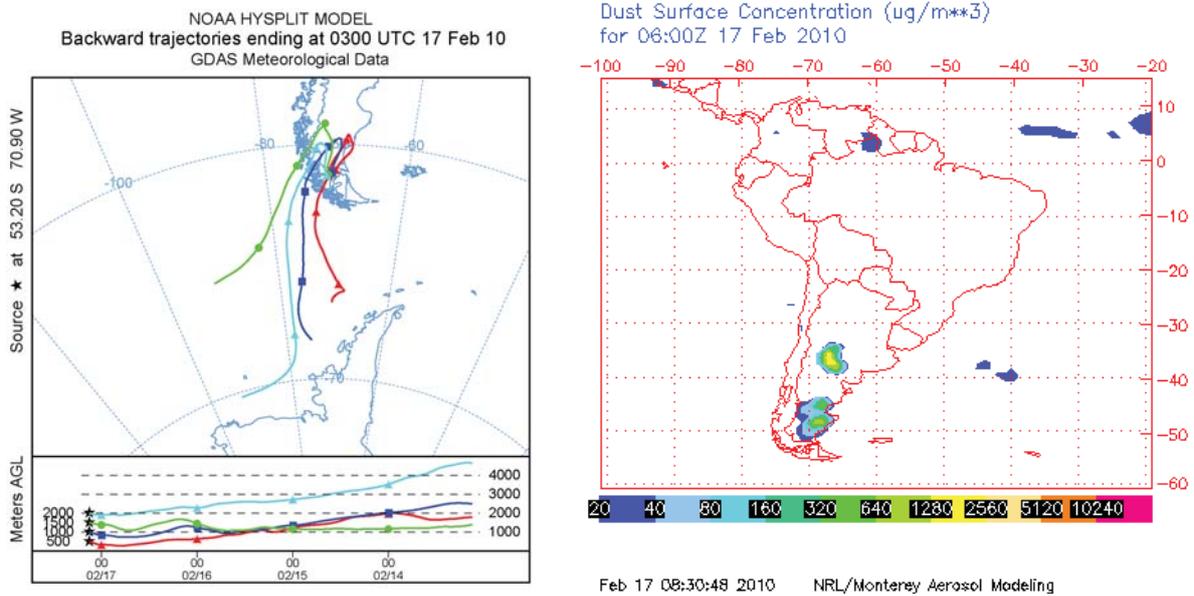


Abbildung 6.16: Links: HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien über 96 Stunden für Punta Arenas in 500, 1000, 1500 und 2000 m. Rechts: Modellierte Staubkonzentration am Boden vom NAAPS-Aerosolmodell.

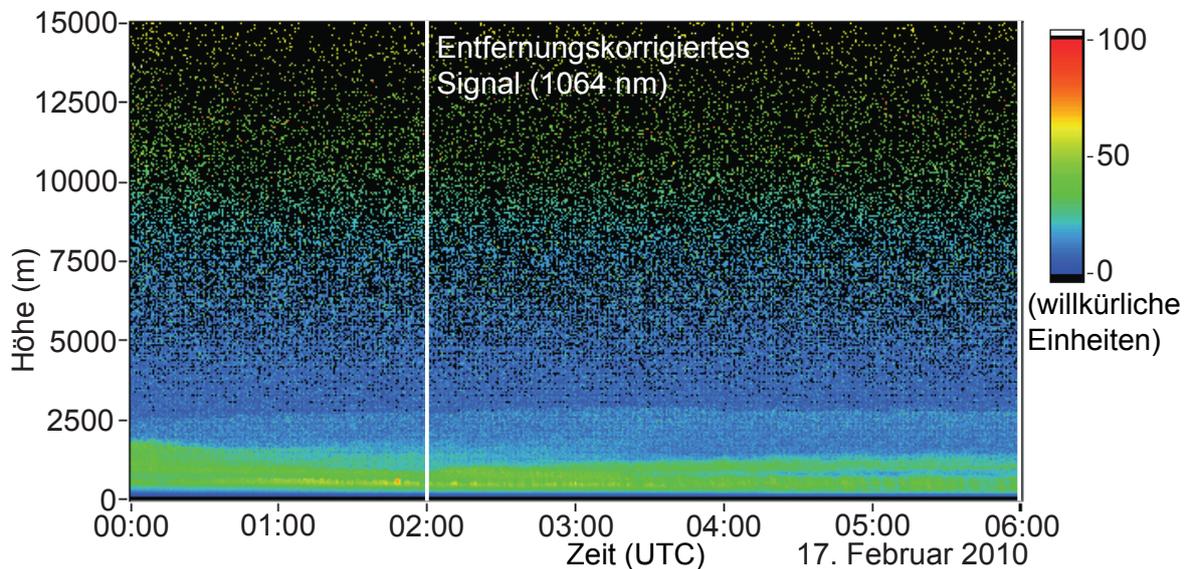


Abbildung 6.17: Zeit-Höhen-Verlauf des entfernungskorrigierten Signals (1064 nm) vom 17. Februar 2010. Die analysierte Zeitspanne von 02:00 bis 06:00 UTC ist weiß eingeraht.

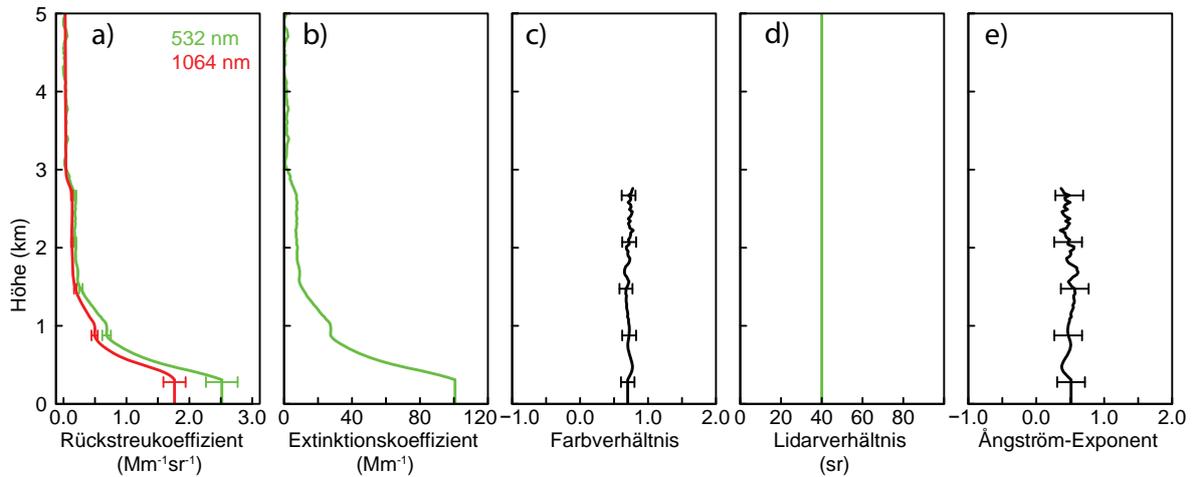


Abbildung 6.18: Vertikalprofile vom a) Partikelrückstreukoeffizient bei 532 nm und 1064 nm, b) Partikelextinktionskoeffizient bei 532 nm, c) Farbverhältnis, d) Partikellidarverhältnis und e) Ångström-Exponent für die Lidarmessung am 17. Februar 2010 von 02:00 bis 06:00 UTC.

Maximum bei $2.5 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ (532 nm) und $1.76 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ (1064 nm). In den Profilen des Partikelrückstreukoeffizienten ist die Aerosolschicht bis in 3000 m Höhe erkennbar. In Höhen oberhalb von 3000 m ist die Partikelrückstreuung nahe Null. Der Partikelextinktionskoeffizient (532 nm) wurde durch die Annahme eines Partikellidarverhältnisses von 40 sr für patagonischen Staub [Kanitz *et al.*, eingereicht] mit Hilfe des Partikelrückstreukoeffizienten (siehe Abschnitt 5.1) abgeschätzt (Abb. 6.18 b). Der Partikelextinktionskoeffizient erreicht maximale Werte von 100.7 Mm^{-1} . Aus der vertikalen Integration des Partikelextinktionskoeffizienten der untersten 3000 m ergibt sich eine AOD von 0.087. Die Annahme eines Partikellidarverhältnisses für Staub von 38 sr (Saudi Arabien) [Müller *et al.*, 2007] oder von 43.8 (Indien) [Schuster *et al.*, 2012] führt zu AOD von 0.083 bzw. 0.096. Mit der Annahme eines konstanten Partikellidarverhältnisses für die gesamte Aerosolschicht sind große Unsicherheiten verbunden, da die Aerosolschicht als homogen angenommen werden muss und das exakte Partikellidarverhältnis je Aerosolschicht unbekannt ist. Satellitengebundene Messungen mit MODIS (Abschnitt 4.3) von 16. bis 18. Februar 2010 zeigen eine erhöhte AOD (> 0.2) über der südlichen Patagonischen Wüste (rote Färbung in Abb. 6.19). Im Raum Punta Arenas (roter Stern) ist ein Bereich erhöhter AOD zwischen 0.067 bis 0.105 (schwaches grün) erkennbar. Allerdings kann nicht genau beurteilt werden, ob die erhöhte AOD in der Nähe von Punta Arenas durch den Staubeintrag hervorgerufen wird. Vergleichbare AOD werden mit MODIS auch südwestlich von Patagonien bestimmt, obwohl hier aufgrund des Strömungsfeldes (Abb. 6.15) kein Einfluss der Staubbahn zu vermuten ist.

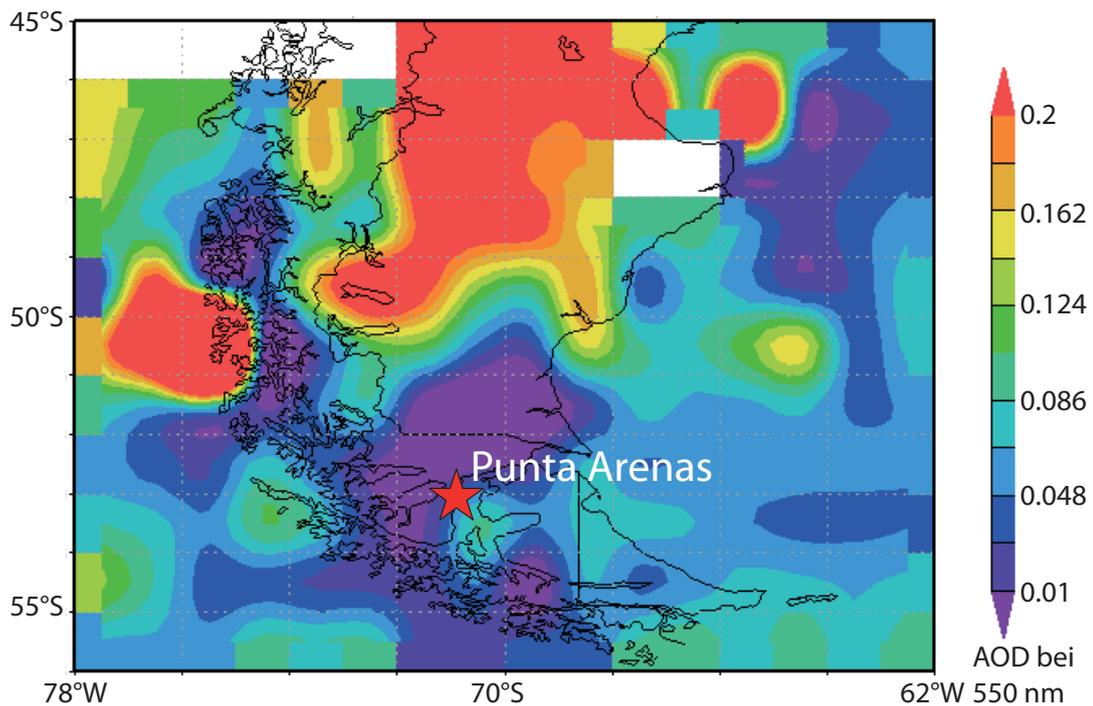


Abbildung 6.19: Mittlere von MODIS bestimmte AOD bei 550 nm für die Tage vom 16. bis 18. Februar 2010 [<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html>]. Punta Arenas ist mit einem roten Stern gekennzeichnet.

Das Farbverhältnis erreicht in der Grenzschicht und der darüber liegenden Aerosolschicht Werte von 0.72 ± 0.03 (Abb. 6.18 d). Für Wüstensand gibt das CALIPSO-Aerosolmodell ein Farbverhältnis von 0.79 an. Der mittlere Ångström-Exponent wurde mit 0.48 ± 0.06 bestimmt (Abb. 6.18 e). Die bestimmten Ångström-Exponenten liegen im Bereich der in Abschnitt 6.2 beschriebenen Werte von patagonischem Staub und werden durch die Ergebnisse von *Kanitz et al.* (eingereicht) und *Müller et al.* (2007) bestätigt.

Im ALPACA-Messzeitraum vom 4. Dezember 2009 bis 4. April 2010 wurden insgesamt acht mal abgehobene Aerosolschichten beobachtet. Der vorliegende Fall vom 2. März 2010 (Abschnitt 6.2) zeigt, dass diese abgehobenen Schichten sowohl lokalen Ursprungs sein (Patagonische Wüste) als auch interkontinental über den Pazifischen Ozean transportiert werden können. Die AOD war jedoch in etwa 90% der Fälle < 0.05 . Die generellen Aerosolbedingungen am Messstandort Punta Arenas scheinen aufgrund der geringen Anzahl abgehobener Aerosolschichten und der geringen Zusatzbelastung durch kontinentales Aerosol marin geprägt zu sein. Zum Vergleich wurden in Leipzig in den Sommermonaten (Juni, Juli, August) zwischen 1997 und 2006 bei etwa 55% bis 60% der Messungen abgehobene Schichten beobachtet [*Mattis et al.*, 2008].

7 Statistische Analyse

Im vorangegangenen Kapitel wurden drei Fallbeispiele (13. Januar 2010, 2. März 2010 und 17. Februar 2010) detailliert vorgestellt. Im Folgenden wird nun der gesamte Zeitraum der ALPACA-Kampagne (4. Dezember 2009 bis 4. April 2010) für eine Aerosolcharakterisierung betrachtet. Dabei werden neben den Messungen von Polly^{XT} auch erweiterte Zeitserien von AERONET- und CALIOP-Messungen verwendet.

7.1 Generelle Aerosolbedingungen

Für einen ersten Überblick über die Aerosolbedingungen am Messstandort Punta Arenas werden CALIOP *Level 3* Daten verwendet (Gitterzelle 53°S, 70°W). In Abbildung 7.1 sind die Monatsmittel der AOD (rot) für die Jahre 2009 und 2010 dargestellt. Die jahreszeitlichen Schwankungen lassen keinen saisonalen Trend erkennen. Im Mittel beträgt die

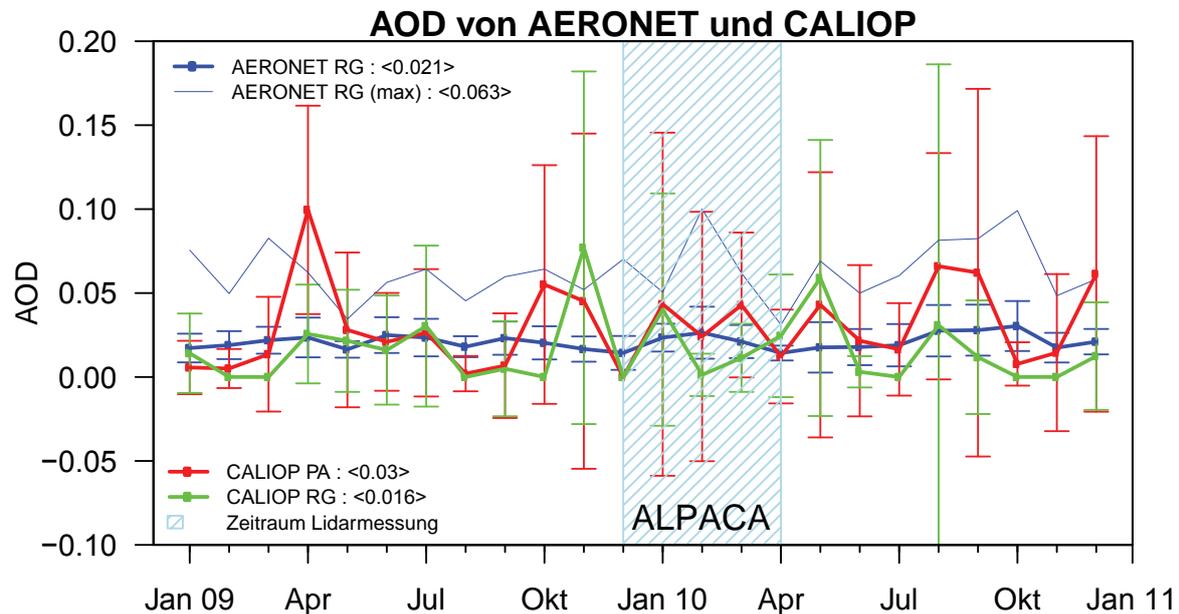


Abbildung 7.1: Monatsmittelwerte der AOD und Standardabweichung für Punta Arenas (PA, rot) und Rio Gallegos (RG, blau und grün) für 2009 und 2010 (AERONET 500 nm, CALIOP 532 nm). Die Monatsmaximalwerte der AERONET-Station sind durch die dünne blaue Linie gegeben. In der Legende sind die entsprechenden Mittelwerte des Gesamtzeitraums gegeben.

AOD 0.026 ± 0.029 im Jahr 2009 und 0.034 ± 0.02 im Jahr 2010. Die nächsten bodengebundenen Langzeitmessungen der AOD werden in Rio Gallegos (ca. 220 km nordöstlich von Punta Arenas) seit November 2005 im Rahmen von AERONET durchgeführt. Für einen Vergleich sind die Monatsmittel der AOD von AERONET (blau) und CALIOP (grün) für Rio Gallegos in Abb. 7.1 dargestellt. In Rio Gallegos herrschen vergleichbare Aerosolbedingungen wie in Punta Arenas. Im Jahr 2009 und 2010 wurde eine durchschnittliche AOD von 0.02 ± 0.01 (0.016 ± 0.022) und 0.022 ± 0.013 (0.016 ± 0.019) durch die bodengebundenen Sonnenphotometermessungen (CALIOP) bestimmt. Die höchsten AODs in Rio Gallegos je Monat (Abb. 7.1 dünne blaue Linie) sind in den Jahren 2009 und 2010 ebenfalls gering mit Werten von 0.06 ± 0.013 und 0.066 ± 0.021 . Solche AOD-Werte sind typisch für AERONET-Stationen, die nur gering von kontinentalem Aerosol beeinflusst werden. In Tabelle 7.1 sind die Jahresmittel der AOD für 2009 und 2010 von marin geprägten AERONET-Stationen gezeigt. Nur drei Stationen (Réunion St. Denis östlich von Madagaskar, Midway Island nordwestlich von Hawaii, Tudor Hill auf den Bermuda-Inseln im Westatlantik) erreichen eine AOD von 0.1. Die Werte der anderen sieben Stationen liegen zwischen 0.056 und 0.1.

Satellitengebundene Messungen von MODIS für den Raum Punta Arenas sind in Abb. 7.2 gezeigt. Die Jahresmittel der AOD für 2009 und 2010 im Bereich von Punta Arenas (roter Stern) und Rio Gallegos (gelber Stern) erreichen Werte um 0.05 bis maximal 0.095 (lila Färbung). In der Patagonischen Wüste wurden höhere mittlere AOD bis 0.195 bestimmt (hellblaue und türkise Farben).

Während Feldexperimenten wurden geringe mittlere AOD ebenfalls hauptsächlich unter marinen Bedingungen gefunden. So konnte mit Hilfe der Lidartechnik gezeigt wer-

Tabelle 7.1: Jahresmittel der AOD bei 500 nm für 2009 und 2010 an AERONET-Sonnenphotometerstationen mit mariner Anströmrichtung.

Station	geogr. Breite	geogr. Länge	Ort	AOD 2009	AOD 2010
Hornsund	77°N	15.6°E	Spitzbergen	0.085	0.093
Saturn Island	48.8°N	123.1°W	Nordamerik. Pazifikküste	0.098	0.084
Trinidad Head	41.1°N	124.2°W	Nordamerik. Pazifikküste	0.086	0.099
Tudor Hill	32.3°N	64.9°W	Nordwest-Atlantik	0.096	0.102
Midway Island	28.2°N	177.4°W	Pazifik	0.103	0.088
Guam	13.4°N	144.8°E	West-Pazifik	0.06	-
Tahiti	17.6°S	149.6°W	Pazifik	0.056	-
Réunion St. Denis	20.9°S	55.5°E	Indischer Ozean	0.109	0.109
Amsterdam Island	37.8°S	77.6°E	Südlicher Ozean	0.081	-
Crozet Island	46.4°S	51.8°E	Südlicher Ozean	0.062	0.085

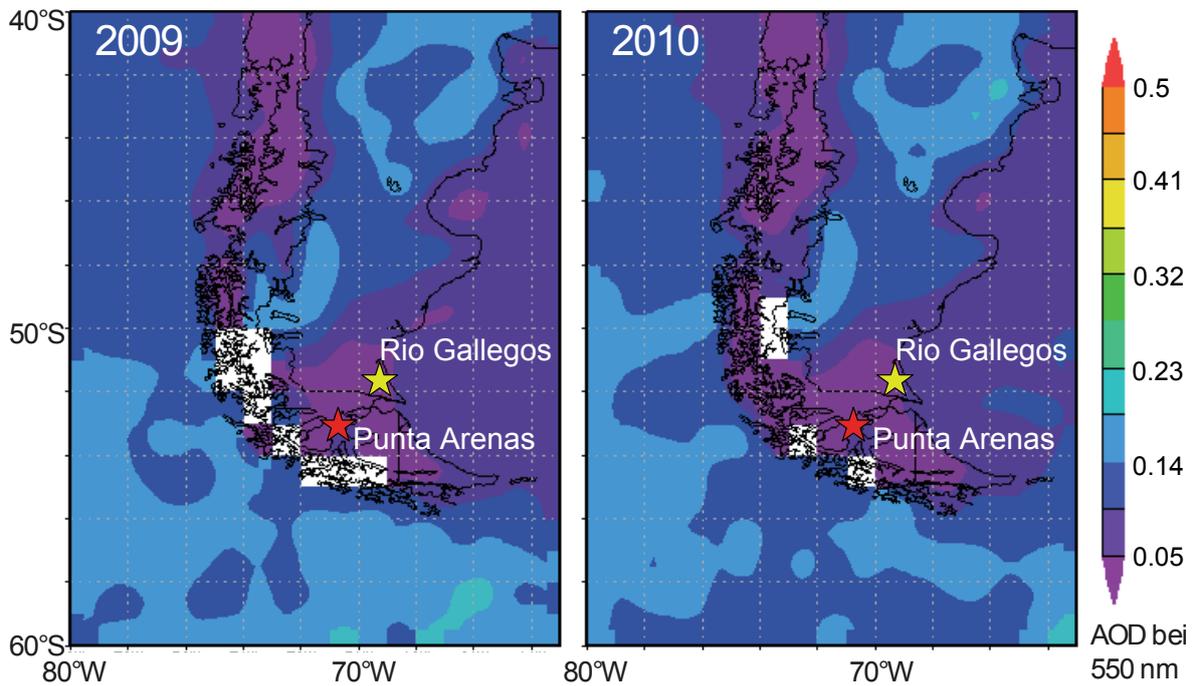


Abbildung 7.2: Von MODIS bestimmte Jahresmittel der AOD bei 550 nm für 2009 und 2010. Punta Arenas ist mit einem roten und Rio Gallegos mit einem gelben Stern gekennzeichnet.

den, dass die marine Grenzschicht eine durchschnittliche AOD < 0.05 aufweist [Ansmann *et al.*, 2001; Kanitz *et al.*, eingereicht]. In kontinentalen Regionen werden so geringe AOD selten beobachtet. Im amazonischen Regenwald wurden durch die ständige Auswaschung durch Regen AOD von 0.019 ± 0.008 bestimmt [Baars *et al.*, 2012]. In Peking durchgeführte Messungen von Hintergrundaerosol führten zu AOD von 0.05 [Tesche *et al.*, 2007].

Auf Grund der Exposition der Messstandorte Punta Arenas und Rio Gallegos (200 km und 400 km östlich der Westküste Südchiles) sowie der permanenten westlichen Luftströmungen ist anzunehmen, dass die durchschnittlich geringen AOD auf klare marine Aerosolbedingungen zurückzuführen sind.

7.2 Vertikale Aerosolverteilung

Nachdem die generellen Aerosolbedingungen im Raum von Punta Arenas mit Hilfe der vertikal integrierten AOD beschrieben wurden, werden im Folgenden nun die höhenaufgelösten Messungen von Polly^{XT} für eine Bestimmung der vertikalen Aerosolverteilung untersucht. In einem ersten Schritt werden die ALPACA-Lidarmessungen verwendet um

die Höhe der PBL mit Hilfe der Wavelet-Kovarianz-Transformation (WCT) zu bestimmen [Brooks, 2003; Baars *et al.*, 2008]. Die WCT setzt voraus, dass die Grenzschicht viel mehr Aerosolpartikel enthält als die freie Troposphäre. Durch die starke Abnahme des Rückstreusignals kann die Oberkante der Grenzschicht beobachtet werden.

Abbildung 7.3 a zeigt die Häufigkeitsverteilung der ermittelten PBL-Höhen. In 74% aller Fälle hat die PBL eine vertikale Ausdehnung zwischen 750 und 1500 m. Die mittlere Grenzschichthöhe beträgt 1151 ± 347 m. In Abbildung 7.3 b sind die Monatsmittel der PBL-Höhen dargestellt. Im südhemisphärischen Sommer (Dezember und Januar), dem Zeitraum der größten Erwärmung (thermische Turbulenz), werden die größten mittleren Höhen (1230 ± 331 m und 1177 ± 365 m) erreicht. Durch die vergleichsweise geringere solare Einstrahlung in den Monaten Februar und März sinken die mittleren PBL-Höhen auf 1106 ± 317 m und 984 ± 347 m. Der Trend zu niedrigeren PBL-Höhen liegt allerdings im Bereich der Standardabweichungen, die als Fehlerbalken angegeben sind. Ein Vorteil der stationären und durchgängigen Lidarmessungen mit Polly^{XT} ist die Möglichkeit, die zeitliche Entwicklung der PBL-Höhen zu bestimmen [Cohn und Angevine, 2000; Baars *et al.*, 2008]. Abbildung 7.3 c zeigt den durchschnittlichen Tagesverlauf der PBL-Höhe mit einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden. Im Rahmen der Fehlerbalken kann hier jedoch kein eindeutiger Tagesgang festgestellt werden. Die Werte schwanken zwischen 1027 ± 348 m und 1287 ± 347 m. Im Vergleich dazu wurden in Leipzig in 59% der betrachteten Fälle PBL-Höhen oberhalb von 2 km bestimmt [Mattis *et al.*, 2008].

Mit Hilfe von CALIOP-Daten wurde ebenfalls die PBL-Höhe bestimmt. Dabei wurden von den 31 Überflügen in dem Zeitraum von 1. Mai 2009 bis 30. April 2010 nur die betrachtet, bei denen eine Aerosolschicht unterhalb von 3000 m detektiert wurde. In den verbleibenden 27 Fällen wurde dann die Obergrenze der tiefsten Aerosolschicht als PBL-Höhe angenommen. So konnte eine mittlere PBL-Höhe von 1248 ± 655 m aus CALIOP-Daten bestimmt werden (Abb. 7.4 a). 52% der mit CALIOP bestimmten PBL-Höhen liegen zwischen 750 und 1500 m. Die mit Hilfe von Radiosonden bestimmten PBL-Höhen am Flughafen von Punta Arenas (37 m über NN) für den Zeitraum von 4. Dezember 2009 bis 31. März 2010 jeweils 12:00 UTC sind in Abb. 7.4 b dargestellt. Der Mittelwert der bestimmten PBL-Höhen beträgt 1019 ± 376 m, und 66% der Werte liegen zwischen 750 und 1500 m. 73% der Radiosondenaufstiege zeigen anhand des Temperaturgradienten eine zweite Schicht mit einer mittleren Höhe von 190 ± 13 m. Der Grund dafür, dass die PBL hier scheinbar aus zwei Schichten besteht, kann mit dem Terrain im Raum Punta Arenas erklärt werden. Punta Arenas liegt direkt an der Magellanstraße, und im Westen befinden sich die südlichen Ausläufer der Anden und der Pazifik (siehe Abb. 3.1). Die untere Aerosolschicht könnte als Einfließen der marinen Grenzschicht in die kontinentale Grenzschicht angesehen werden. Da diese Schicht wegen des Überlappungseffekts in den seltensten Fällen von Polly^{XT} detektiert werden kann, wird für Vergleiche nur die obere Schicht betrachtet. Die in den GDAS-Daten (Abschnitt 4.3) angegebenen PBL-Höhen für 12:00 UTC werden über die Gradient-Richardson-Zahl [Stull, 1988] berechnet und

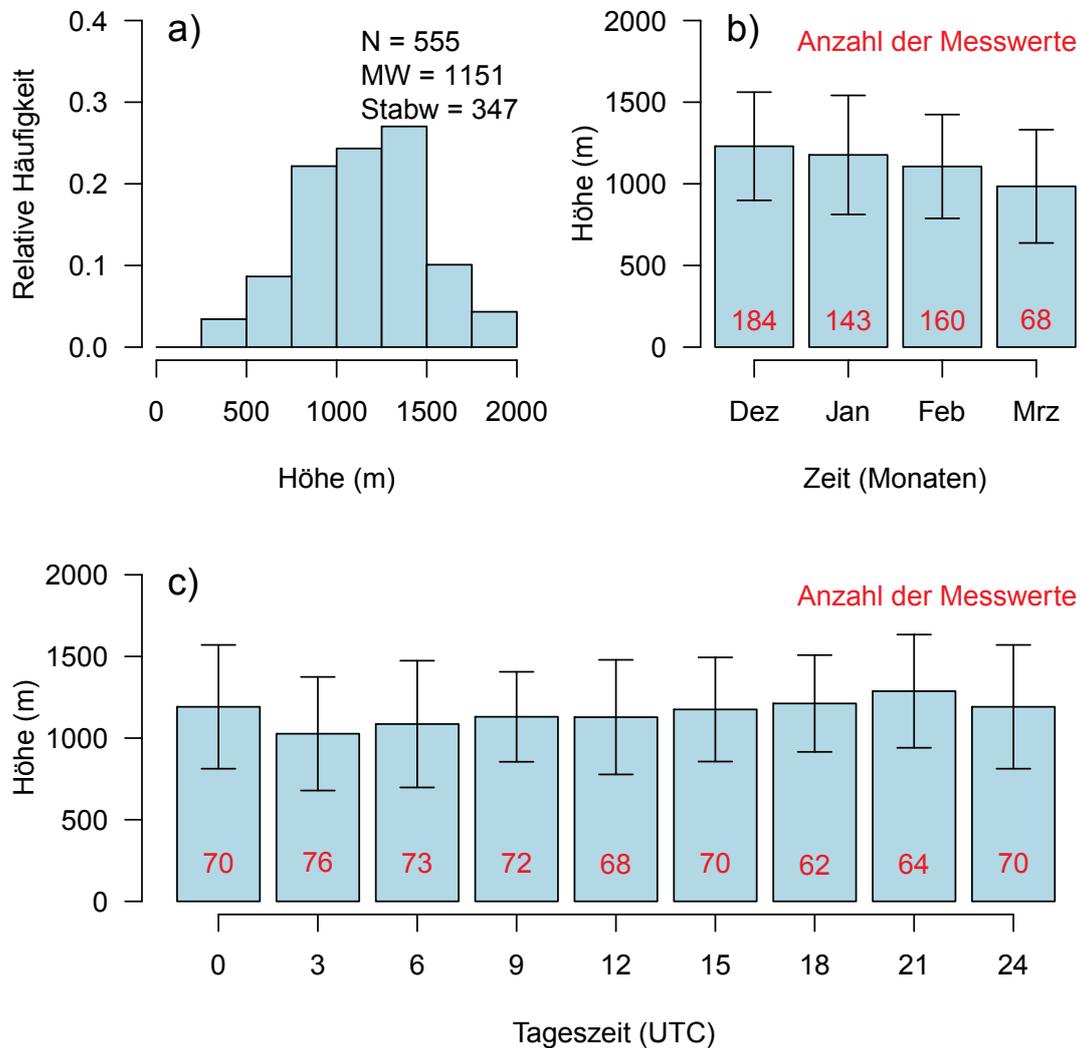


Abbildung 7.3: Höhe der PBL bestimmt mit Polly^{XT} vom 4. Dezember 2009 bis 31. März 2010. a) Häufigkeitsverteilung der detektierten Höhen in einer Schrittweite von 250 m, b) mittlere Höhe für die einzelnen Monate mit Standardabweichung als Fehlerbalken und c) mittlere Höhe über die Tageszeit (Dreistundenmittel) mit Standardabweichung als Fehlerbalken. Rote Zahlen kennzeichnen jeweils die Anzahl der untersuchten Messtermine. In der Legende sind die Stichprobenanzahl (N), der Mittelwert (MW) und die Standardabweichung (Stabw) angegeben.

betragen 1024 ± 463 m (Abb. 7.4 c). Hier ist die niedrige Schicht aus den Radiosonden nicht erkennbar, obwohl sie in die Modellierung der GDAS-Daten eingehen. Die horizontale Auflösung der GDAS-Daten beträgt $1^\circ \times 1^\circ$ und vertikal in den untersten 1000 m

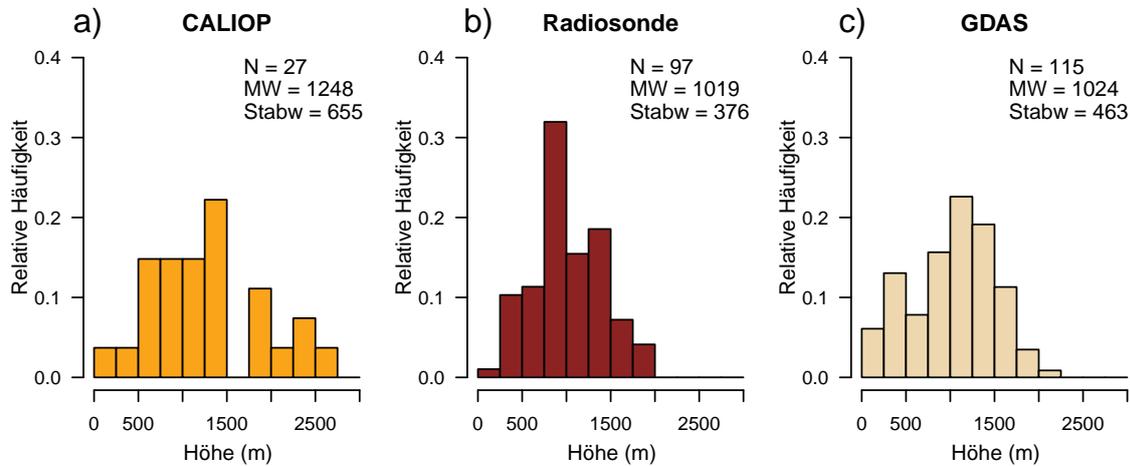


Abbildung 7.4: Häufigkeitsverteilung der PBL-Höhe bestimmt mit a) CALIOP von 1. Mai 2009 bis 30. April 2010, b) Radiosonden (12 UTC) und c) GDAS-Daten (12 UTC) jeweils von 4. Dezember 2009 bis 31. März 2010 in einer Schrittweite von 250 m. Für die Legende siehe Abb. 7.3.

etwa 250 m. Zwischen diesen Gitterpunkten wird interpoliert. Daher kommt es zu Unterschieden in den Häufigkeitsverteilungen der bestimmten PBL-Höhen der GDAS-Daten und Radiosonden. Nur in 6% der Fälle unterschreitet die PBL-Höhe der GDAS-Daten 250 m. Generell bestätigen die mit CALIOP, den Radiosonden und den GDAS-Daten bestimmten PBL-Höhen die mit Polly^{XT} bestimmten Werte.

In dem gesamten viermonatigen Messzeitraum der ALPACA-Kampagne konnten 59 Messperioden ausgewertet werden. Die geringe Anzahl der bestimmten Aerosolprofile lag an dem häufigen Auftreten von mittleren und niedrigen Wolken (ca. 83% der Messzeit), die eine Aerosollidardatenauswertung verhinderten. Zudem wurde die Analyse eingeschränkt, da die Aerosolkonzentrationen in der Atmosphäre sehr gering waren und somit das Signal-zu-Rausch-Verhältnis oft zu gering war. Abbildung 7.5 zeigt die analysierten wolkenfreien Höhenprofile der Partikelrückstreukoeffizienten für 532 nm (links) und 1064 nm (rechts). Die allgemeine vertikale Glättungslänge beträgt 330 m. In der Grenzschicht werden gut durchmischte und homogene Aerosolbedingungen angenommen, so dass der Partikelrückstreukoeffizient im Bereich des Überlappungseffekts konstant gesetzt wird. Aus den Profilen des Partikelrückstreukoeffizienten (Abb. 7.5) geht hervor, dass der Partikelrückstreukoeffizient bereits ab einer Höhe von 2 km nahe $0 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ist. Der Großteil des vorhandenen Aerosols befindet sich somit in der Grenzschicht. Die Partikelrückstreukoeffizienten erreichen hier mittlere Werte von $0.74 \pm 0.56 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ (532 nm) und $0.43 \pm 0.32 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ (1064 nm). In der freien Troposphäre hingegen wurden fast nie Aerosolschichten beobachtet. Somit kann davon ausgegangen werden, dass

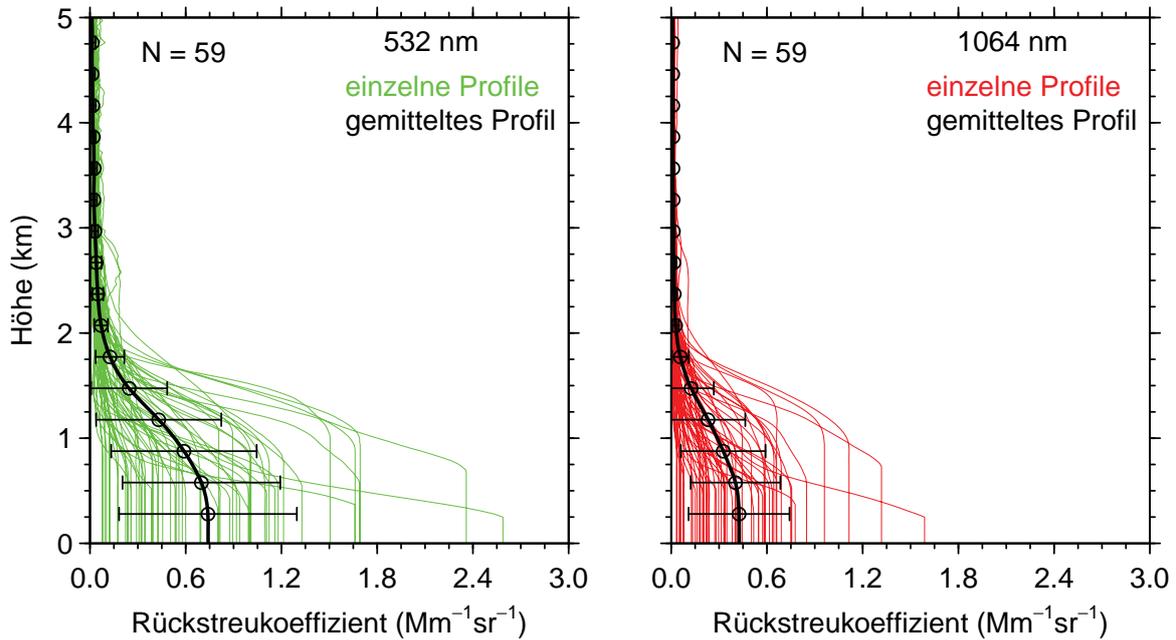


Abbildung 7.5: Einzelne (dünne Linien) und gemittelte (dicke Linien) Höhenprofile des Partikelrückstreuungskoeffizienten (links) bei 532 nm und (rechts) bei 1064 nm. Die mittlere Standardabweichung ist gegeben durch die Fehlerbalken.

die freie Troposphäre in dieser Region eine Hintergrundkonzentration besitzt und somit ideal für Vergleiche der Aerosolbedingungen oder des Aerosoleffekts auf Wolken in anderen Regionen ist [Kanitz *et al.*, 2011].

Auf Grund des geringen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses konnten keine vertikalen Profile des Extinktionskoeffizienten mit Hilfe der Raman-Methode bestimmt werden. Für die Vergleichbarkeit zu anderen Aerosolbeobachtungen ist jedoch eine Umrechnung der ermittelten Vertikalprofile des Partikelrückstreuungskoeffizienten in die AOD von Vorteil. Für diese Umrechnung muss das Partikellidarverhältnis abgeschätzt werden. Um dieses Partikellidarverhältnis zu bestimmen, wurden unter der Annahme vergleichbarer Aerosolbedingungen in Punta Arenas und Rio Gallegos (Abschnitt 7.1) die Sonnenphotometermessungen in Rio Gallegos verwendet. Abbildung 7.6 zeigt die Häufigkeitsverteilung der ermittelten AOD (500 nm) an der AERONET-Sonnenphotometerstation in Rio Gallegos für den Zeitraum vom 4. Dezember 2009 bis 4. April 2010. In 97% aller Fälle ist die AOD < 0.05 . Der Mittelwert beträgt 0.022 ± 0.012 . Die Vertikalprofile des Partikelrückstreuungskoeffizienten (Abb. 7.5 links) wurden mit Partikellidarverhältnissen von 20, 35 und 70 sr (Abb. 7.6 b-d) multipliziert und aufintegriert, um die AOD zu bestimmen. Dabei entsprechen die verwendeten Partikellidarverhältnisse den CALIOP-Aerosoltypen marines (20 sr) und kontinentales Aerosol (35 sr) oder ver-

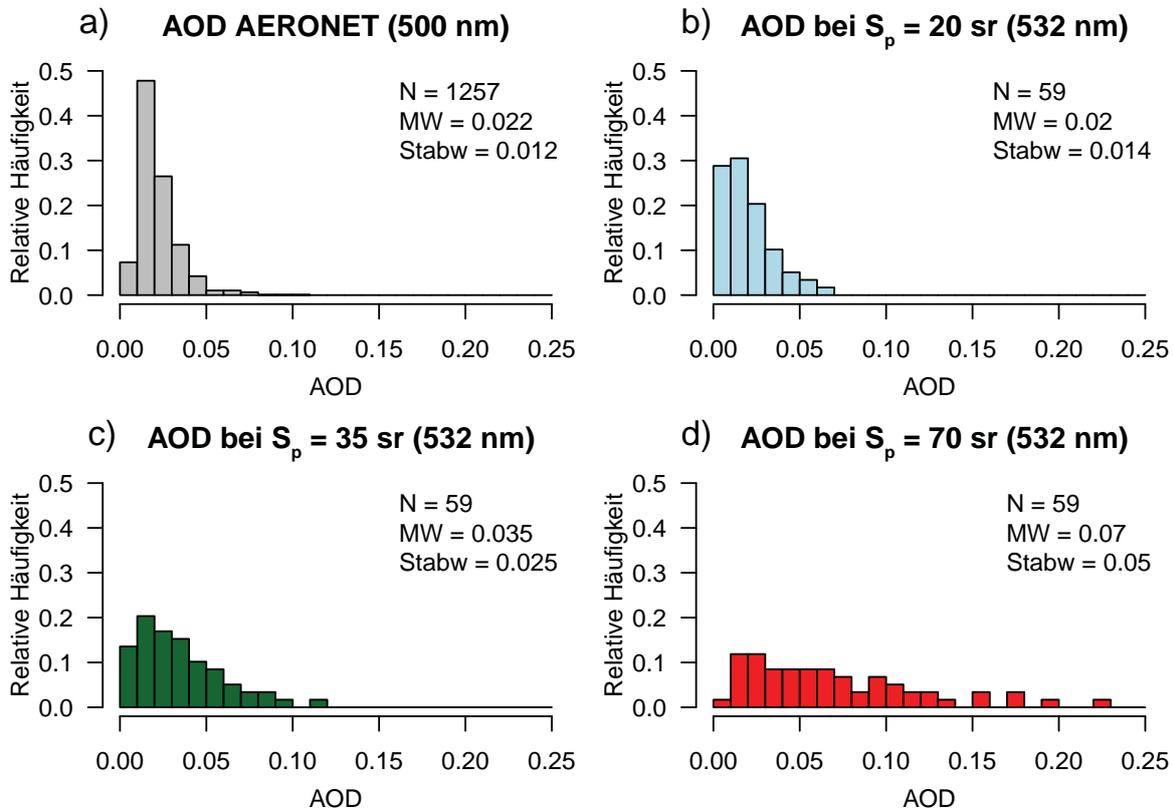


Abbildung 7.6: Häufigkeitsverteilung der AOD in a) Rio Gallegos bestimmt mit Sonnenphotometer vom 4. Dezember 2009 bis 4. April 2010 und in Punta Arenas unter Verwendung des Partikelrückstreuoeffizienten (Abb. 7.5 links) und eines Partikellidarverhältnisses von b) 20 sr, c) 35 sr und d) 70 sr in einer Schrittweite von 0.01. Für die Legende siehe Abb. 7.3.

schmutzter Staub, Rauch und verschmutztes kontinentales Aerosol (jeweils etwa 70 sr). Die größten Übereinstimmungen der Häufigkeitsverteilungen ergeben sich bei der Verwendung kleiner Partikellidarverhältnisse (sauberes marines Aerosol und kontinentales Aerosol, beides schwach absorbierendes Aerosol). Die Mittelwerte betragen dabei 0.02 ± 0.014 und 0.035 ± 0.025 , und es sind jeweils 95% und 76% der AOD unterhalb von 0.05. Unter der Annahme von verschmutztem Staub, Rauch oder verschmutztem kontinentalem Aerosol (stark absorbierendes Aerosol) erreicht die AOD Werte von 0.23. 58% der Messungen besitzen AOD-Werte > 0.05 , so dass die Wahrscheinlichkeit der Anwesenheit dieser Aerosoltypen als sehr selten angesehen werden muss.

Sowohl die Lidar- als auch die Sonnenphotometermessungen liefern spektral aufgelöste Informationen. Der spektrale Verlauf kann mit Hilfe des Ångström-Exponenten (Abschnitt 5.6) ausgedrückt werden. Abbildung 7.7 zeigt die Häufigkeitsverteilung des Ång-

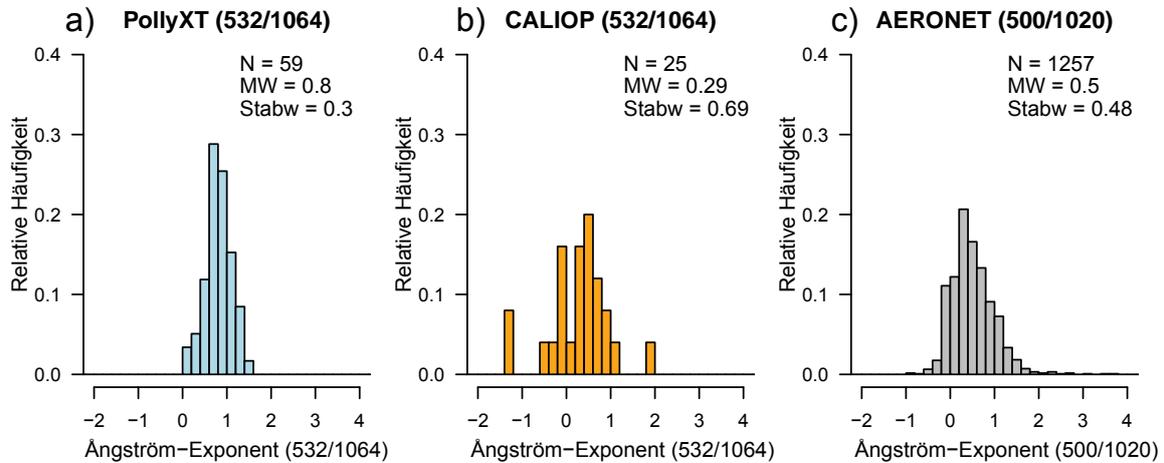


Abbildung 7.7: Häufigkeitsverteilung des Ångström-Exponenten für die vertikal integrierten Partikelrückstreuoeffizienten bei 532 und 1064 nm bestimmt mit Hilfe von a) Polly^{XT} und b) CALIOP in einer Schrittweite von 0.2. Zusätzlich ist die Häufigkeitsverteilung des Ångström-Exponenten für die AOD bestimmt durch Sonnenphotometermessungen in Rio Gallegos dargestellt. Für die Legende siehe Abb. 7.3.

ström-Exponenten für die vertikal integrierten Partikelrückstreuoeffizienten bei 532 und 1064 nm in Punta Arenas für die Zeiträume von 4. Dezember 2009 bis 4. April 2010 bei Polly^{XT} (a) und 1. Mai 2009 bis 30. April 2010 bei CALIOP (b). Die Stichprobenanzahl der betrachteten CALIOP-Überflüge wurde nochmals reduziert von 31 auf 25. Der Grund hierfür liegt darin, dass der Ångström-Exponent in zwei Fällen Werte von -3.4 und -2.5 angenommen hat. Diese Werte wurden von der Betrachtung ausgeschlossen. Vier Überflüge wurden in der Betrachtung nicht berücksichtigt, da sie kein Grenzschichtaerosol beinhalten. Zum Vergleich ist in Abb. 7.7 c ebenfalls der Ångström-Exponent der AOD der AERONET-Station in Rio Gallegos für den ALPACA-Zeitraum dargestellt. In allen drei Fällen liegt das Maximum der Verteilung zwischen 0 und 1. Die Mittelwerte betragen 0.8 ± 0.3 , 0.29 ± 0.69 und 0.5 ± 0.48 für die Messungen von Polly^{XT}, CALIOP und AERONET. Aus den Werten lässt sich die Größe der Partikel qualitativ ableiten. Sehr kleine oder leicht negative Ångström-Exponenten deuten auf sehr große Aerosolpartikel (Seesalz oder Staub) hin [Moulin *et al.*, 1997; Müller *et al.*, 2007]. Große Ångström-Exponenten (> 2) hingegen deuten auf sehr kleine Aerosolpartikel (z.B. frischer Rauch) hin [Baars *et al.*, 2012].

Das aus den Partikelrückstreuoeffizienten bestimmte Farbverhältnis (Abschnitt 5.6) ist eine weitere Möglichkeit den spektralen Verlauf zu beschreiben. Die Häufigkeitsverteilung des Farbverhältnisses des vertikal integrierten Partikelrückstreuoeffizienten der Polly^{XT}-Messung vom 4. Dezember 2009 bis 4. April 2010 und der CALIOP-Messungen von 1.

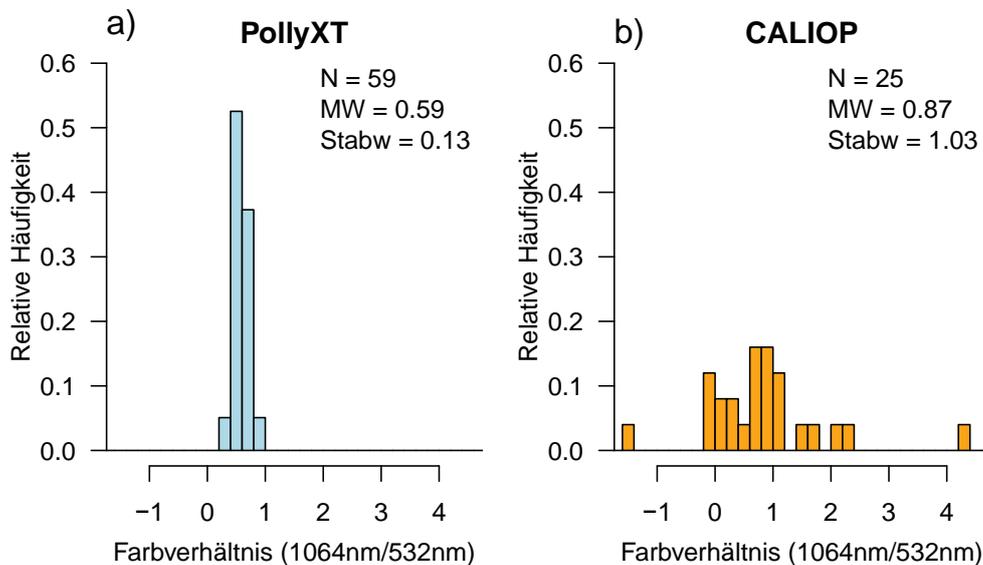


Abbildung 7.8: Häufigkeitsverteilung des Farbverhältnisses für die vertikal integrierten Partikelrückstreukoeffizienten bei 532 nm und 1064 nm bestimmt mit Hilfe von a) Polly^{XT} und b) CALIOP in Schrittweiten von 0.2. Für die Legende siehe Abb. 7.3.

Mai 2009 bis 30. April 2010 sind in Abb. 7.8 dargestellt. Der Stichprobenumfang wurde auch hier reduziert. Sowohl die vier Überflüge, die kein Grenzschichtaerosol beinhalten als auch zwei Ausreißer, bei denen das Farbverhältnis Werte von 89 und -36 angenommen hat, wurden ausgeschlossen. Die Häufigkeitsverteilung des Farbverhältnisses der CALIOP-Messung zeigt eine höhere Streuung der Werte (von -1.5 bis 4.25) als die Häufigkeitsverteilung der Polly^{XT}-Messung (von 0.35 bis 0.96). Der Mittelwert des Farbverhältnisses der Polly^{XT}-Messung beträgt 0.59 ± 0.13 . *Kiliyanpilakkil und Meskhidze* (2011) bestimmten mittels CALIOP über dem Ozean ein Farbverhältnis von 0.53 ± 0.149 für marines Aerosol.

Beim Vergleich der Messungen von Polly^{XT}, CALIOP und AERONET müssen die Stichprobenanzahl und der betrachtete Zeitraum berücksichtigt werden. Die Polly^{XT}-Messungen sind limitiert auf eine Saison. Im Gegensatz dazu wurde bei CALIOP zwar ein gesamtes Jahr betrachtet, dennoch konnten durch die geringen AODs, die teilweise unter der Detektionsgrenze lagen, sowie der Datenqualität nur 31 (25) Überflüge betrachtet werden. Eine verallgemeinernde Aussage lässt sich dadurch mit Hilfe beider Systeme nicht treffen. Dennoch geben sie nach derzeitigem Kenntnisstand den umfassendsten Überblick über Aerosolbedingungen im südlichen Lateinamerika. Mit Hilfe der Kombination von Polly^{XT} und Sonnenphotometermessungen konnte gezeigt werden, dass das Aerosol im Raum von Punta Arenas fast ausschließlich marines und kontinentales Aerosol ist.

7.3 Aerosoltypen mittels CALIOP

Am Ende der statistischen Analyse werden die Ergebnisse des Fallbeispiels vom 13. Januar 2010 (fehlerhafte CALIOP-Aerosoltypisierung) nochmals diskutiert. Dabei werden nun der gesamte betrachtete Zeitraum vom 1. Mai 2009 bis 30. April 2010 der CALIOP-Messungen verwendet und die Ergebnisse des vorangegangenen Kapitels mit einbezogen. Aus den *Level 2* Daten wurden dafür die Aerosoltypen ausgelesen. In Abbildung 7.9 ist die Häufigkeitsverteilung der einzelnen Aerosoltypen dargestellt. Am häufigsten wurde verschmutzter Staub (32%, braun in Abb. 7.9) bestimmt, gefolgt von marinem (20%, blau) und verschmutztem kontinentalem Aerosol (18%, rot). In rund 66% aller Fälle wird ein Partikellidarverhältnis von 65 oder 70 sr angewendet. In Abschnitt 7.2 wurde jedoch gezeigt, dass bei der Anwendung von geringen Partikellidarverhältnissen und somit unter der Annahme von marinem oder kontinentalem Aerosol die beste Übereinstimmung zwischen Polly^{XT} und den AERONET-Sonnenphotometermessungen besteht. In Abschnitt 6.1 wurde der Wechsel zwischen marinem und verschmutztem kontinentalem Aerosol bei der CALIOP-Messung mit der Änderung des Oberflächentyps erklärt. Abbildung 7.9 unterstreicht die Bedeutung der vereinfachten Annahmen in der Aerosoltypisierung von CALIOP. Das Auftreten von marinem Aerosol über Land wird gänzlich ausgeschlossen, und kontinentales Aerosol kann nur bei sehr geringer Rückstreuung und außerhalb von Wüsten bestimmt werden. Abbildung 7.9 liefert einen weiteren Hinweis, dass dieser Effekt die jährliche Aerosoltypisierung im Raum Punta Arenas beeinträchtigt.

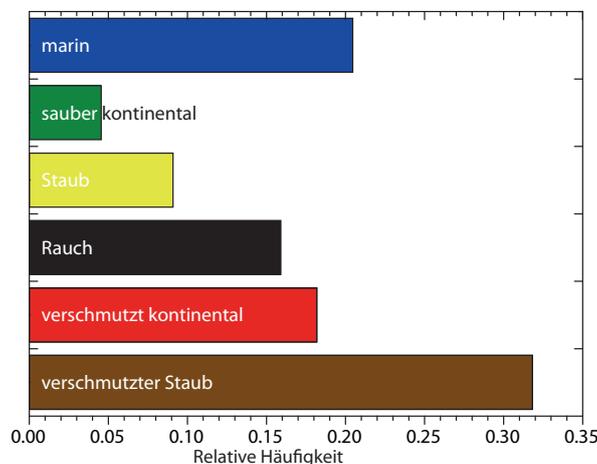


Abbildung 7.9: Häufigkeitsverteilung der durch den CALIOP-Datenalgorithmus bestimmten Aerosoltypen von 1. Mai 2009 bis 31. April 2010.

8 Zusammenfassung und Ausblick

Die Klimarelevanz von Aerosolen in der Atmosphäre ist durch ihre Variabilität in der horizontalen und vertikalen Verteilung, ihre vielseitige Zusammensetzung und komplexe Wechselwirkung mit Wolken unzureichend bestimmt. In der vorliegenden Arbeit wurden die bisher südlichsten Aerosol-Raman-Lidarmessungen der Welt ausgewertet, um die Aerosolbedingungen in den südlichen Mittelbreiten zu bestimmen. Die Messungen wurden ebenfalls für einen Vergleich mit dem derzeit einzigen satellitengebundenen Lidar CALIOP verwendet.

Die bodengebundenen Aerosollidarmessungen wurden im Rahmen der „Aerosol Lidar measurement at Punta Arenas in the frame of Chilean - GermAn cooperation (ALPACA)“-Kampagne in Punta Arenas (53.2°S, 70.9°W) mit Polly^{XT} vom 4. Dezember 2009 bis 4. April 2010 durchgängig durchgeführt. Punta Arenas befindet sich an der südlichsten Spitze Südamerikas. Die meteorologischen Bedingungen sind geprägt vom antarktischen Tiefdruckgürtel, so dass permanent eine marine westliche Anströmungsrichtung herrscht.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die vertikale Aerosolverteilung über Punta Arenas untersucht. Im gesamten Messzeitraum wurden nur acht mal abgehobene Schichten beobachtet. Diese abgehobenen Schichten bestanden sowohl aus interkontinental advehiertem Rauch durch Biomasseverbrennung in Australien als auch aus überregional transportiertem Staub von Ausbrüchen aus der Patagonischen Wüste bei besonderen Wetterlagen mit nördlichen Anströmungen. Dennoch war die AOD in 90% der analysierten Messfälle mit abgehobenen Schichten kleiner als 0.05. Aufgrund der geringen AOD wurden nahe gelegene AERONET-Sonnenphotometermessungen in Rio Gallegos (200 km nordöstlich) hinzugezogen, die die geringe Aerosolbelastung im Raum Süd-Südamerika bestätigten. Mithilfe der Kombination aus Polly^{XT}- und AERONET-Messungen konnte ebenfalls der starke Einfluss mariner Luftmassen (marines Aerosol) auf die Aerosolbedingungen in Punta Arenas belegt werden.

Mithilfe der Polly^{XT}-Messungen wurde eine mittlere Ausdehnung der planetaren Grenzschicht von 1151 ± 347 m bestimmt. Diese Werte wurden durch Radiosonden und GDAS-Daten bestätigt. Des Weiteren wurde anhand von Partikelrückstreuoeffizienten gezeigt, dass sich der Großteil des Aerosols in der PBL befindet und für die freie Troposphäre eine Hintergrundkonzentration angenommen werden kann.

Die besondere Lage des Messstandorts in der bisher wenig untersuchten südlichen Hemisphäre war eine exzellente Gelegenheit für einen Vergleich zu den satellitengebundenen Lidarmessungen durch CALIOP. Für eine statistische Untersuchung standen 148 Überflüge von 1. Mai 2009 bis 30. April 2010 mit CALIOP *Level 2* Daten zur Verfügung. In 46 Fällen hat CALIOP Aerosol detektiert. 15 Fälle mussten nach einer Qualitätsüberprüfung nochmals verworfen werden. Dennoch zeigte die bestimmte planetare Grenzschicht von CALIOP eine gute Übereinstimmung zu den Messungen von Polly^{XT}. Monatlich verfügbare CALIOP *Level 3* Daten für die Jahre 2009 und 2010 waren im Einklang mit den AERONET-Sonnenphotometermessungen in Rio Gallegos. Die mittlere jährliche AOD von 0.026 ± 0.029 und 0.034 ± 0.02 (2009 und 2010) entspricht der mittleren AOD der AERONET-Messungen mit 0.02 ± 0.01 und 0.022 ± 0.013 (2009 und 2010). 95% aller analysierten Fälle mit Polly^{XT} zeigen eine AOD < 0.05 . Sie spiegeln die geringen Aerosolbelastungen in der Region von Süd-Südamerika wider. Diskrepanzen zu den bodengebundenen Aerosolbeobachtungen zeigten sich allerdings bei der Aerosoltypisierung von CALIOP. Während die bodengebundenen Aerosolmessungen marine und kontinentale Aerosolbedingungen aufweisen (schwach absorbierendes Aerosol), ergab die Datenanalyse von CALIOP einen auffällig hohen Anteil von verschmutztem kontinentalem Aerosol, verschmutztem Staub und Rauch (stark absorbierendes Aerosol). In einem Fallbeispiel konnte gezeigt werden, dass dieser hohe Anteil möglicherweise auf die vereinfachten Annahmen in der CALIOP-Aerosoltypisierung zurückzuführen ist. In der CALIOP-Aerosoltypisierung wird die Möglichkeit ausgeschlossen, dass marines Aerosol über Land beobachtet werden kann. Angesichts der Hauptanströmungsrichtung bei küstennahen Gebieten wie Punta Arenas, aber auch durch See-Land-Zirkulationen kann marines Aerosol jedoch mehrere 100 km ins Landesinnere transportiert werden.

Die Messungen in Punta Arenas haben gezeigt, dass die freie Troposphäre in den südlichen Mittelbreiten nahezu aerosolfrei ist. Weitere Studien in den südlichen Mittelbreiten könnten verwendet werden, um Vergleiche zu Langzeitmessungen in den nördlichen Mittelbreiten durchzuführen und somit die Aerosolbedingungen beider Hemisphären detaillierter zu vergleichen. Dies könnte helfen, den anthropogenen Anteil der Aerosolemissionen mit Hilfe von Modellen besser zu verstehen. Hierbei wird das sich im Aufbau befindliche Aerosol-Lidar-Messnetz von Südamerika eine große Rolle spielen.

Bezüglich der Vergleichsstudie zum satellitengebundenen Weltraumlidar sind weitere Vergleiche in küstennahen Gebieten nötig, um den globalen Effekt durch die vereinfachten Annahmen in der Auswerterroutine zu bestimmen. Neben einer Änderung dieser Auswerterroutine wäre es ebenfalls von Vorteil, wenn bei der Aerosoltypisierung von CALIOP ebenfalls Mischungen von marinem und kontinentalem Aerosol für küstennahe Gebiete zur Verfügung stehen würden.

Eine Ausweitung der Lidarmessungen in der Südhemisphäre würde den Kenntnisstand des Strahlungseffekts der Aerosole erweitern. Weiterhin werden mehr Lidarmessungen

benötigt, um satellitengetragene Wolken- und Aerosolmessungen zu validieren. Die Ergebnisse der Masterarbeit motivieren dazu, Lidargeräte und Sonnenphotometer am selben Ort aufzustellen. So kann die Klett-Methode durch Abschätzung des Partikellidarverhältnisses abgesichert werden, z.B. im Rahmen des südamerikanischen Lidarnetzwerks. Routinemäßige schiffgebundene Lidar- und Sonnenphotometermessungen auf dem Pazifik könnten dazu beitragen, abgehobene Aerosolschichten aus Australien z.B. von Buschfeuern zu beobachten und die marine Grenzschicht weit außerhalb kontinentaler Beeinflussung zu untersuchen.

A Anhang

A.1 CALIOP-Qualitätskriterien

Datum	CAD-Wert	Schichttyp-Konfidenz	Aerosoltyp-Konfidenz	Extinktionshinweis	Extinktion
09.05.2009		X	X		
11.05.2009	X		X		X
11.05.2009	X				
03.06.2009		X			X
12.07.2009	X				
04.08.2009	X	X			X
10.11.2009		X			
24.11.2009	X				
24.11.2009	X		X		
19.12.2009	X	X			
13.01.2010	X		X		
22.01.2010	X				X
22.01.2010	X	X			
05.02.2010	X	X			
12.02.2010		X			

Tabelle A.1: CALIOP-Messtermine, die durch die Qualitätskriterien entfernt wurden. Die Kreuze markieren, welches Kriterium nicht erfüllt wurde.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Überblick über die Hauptausbreitungsrichtung der Aerosole und Feldkampagnen mit Aerosolmessungen in der Südhemisphäre	5
3.1	Karte von Punta Arenas und Messstandort	9
3.2	Gemittelte Tagesmittel des Windvektors	10
4.1	Optischer Aufbau von Polly ^{XT}	12
4.2	Polly ^{XT} -Komponenten	13
5.1	CALIOP-Datenverarbeitung	22
5.2	Entscheidungsbaumdiagramm der Aerosoltypen und Lidarverhältnisse . .	23
5.3	CALIOP-Datenauswahl	25
6.1	Meteorologische Situation am 13. Januar 2010	27
6.2	Zeit-Höhen-Verlauf bestimmt mit Polly ^{XT} vom 13. Januar 2010	28
6.3	Vertikalprofile bestimmt mit Polly ^{XT} vom 13. Januar 2010	29
6.4	CALIOP-Quicklooks vom 13. Januar 2010	30
6.5	Entscheidungsbaumdiagramm und Vergleich von Vertikalprofilen am 13. Januar 2010	31
6.6	Meteorologische Situation am 2. März 2010	33
6.7	Zeit-Höhen-Verlauf bestimmt mit Polly ^{XT} vom 2. März 2010	34
6.8	FLEXPART-Simulationen für den 2. März 2010	35
6.9	HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien über 48 Stunden für Punta Arenas und NAAPS Staubkonzentration am Boden für den 2. März 2010	36
6.10	HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien über 13 Tage für Punta Arenas, MODIS-Feuer und CALIPSO-Flugbahnen	37
6.11	Vertikalprofile bestimmt mit Polly ^{XT} vom 2. März 2010	38
6.12	CALIOP-Quicklooks 21. und 22. Februar 2010	39
6.13	CALIOP-Quicklooks 24. und 27. Februar 2010	40
6.14	CALIOP-Quicklooks 2. und 3. März 2010	41
6.15	Meteorologische Situation am 17. Februar 2010	42
6.16	HYSPLIT-Rückwärtstrajektorien über 48 Stunden für Punta Arenas und NAAPS Staubkonzentration am Boden für den 17. Februar 2010	43
6.17	Zeit-Höhen-Verlauf bestimmt mit Polly ^{XT} vom 17. Februar 2010	43
6.18	Vertikalprofile bestimmt mit Polly ^{XT} vom 17. Februar 2010	44
6.19	Mittlere AOD von MODIS von 16. bis 18. Februar 2010	45

7.1	AOD-Monatsmittel in Punta Arenas und Rio Gallegos	47
7.2	Von MODIS bestimmte Jahresmittel der AOD bei 550 nm für 2009 und 2010.	49
7.3	Höhe der PBL bestimmt mit Polly ^{XT}	51
7.4	Häufigkeitsverteilung der PBL-Höhe bestimmt mit CALIOP, Radiosonden und GDAS-Daten	52
7.5	Partikelrückstreuoeffizienten bestimmt mit Polly ^{XT}	53
7.6	Häufigkeitsverteilung der AOD von AERONET und von Polly ^{XT}	54
7.7	Häufigkeitsverteilung des Ångström-Exponenten	55
7.8	Häufigkeitsverteilung des Farbverhältnisses	56
7.9	Häufigkeitsverteilung der mit CALIOP bestimmten Aerosoltypen	57

Tabellenverzeichnis

- 5.1 CALIOP-Qualitätskriterien 24
- 7.1 Jahresmittel der AOD an AERONET-Sonnenphotometerstationen mit mariner Anströmrichtung 48
- A.1 CALIOP-Ausschusskriterien 63

Literaturverzeichnis

- Ångström, A. (1964). The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 16:64–75.
- Abbs, D. B. und Physick, W. L. (1992). Sea-breeze observations and modelling: a review. *Australian Meteorological Magazine*, 41:7–19, doi:10.1029/2003RG000124.
- Althausen, D., Engelmann, R., Baars, H., Heese, B., Ansmann, A., Müller, D., und Komppula, M. (2009). Portable Raman lidar PollyXT for automated profiling of aerosol backscatter, extinction, and depolarization. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:2366–2378, doi:10.1175/2009JTECHA1304.1.
- Anderson, T. L., Charlson, R. J., Winker, D. M., Ogren, J. A., und Holmén, K. (2003). Mesoscale variations of tropospheric aerosols. *Journal of Atmospheric Sciences*, 60:119–136, doi:10.1175/1520-0469(2003)060<0119:MVOTA>2.0.CO;2.
- Ansmann, A., Althausen, D., Wandinger, U., Franke, K., Müller, D., Wagner, F., und Heintzenberg, J. (2000). Vertical profiling of the Indian aerosol plume with six-wavelength lidar during INDOEX: A first case study. *Geophysical Research Letters*, 27:963–966, doi:10.1029/1999GL010902.
- Ansmann, A., Baars, H., Tesche, M., Müller, D., Althausen, D., Engelmann, R., Pauliquevis, T., und Artaxo, P. (2009). Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. *Geophysical Research Letters*, 36:11802, doi:10.1029/2009GL037923.
- Ansmann, A. und Müller, D. (2005). Lidar and atmospheric aerosol particles. In Weitkamp, C., (Hrsg.), *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, pages 105–138. Springer, Berlin/Heidelberg.
- Ansmann, A., Petzold, A., Kandler, K., Tegen, I., Wendisch, M., Müller, D., Weinzierl, B., Müller, T., und Heintzenberg, J. (2011). Saharan Mineral Dust Experiments SAMUM-1 and SAMUM-2: what have we learned? *Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology B*, 63:403–429, doi:10.1111/j.1600-0889.2011.00555.x.
- Ansmann, A., Tesche, M., Groß, S., Freudenthaler, V., Seifert, P., Hiebsch, A., Schmidt, J., Wandinger, U., Mattis, I., Müller, D., und Wiegner, M. (2010). The 16 April 2010 major volcanic ash plume over central Europe: EARLINET lidar and AERONET photometer observations at Leipzig and Munich, Germany. *Geophysical Research Letters*, 37:L13810, doi:10.1029/2010GL043809.

- Ansmann, A., Wagner, F., Althausen, D., Müller, D., Herber, A., und Wandinger, U. (2001). European pollution outbreaks during ACE 2: Lofted aerosol plumes observed with Raman lidar at the Portuguese coast. *Journal of Geophysical Research*, 106:20725–20734, doi:10.1029/2000JD000091.
- Ansmann, A., Wagner, F., Müller, D., Althausen, D., Herber, A., von Hoyningen-Huene, W., und Wandinger, U. (2002). European pollution outbreaks during ACE 2: Optical particle properties inferred from multiwavelength lidar and star-Sun photometry. *Journal of Geophysical Research*, 107:4259, doi:10.1029/2001JD001109.
- Ansmann, A., Wandinger, U., Riebesell, M., Weitkamp, C., und Michaelis, W. (1992). Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar. *Applied Optics*, 31:7113–7131.
- Antuña, J., Landulfo, E., Clemesha, B., Zaratti, F., Quel, E., Bastidas, A., Estevan, R., und Barja, B. (2012). Lidar Community in Latin America: a Decade of Challenges and Successes. In *26th International Laser Radar Conference (ILRC)*, Porto Heli, Greece.
- Baars, H. (2012). Aerosol profiling with lidar in the Amazon Basin during the wet and dry season 2008. PhD thesis, Faculty of Physics and Geoscience, University of Leipzig.
- Baars, H., Ansmann, A., Althausen, D., Engelmann, R., Heese, B., Müller, D., Artaxo, P., Paixao, M., Pauliquevis, T., und Souza, R. (2012). Aerosol profiling with lidar in the Amazon Basin during the wet and dry season. *Journal of Geophysical Research*, 117:21201, doi:10.1029/2012JD018338.
- Baars, H., Ansmann, A., Engelmann, R., und Althausen, D. (2008). Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8:7281–7296, doi:10.5194/acp-8-7281-2008.
- Bates, T. S., Huebert, B. J., Gras, J. L., Griffiths, F. B., und Durkee, P. A. (1998). International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project's First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1): Overview. *Journal of Geophysical Research*, 103:16297–16318, doi:10.1029/97JD03741.
- Bates, T. S., Quinn, P. K., Coffman, D. J., Johnson, J. E., Miller, T. L., Covert, D. S., Wiedensohler, A., Leinert, S., Nowak, A., und Neusüss, C. (2001). Regional physical and chemical properties of the marine boundary layer aerosol across the Atlantic during Aerosols99: An overview. *Journal of Geophysical Research*, 106:20767–20782, doi:10.1029/2000JD900578.
- Bigg, E. (1973). Ice nucleus concentrations in remote areas. *Journal of Atmospheric Sciences*, 30:1153–1157, doi:10.1175/1520-0469(1973)030<1153:INCIRA>2.0.CO;2.

- Bösenberg, J., Ansmann, A., Baldasano, J., Balis, D., Böckmann, C., Calpini, B., Chai-kovsky, A., Flamant, P., Hågård, A., Mitev, V., et al. (2000). EARLINET: a European Aerosol Research Lidar Network. In *Advances in Laser Remote Sensing*, pages 155–158. Selected papers of the 20th International Laser Radar Conference, Vichy, France.
- Bösenberg, J. und Hoff, R. (2007). Plan for the implementation of the GAW Aerosol Lidar Observation Network GALION, World Meteorological Organization Rep. 178, 53 pp.
- Brooks, I. M. (2003). Finding boundary layer top: application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20:1092, doi:10.1175/1520-0426(2003)020<1092:FBLTAO>2.0.CO;2.
- Bucholtz, A. (1995). Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, 34(15):2765–2773.
- Campbell, J. R., Welton, E. J., Spinhirne, J. D., Ji, Q., Tsay, S.-C., Piketh, S. J., Barenbrug, M., und Holben, B. N. (2003). Micropulse lidar observations of tropospheric aerosols over northeastern South Africa during the ARREX and SAFARI 2000 dry season experiments. *Journal of Geophysical Research*, 108:8497, doi:10.1029/2002JD002563.
- Cerverny, R. S. (1998). Present climates of south america. In Hobbs, J. E. and. Lindesay, J. A. und Bridgman, H. A., (Hrsg.), *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future*, pages 107–135. John Wiley.
- Cohn, S. A. und Angevine, W. M. (2000). Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profiling radars. *Journal of Applied Meteorology*, 39:1233–1247, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1233:BLHAEZ>2.0.CO;2.
- Collis, R. T. H. und Russell, P. B. (1976). Lidar measurement of particles and gases by elastic backscattering and differential absorption. In Hinkley, E. D., (Hrsg.), *Laser Monitoring of the Atmosphere*, pages 71–151. Springer.
- Coronato, F. und Bisigato, A. (1998). A temperature pattern classification in Patagonia. *International Journal of Climatology*, 18:765–773, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19980615)18:7<765::AID-JOC282>3.0.CO;2-H.
- Dacre, H. F., Grant, A. L. M., Hogan, R. J., Belcher, S. E., Thomson, D. J., Devenish, B. J., Marenco, F., Hort, M. C., Haywood, J. M., Ansmann, A., Mattis, I., und Clarisse, L. (2011). Evaluating the structure and magnitude of the ash plume during the initial phase of the 2010 Eyjafjallajökull eruption using lidar observations and NAME simulations. *Journal of Geophysical Research*, 116:D00U03, doi:10.1029/2011JD015608.
- Damato, F., Planchon, O., und Dubreuil, V. (2003). A remote-sensing study of the inland penetration of sea-breeze fronts from the English Channel. *Weather*, 58:219–226, doi:10.1256/wea.50.02.

- Draxler, R. R. und Hess, G. D. (1998). An overview of the HYSPLIT4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition. *Australian Meteorological Magazine*, 47:295–308.
- Dufflot, V., Royer, P., Chazette, P., Baray, J.-L., Courcoux, Y., und Delmas, R. (2011). Marine and biomass burning aerosols in the southern Indian Ocean: Retrieval of aerosol optical properties from shipborne lidar and Sun photometer measurements. *Journal of Geophysical Research*, 116:18208, doi:10.1029/2011JD015839.
- Edwards, D. P., Emmons, L. K., Gille, J. C., Chu, A., Attié, J.-L., Giglio, L., Wood, S. W., Haywood, J., Deeter, M. N., Massie, S. T., Ziskin, D. C., und Drummond, J. R. (2006). Satellite-observed pollution from Southern Hemisphere biomass burning. *Journal of Geophysical Research*, 111:14312, doi:10.1029/2005JD006655.
- Fernald, F. G. (1984). Analysis of atmospheric lidar observations: some comments. *Applied Optics*, 23:652–653, doi:10.1364/AO.23.000652.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Schulz, G. R. M., und Dorland, R. V. (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., und Miller, H. L., (Hrsg.), *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press.
- Gaiero, D., Probst, J., Depetris, P., Bidart, S., und Leleyter, L. (2003). Iron and other transition metals in Patagonian riverborne and windborne materials: Geochemical control and transport to the southern South Atlantic Ocean. *Geochimica et cosmochimica acta*, 67:3603–3623, doi:10.1016/S0016-7037(03)00211-4.
- Gassó, S. und Stein, A. (2007). Does dust from Patagonia reach the sub-Antarctic Atlantic Ocean? *Geophysical Research Letters*, 34:L01801, doi:10.1029/2006GL027693.
- Groß, S., Tesche, M., Freudenthaler, V., Toledano, C., Wiegner, M., Ansmann, A., Althausen, D., und Seefeldner, M. (2011). Characterization of Saharan dust, marine aerosols and mixtures of biomass-burning aerosols and dust by means of multi-wavelength depolarization and Raman lidar measurements during SAMUM 2. *Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology B*, 63:706–724, doi:10.1111/j.1600-0889.2011.00556.x.
- Haywood, J. und Shine, K. (1997). Multi-spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123:1907–1930, doi:10.1002/qj.49712354307.

- Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J. S., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y. J., Castle, J. V., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., und Zibordi, G. (2001). An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research*, 106:12067–12098, doi:10.1029/2001JD900014.
- Hu, Y., Winker, D., Vaughan, M., Lin, B., Omar, A., Trepte, C., Flittner, D., Yang, P., Nasiri, S. L., Baum, B., Sun, W., Liu, Z., Wang, Z., Young, S., Stammes, K., Huang, J., Kuehn, R., und Holz, R. (2009). CALIPSO/CALIOP Cloud Phase Discrimination Algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:2293–2309, doi:10.1175/2009JTECHA1280.1.
- Hunt, W. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Powell, K. A., Lucker, P. L., und Weimer, C. (2009). CALIPSO lidar description and performance assessment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:1214–1228, doi:10.1175/2009JTECHA1223.1.
- Johnson, M., Meskhidze, N., Kiliyanpilakkil, V., und Gassó, S. (2011). Understanding the transport of Patagonian dust and its influence on marine biological activity in the South Atlantic Ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11:2487–2502, doi:10.5194/acp-11-2487-2011.
- Justice, C. O., Giglio, L., Roy, D., Boschetti, L., Csiszar, I., Davies, D., Korontzi, S., Schroeder, W., O'Neal, K., und Morissette, J. (2011). MODIS-Derived Global Fire Products. In Ramachandran, B., Justice, C. O., und Abrams, M. J., (Hrsg.), *Land Remote Sensing and Global Environmental Change: NASA's Earth Observing System and the Science of ASTER and MODIS, Remote Sensing and Digital Image Processing*, pages 661–679. Springer.
- Kanitz, T., Ansmann, A., Engelmann, R., und Althausen, D. (submitted). North–south cross sections of aerosol layering over the Atlantic Ocean from multiwavelength Raman/polarization lidar during Polarstern cruises. *Journal of Geophysical Research*.
- Kanitz, T., Seifert, P., Ansmann, A., Engelmann, R., Althausen, D., Casiccia, C., und Rohwer, E. G. (2011). Contrasting the impact of aerosols at northern and southern midlatitudes on heterogeneous ice formation. *Geophysical Research Letters*, 38:L17802, doi:10.1029/2011GL048532.
- Kiliyanpilakkil, V. P. und Meskhidze, N. (2011). Deriving the effect of wind speed on clean marine aerosol optical properties using the A-Train satellites. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11:11401–11413, doi:10.5194/acp-11-11401-2011.
- Klett, J. D. (1981). Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Applied Optics*, 20:211–220, doi:10.1364/AO.20.000211.

- Kulmala, M., Asmi, A., Lappalainen, H. K., Baltensperger, U., Brenguier, J.-L., Facchini, M. C., Hansson, H.-C., Hov, Ø., O'Dowd, C. D., Pöschl, U., Wiedensohler, A., Boers, R., Boucher, O., de Leeuw, G., Denier van der Gon, H. A. C., Feichter, J., Krejci, R., Laj, P., Lihavainen, H., Lohmann, U., McFiggans, G., Mentel, T., Pilinis, C., Riipinen, I., Schulz, M., Stohl, A., Swietlicki, E., Vignati, E., Alves, C., Amann, M., Ammann, M., Arabas, S., Artaxo, P., Baars, H., Beddows, D. C. S., Bergström, R., Beukes, J. P., Bilde, M., Burkhardt, J. F., Canonaco, F., Clegg, S. L., Coe, H., Crumeyrolle, S., D'Anna, B., Decesari, S., Gilardoni, S., Fischer, M., Fjaeraa, A. M., Fountoukis, C., George, C., Gomes, L., Halloran, P., Hamburger, T., Harrison, R. M., Herrmann, H., Hoffmann, T., Hoose, C., Hu, M., Hyvärinen, A., Hörrak, U., Iinuma, Y., Iversen, T., Josipovic, M., Kanakidou, M., Kiendler-Scharr, A., Kirkevåg, A., Kiss, G., Klimont, Z., Kolmonen, P., Komppula, M., Kristjánsson, J.-E., Laakso, L., Laaksonen, A., Labonnote, L., Lanz, V. A., Lehtinen, K. E. J., Rizzo, L. V., Makkonen, R., Manninen, H. E., McMeeking, G., Merikanto, J., Minikin, A., Mirme, S., Morgan, W. T., Nemitz, E., O'Donnell, D., Panwar, T. S., Pawlowska, H., Petzold, A., Pienaar, J. J., Pio, C., Plass-Duelmer, C., Prévôt, A. S. H., Pryor, S., Reddington, C. L., Roberts, G., Rosenfeld, D., Schwarz, J., Seland, Ø., Sellegri, K., Shen, X. J., Shiraiwa, M., Siebert, H., Sierau, B., Simpson, D., Sun, J. Y., Topping, D., Tunved, P., Vaattovaara, P., Vakkari, V., Veefkind, J. P., Visschedijk, A., Vuollekoski, H., Vuolo, R., Wehner, B., Wildt, J., Woodward, S., Worsnop, D. R., van Zadelhoff, G.-J., Zardini, A. A., Zhang, K., van Zyl, P. G., Kerminen, V.-M., Carslaw, K. S., und Pandis, S. N. (2011). General overview: European Integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions (EUCAARI) - integrating aerosol research from nano to global scales. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11:13061–13143, doi:10.5194/acp-11-13061-2011.
- Li, F., Ginoux, P., und Ramaswamy, V. (2010). Transport of Patagonian dust to Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 115:D18217, doi:10.1029/2009JD012356.
- Liao, H. und Seinfeld, J. H. (1998). Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables. *Journal of Geophysical Research*, 103:31637–31646, doi:10.1029/1998JD200036.
- Liu, Z., Vaughan, M., Winker, D., Kittaka, C., Getzewich, B., Kuehn, R., Omar, A., Powell, K., Treppe, C., und Hostetler, C. (2009). The calipso lidar cloud and aerosol discrimination: Version 2 algorithm and initial assessment of performance. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:1198–1213, doi:10.1175/2009JTECHA1229.1.
- Martin, S. T., Andreae, M. O., Althausen, D., Artaxo, P., Baars, H., Borrmann, S., Chen, Q., Farmer, D. K., Guenther, A., Gunthe, S. S., Jimenez, J. L., Karl, T., Longo, K., Manzi, A., Müller, T., Pauliquevis, T., Petters, M. D., Prenni, A. J., Pöschl, U., Rizzo, L. V., Schneider, J., Smith, J. N., Swietlicki, E., Tota, J., Wang, J., Wiedensohler, A., und Zorn, S. R. (2010). An overview of the Amazonian Aerosol Characterization

- Experiment 2008 (AMAZE-08). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10:11415–11438, doi:10.5194/acp-10-11415-2010.
- Masonis, S. J., Anderson, T. L., Covert, D. S., Kapustin, V., Clarke, A. D., Howell, S., und Moore, K. (2003). A study of the extinction-to-backscatter ratio of marine aerosol during the Shoreline Environment Aerosol Study. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20:1388–1402, doi:10.1175/1520-0426(2003)020<1388:ASOTER>2.0.CO;2.
- Mattis, I., Müller, D., Ansmann, A., Wandinger, U., Preißler, J., Seifert, P., und Tesche, M. (2008). Ten years of multiwavelength Raman lidar observations of free-tropospheric aerosol layers over Central Europe: Geometrical properties and annual cycle. *Journal of Geophysical Research*, 10.1029/2007JD009636:D009636.
- Mielonen, T., Giannakaki, E., Omar, A., Arola, A., Lehtinen, K., und Komppula, M. (2012). Evaluation of CALIOP L2 Aerosol Extinction to Backscatter Profiles with Ground-Based Measurements in India and South Africa. In *26th International Laser Radar Conference (ILRC)*, Porto Heli, Greece.
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W., und Mao, H. (2003). Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Reviews of Geophysics*, 41:1011, doi:10.1029/2003RG000124.
- Minikin, A., Petzold, A., Ström, J., Krejci, R., Seifert, M., van Velthoven, P., Schlager, H., und Schumann, U. (2003). Aircraft observations of the upper tropospheric fine particle aerosol in the Northern and Southern Hemispheres at midlatitudes. *Geophysical Research Letters*, 30:1503, doi:10.1029/2002GL016458.
- Moulin, C., Dulac, F., Lambert, C. E., Chazette, P., Jankowiak, I., Chatenet, B., und Lavenu, F. (1997). Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data 2. Accuracy of the method and validation using Sun photometer measurements. *Journal of Geophysical Research*, 102:16959–16970, doi:10.1029/96JD02598.
- Müller, D., Ansmann, A., Mattis, I., Tesche, M., Wandinger, U., Althausen, D., und Pisani, G. (2007). Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar. *Journal of Geophysical Research*, 112:D16202, doi:10.1029/2006JD008292.
- Ogden, P. (2003). Density and Distribution of Population. In Demeny, P. und Mcnicoll, G., (Hrsg.), *Encyclopedia of Population*, volume 1, pages 221–226. New York: Macmillan Reference USA.
- Omar, A. H., Winker, D. M., Kittaka, C., Vaughan, M. A., Liu, Z., Hu, Y., Treppe, C. R., Rogers, R. R., Ferrare, R. A., Lee, K.-P., Kuehn, R. E., und Hostetler,

- C. A. (2009). The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:1994–2014, doi:10.1175/2009JTECHA1231.1.
- Omar, A. H., Won, J.-G., Winker, D. M., Yoon, S.-C., Dubovik, O., und McCormick, M. P. (2005). Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements. *Journal of Geophysical Research*, 110:10, doi:10.1029/2004JD004874.
- Platt, C. M. R. (1978). Lidar backscatter from horizontal ice crystal plates. *Journal of Applied Meteorology*, 17:482–488, doi:10.1175/1520-0450(1978)017<0482:LBFHIC>2.0.CO;2.
- Quinn, P. K. und Bates, T. S. (2005). Regional aerosol properties: Comparisons of boundary layer measurements from ACE 1, ACE 2, Aerosols99, INDOEX, ACE Asia, TARFOX, and NEAQS. *Journal of Geophysical Research*, 110:14202, doi:10.1029/2004JD004755.
- Raes, F., Bates, T., McGovern, F., und van Liedekerke, M. (2000). The 2nd Aerosol Characterization Experiment (ACE2): General overview and main results. *Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology B*, 52:111–125, doi:10.1034/j.1600-0889.2000.00124.x.
- Reid, J. S., Prins, E. M., Westphal, D. L., Schmidt, C. C., Richardson, K. A., Christopher, S. A., Eck, T. F., Reid, E. A., Curtis, C. A., und Hoffman, J. P. (2004). Real-time monitoring of South American smoke particle emissions and transport using a coupled remote sensing/box-model approach. *Geophysical Research Letters*, 31:L06107, doi:10.1029/2003GL018845.
- Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D. A., Martins, J. V., Li, R.-R., Ichoku, C., Levy, R. C., Kleidman, R. G., Eck, T. F., Vermote, E., und Holben, B. N. (2005). The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 62:947–973, doi:10.1175/JAS3385.1.
- Rosen, J., Young, S., Laby, J., Kjöme, N., und Gras, J. (2000). Springtime aerosol layers in the free troposphere over Australia: Mildura Aerosol Tropospheric Experiment (MATE 98). *Journal of Geophysical Research*, 105:17833–17842, doi:10.1029/2000JD900208.
- Sasano, Y., Browell, E. V., und Ismail, S. (1985). Error caused by using a constant extinction/backscattering ratio in the lidar solution. *Applied Optics*, 24:3929–3932, doi:10.1364/AO.24.003929.
- Schuster, G. L., Vaughan, M., MacDonnell, D., Su, W., Winker, D., Dubovik, O., Lapyonok, T., und Trepte, C. (2012). Comparison of CALIPSO aerosol optical depth

- retrievals to AERONET measurements, and a climatology for the lidar ratio of dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12:7431–7452, doi:10.5194/acp-12-7431-2012.
- Seifert, P., Engelmann, R., Ansmann, A., Wandinger, U., Mattis, I., Althausen, D., and Fruntke, J. (2008). Characterization of specular reflections in mixed-phase and ice clouds based on scanning, polarization, and Raman lidar. In *Reviewed and Revised Papers Presented at the 24th International Laser Radar Conference*, pages 23–28, Boulder, USA.
- Smirnov, A., Holben, B. N., Slutsker, I., Giles, D. M., McClain, C. R., Eck, T. F., Sakerin, S. M., Macke, A., Croot, P., Zibordi, G., Quinn, P. K., Sciare, J., Kinne, S., Harvey, M., Smyth, T. J., Piketh, S., Zielinski, T., Proshutinsky, A., Goes, J. I., Nelson, N. B., Larouche, P., Radionov, V. F., Goloub, P., Krishna Moorthy, K., Matarrese, R., Robertson, E. J., and Jourdin, F. (2009). Maritime Aerosol Network as a component of Aerosol Robotic Network. *Journal of Geophysical Research*, 114:D06204, doi:10.1029/2008JD011257.
- Stephens, G. L., Vane, D. G., Boain, R. J., Mace, G. G., Sassen, K., Wang, Z., Illingworth, A. J., O’Connor, E. J., Rossow, W. B., Durden, S. L., Miller, S. D., Austin, R. T., Benedetti, A., Mitrescu, C., and Cloudsat Science Team (2002). The Cloudsat Mission and the A-Train. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83:1771–1790, doi:10.1175/BAMS-83-12-1771.
- Stevens, B. und Feingold, G. (2009). Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. *Nature*, 461:607–613, doi:10.1038/nature08281.
- Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P., und Wotawa, G. (2005). Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5:2461–2474.
- Ström, J., Schumann, U., Gayet, J.-F., Ovarlez, J., Flatoy, F., Kulmala, M., Schrems, O., Minnis, P., Diaz, S. B., Milicic, B., Valderama, V., Amthauer, E., Pettersson, J., und Arnold, F. (2001). Aerosol and cirrus measurements at midlatitudes on the southern hemisphere: An overview based on the first INCA experiment. In *Air Pollut. Rep. 74, Rep. EUR 19,428 EN*, Eur. Comm., Brussels.
- Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- Swap, R., Garstang, M., Macko, S. A., Tyson, P. D., Maenhaut, W., Artaxo, P., Kallberg, P., und Talbot, R. (1996). The long-range transport of southern African aerosols to the tropical South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 101:23777–23792, doi:10.1029/95JD01049.

- Tegen, I., Lacis, A., und Fung, I. (1996). The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 380:419–422, doi:10.1038/380419a0.
- Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Engelmann, R., Hu, M., und Zhang, Y. (2007). Particle backscatter, extinction, and lidar ratio profiling with Raman lidar in south and north China. *Applied Optics*, 46:6302–6308, doi:10.1364/AO.46.006302.
- Tesche, M., Müller, D., Gross, S., Ansmann, A., Althausen, D., Freudenthaler, V., Weinzierl, B., Veira, A., und Petzold, A. (2011). Optical and microphysical properties of smoke over Cape Verde inferred from multiwavelength lidar measurements. *Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology B*, 63:677–694, doi:10.1111/j.1600-0889.2011.00549.x.
- Trenberth, K. E. und Stepaniak, D. P. (2004). The flow of energy through the Earth's climate system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130:2677–2701, doi:10.1256/qj.04.83.
- Twomey, S. (1977). *Atmospheric Aerosols*. Elsevier : New York.
- Vaughan, M. A., Powell, K. A., Kuehn, R. E., Young, S. A., Winker, D. M., Hostetler, C. A., Hunt, W. H., Liu, Z., McGill, M. J., und Getzewich, B. J. (2009). Fully automated detection of cloud and aerosol layers in the CALIPSO lidar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:2034–2050, doi:10.1175/2009JTECHA1228.1.
- Voss, K. J., Welton, E. J., Quinn, P. K., Johnson, J., Thompson, A. M., und Gordon, H. R. (2001). Lidar measurements during Aerosols99. *Journal of Geophysical Research*, 106:20821–20832, doi:10.1029/2001JD900217.
- Wandinger, U. (2005). Introduction to lidar. In Weitkamp, C., (Hrsg.), *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, pages 1–18. Springer, Berlin/Heidelberg.
- Wandinger, U. und Ansmann, A. (2002). Experimental determination of the lidar overlap profile with Raman lidar. *Applied Optics*, 41:511–514, doi:10.1364/AO.41.000511.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., und McGill, M. J. (2007). Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, 34:L19803, doi:10.1029/2007GL030135.
- Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., und Young, S. A. (2009). Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1.

- Young, S. A. und Vaughan, M. A. (2009). The retrieval of profiles of particulate extinction from Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) data: Algorithm description. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:1105–1119, doi:10.1175/2008JTECHA1221.1.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Masterarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Mastergrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Leipzig, 18. Dezember 2012

(Andreas Foth)