

Heterogene Eisbildung im Amazonasgebiet

vorgelegt von
Clara Kunz
Matrikel 2143166

Fakultät für Physik und Geowissenschaften
der Universität Leipzig
Studiengang Meteorologie
zur Erlangung des akademischen Grades

BACHELOR OF SCIENCE

Erstgutachter: Prof. Dr. A. Macke
Zweitgutachter: Jun.-Prof. Dr. B. Pospichal

6. März 2014

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	5
2.1	Eisbildung	5
2.1.1	Homogene Eisbildung	5
2.1.2	Heterogene Eisbildung	6
2.2	Fernerkundung von Eisbildung mit Lidar	8
2.2.1	Lidargleichung	8
2.2.2	Entfernungskorrigiertes Signal	9
2.2.3	Depolarisationsverhältnis	9
2.3	Raman-Polarisations-Lidar Polly ^{XT}	11
2.4	Lidarmessungen mit Polly ^{XT} im Amazonasgebiet	12
2.4.1	Messstandort	13
2.4.2	Meteorologische Bedingungen	14
3	Methodik	16
3.1	Geometrische Wolkeneigenschaften	16
3.2	Meteorologische Parameter	18
3.3	Phasenzustand der Wolke	18
4	Ergebnisse	21
5	Zusammenfassung und Ausblick	28
	Literaturverzeichnis	31
	Selbstständigkeitserklärung	35

Kapitel 1

Einleitung

Wolken, Aerosole und ihre komplexe Wechselwirkung beeinflussen das globale Klima maßgeblich. Dies wurde im letzten IPCC-Bericht (Intergovernmental Panel on Climate Change (*IPCC* 2007)) gezeigt, wobei festgestellt wurde, dass gerade die Auswirkungen der Aerosoleffekte auf das Klima schwer abzuschätzen sind.

Grundsätzlich wird zwischen direkten und indirekten Aerosoleffekten unterschieden. Unter den direkten Aerosoleffekten versteht man den Einfluss der Aerosole auf die Strahlungsbilanz der Erde durch Reflexion und Absorption von kurzwelliger und langwelliger Strahlung. Die Reflexion von Sonnenstrahlung durch Aerosole führt dazu, dass die globale Albedo verstärkt und somit die Atmosphäre abgekühlt wird. Einige Aerosole absorbieren Sonnenstrahlung, was zu einer Verringerung der Einstrahlung und somit zu einer Abkühlung am Erdboden führt. Durch die Absorption von Sonnenstrahlung kann es auch zu Änderungen in der thermodynamischen Stabilität kommen, was als semidirekter Aerosoleffekt bezeichnet wird (*Heintzenberg und Charlson* 2009).

Die indirekten Aerosoleffekte beschreiben den Einfluss der Aerosole auf Entstehung, Eigenschaften und Entwicklung von Wolken. Der wichtigste indirekte Aerosoleffekt laut IPCC ist der Einfluss der Aerosole auf die Wolkentropfenkonzentration und somit auf die Strahlungseigenschaften der Wolke (*IPCC* 2007). Aerosole dienen bei der Wolkenbildung als Kondensationskeime für Wassertröpfchen und als Keime für die Bildung von Eiskristallen. Eine hohe Aerosolkonzentration führt unter gleichen Umgebungsbedingungen bei Flüssigwasserwolken zur Bildung vieler kleinerer Tröpfchen, eine geringe Menge Aerosol dagegen zur Bildung weniger größerer Tropfen. Viele kleine Tröpfchen reflektieren die Sonnenstrahlung effektiver als wenige große, da ihre Oberfläche insgesamt größer ist. Eine hohe Aerosolkonzentration bewirkt daher eine Erhöhung der Wolkenalbedo und damit eine klimatische Abkühlung (Twomey-Effekt (*Twomey* 2007)).

Die Wolkentropfenkonzentration wiederum hat einen Einfluss auf die Lebensdauer der Wolken und auf die Art und Intensität von Niederschlag. Viele kleine Tröpfchen wirken der Niederschlagsbildung entgegen, da sie weniger wahrscheinlich ausregnen als größere Tropfen. Dies geht mit einer höheren Lebensdauer der Wolke einher (*Albrecht 1989*).

Der Einfluss von Aerosolpartikeln auf die Eisbildung in Wolken ist ein komplexes Thema. Aerosole können als Eiskeime dienen und somit die Eisbildung begünstigen. Dies wird als heterogene Eisbildung bezeichnet. Obwohl es schon viele Untersuchungen dazu gab wie Aerosole die Eisbildung in Wolken beeinflussen können, liegen noch immer große Unsicherheiten vor (*Sassen et al. 2003; Ansmann et al. 2005; Cantrell und Heymsfield 2005*). Dass Aerosole einen Einfluss auf Eisbildung haben ist zwar bekannt, doch lässt sich dieser Einfluss schwer abschätzen.

Die Beobachtung von Eisbildungsprozessen in Wolken kann auf unterschiedliche Weise durchgeführt werden. So gibt es Laborversuche, flugzeuggetragene in-situ-Messungen und aktive Fernerkundungsmethoden.

Im Labor können die Gefriereigenschaften verschiedener Aerosole bei festgelegten Bedingungen bestimmt werden. Dabei wurde bereits herausgefunden, dass die Eisbildung nicht nur von den chemischen, mikrophysikalischen und biologischen Eigenschaften der als Eiskeime dienenden Aerosole abhängt, sondern auch von den Eigenschaften der unterkühlten Tropfen und der Art und Weise wie Eiskeim und Tropfen aufeinander treffen (*Pruppacher 1995*). In 2010 am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung in Leipzig durchgeführten Laborstudien wurde untersucht, wie sich Mineralstaub auf Eisbildung auswirkt. Dabei wurde festgestellt, dass unbeschichteter Mineralstaub besonders effizient für Eisbildung ist, mit Ammoniumsulfat beschichteter Mineralstaub jedoch kaum (*Niedermeier et al. 2010*).

Mit flugzeuggetragenen in-situ-Messungen können mikrophysikalische Eigenschaften von Wolkenpartikeln untersucht werden. Parameter wie Temperatur, Feuchte, Partikelgröße und -konzentration werden bestimmt. Ebenfalls werden Eiskristalle eingesammelt, geschmolzen und die verbleibenden Eiskeime charakterisiert. Dass nicht alle in der Atmosphäre vorkommenden Aerosole als Eiskeime dienen, konnte mit Hilfe von in-situ-Messungen festgestellt werden. So wurde beispielsweise 2004 in Colorado (USA) eine Studie durchgeführt, bei der sowohl die Aerosole in der Atmosphäre als auch die Eiskristalle in Wolken untersucht wurden. Obwohl in der Atmosphäre hauptsächlich Sulfate und organische Stoffe (75%) beobachtet wurden, fand man in Eiskristallen vorwiegend Mineralstaub und Metalle, die nur zu einem Anteil von unter 1% in der Atmosphäre vertreten waren (*Richardson et al. 2007*).

Allerdings gibt eine in-situ-Messung keinen Aufschluss über die Entstehung der beobachteten Wolke. Die gemessene Temperatur auf Flugzeughöhe gibt nicht die Temperatur an, bei der sich die beobachteten Eiskristalle gebildet haben. Meist haben sich diese in größeren Höhen unter niedrigeren Temperaturen gebildet. Außerdem kann durch die hohe Geschwindigkeit des Flugzeugs und die dadurch entstehenden Turbulenzen auch die Wolke selbst beeinflusst werden, sodass die Messung nicht wiederholt werden kann.

Mit aktiven Fernerkundungsmethoden wie Lidar und Radar kann die vertikale Struktur von Wolken über einen längeren Zeitraum beobachtet werden. Da es sich um berührungsfreie Messungen handelt, wird die Beobachtung nicht durch das Messgerät beeinflusst. Bei aktiven Fernerkundungsmethoden werden Mikrowellen oder Laserstrahlen ausgesendet und die von Partikeln in der Atmosphäre rückgestreuten Anteile detektiert. Von den Streueigenschaften der Partikel kann dann auf ihre mikrophysikalischen Eigenschaften geschlossen werden.

Am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung (TROPOS) in Leipzig werden seit 1997 regelmäßige Lidarmessungen durchgeführt. Dabei wird die heterogene Eisbildung nicht nur in Leipzig sondern auch in sehr unterschiedlichen Regionen der Welt erforscht um die Wirkung der vorherrschenden atmosphärischen Aerosolbedingungen zu untersuchen. Neben den Lidardatensätzen, die zwischen 1997 und 2008 in Leipzig entstanden, wurden bereits Daten aus Punta Arenas (Chile), Stellenbosch (Südafrika), des Forschungsschiffs Polarstern und den Kapverden ausgewertet (*Ansmann et al.* 2009; *Seifert* 2010; *Seifert et al.* 2010; *Kanitz* 2012; *Kanitz et al.* 2011). Dabei wurden deutliche lokale Unterschiede sowohl in der Aerosolkonzentration als auch in der Eisbildung festgestellt. In den nördlichen Breiten werden die Aerosolbedingungen von anthropogener Verschmutzung, Wüstenstaub, Waldbränden und biogenem Aerosol beeinflusst, während in den südlichen Breiten saubere maritime Luft die Aerosolbedingungen prägt. Bei einer Wolkenoberkantentemperatur zwischen -15°C und -20°C wurden in Leipzig deutlich mehr Eis enthaltende Wolken (70 %) festgestellt als bei den anderen Messstandorten (20-40 %) (siehe Abbildung 4.3 in Kapitel4).

Im Rahmen dieser Arbeit soll die Eisbildungs-Statistik der vorangehenden Studien um die der Amazonasregion erweitert werden. Dabei soll die heterogene Eisbildung in einem natürlichen Gebiet der Erde untersucht und mit den Ergebnissen der Messungen in Leipzig, Punta Arenas, Stellenbosch, des Forschungsschiffs Polarstern und auf den Kapverden verglichen werden.

Der dieser Arbeit zugrundeliegende Datensatz entstand im Rahmen von im Jahr 2008 bei Manaus (Brasilien) mit dem Raman–Polarisations–Lidar Polly^{XT} durchgeführten Lidarmessungen. Während die Daten bereits bezüglich der Charakterisierung der vorherrschenden Aerosolbedingungen ausgewertet wurden (*Baars* 2012; *Baars et al.* 2011), wurden in dieser Arbeit alle Wolken von Januar bis Mai 2008 (dies entspricht der Regenzeit) klassifiziert und statistisch ausgewertet.

Das Amazonasbecken beinhaltet den größten tropischen Regenwald der Erde mit einer Fläche von mehr als 5000000 km^2 (*Nobre et al.* 2004). Aufgrund seiner Größe und des ausgeprägten Wasserkreislaufs ist das Amazonasbecken eine Schlüsselregion für das globale Klima. Durch die Abholzung des Regenwaldes kommt es zu großen Mengen an Biomasseverbrennungsaerosol, welches sich stark in der Atmosphäre verbreitet und sowohl die Mikrophysik der Wolken als auch die Strahlungsvorgänge in der Atmosphäre beeinflusst (*Baars* 2012). Im Amazonasgebiet liegen saisonale Unterschiede in der Aerosolbeschaffenheit vor. Während in der Regenzeit (Dezember–Mai) eher afrikanisches Aerosol (Saharastaub und Biomasseverbrennungsaerosol) detektiert wird, liegt in der Trockenzeit (Juni–November) hauptsächlich Biomasseverbrennungsaerosol aus Südamerika vor. Insgesamt ist die Atmosphäre in der Regenzeit deutlich sauberer als in der Trockenzeit. Dies zeigt der Vergleich der Aerosol Optischen Dicke (AOD), die in der Trockenzeit ($\text{AOD} = 0,26$) im Durchschnitt dreimal so groß ist wie in der Regenzeit ($\text{AOD} = 0,08$) (*Baars* 2012).

Im Anschluss an die Einleitung folgt das Kapitel 2, in welchem die Prinzipien der homogenen und heterogenen Eisbildung und die Grundlagen der Beobachtung von heterogener Eisbildung mittels Lidar vorgestellt werden. Letzteres beinhaltet die Lidargleichung, das entfernungskorrigierte Signal und das Depolarisationsverhältnis. Anschließend wird die Funktionsweise des Raman–Polarisations–Lidar Polly^{XT} erklärt und die Lidarmessungen im Amazonasgebiet vorgestellt. Hierbei werden sowohl der Messstandort als auch die meteorologischen Bedingungen während der Messungen beschrieben. In Kapitel 3 wird die Methodik vorgestellt, mit welcher die vorliegenden Daten aus dem Amazonasgebiet ausgewertet wurden. Kapitel 4 gibt einen Überblick über die statistische Auswertung der Daten. In Kapitel 5 werden die Arbeit zusammengefasst und weitere Ergebnisse diskutiert.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Eisbildung

Grundsätzlich kann Eis in der Troposphäre auf zwei unterschiedliche Arten entstehen (*Pruppacher* 1995). Bei einer Temperatur von unter -40°C kommt es zur homogenen Eisbildung in unterkühlten Wassertropfen bei hoher Übersättigung ohne Anwesenheit von Eiskeimen. Bei Temperaturen über -36°C ist Eisbildung nur dann möglich, wenn Partikel vorhanden sind, die als Eiskeime dienen. Dies wird als heterogene Eisbildung bezeichnet. Beide Eisentstehungsprozesse sollen in diesem Abschnitt erklärt werden.

2.1.1 Homogene Eisbildung

Der Schmelzpunkt von Eis liegt genau bei 0°C . Aus thermodynamischen Gründen verhält sich dies beim Gefrieren jedoch anders:

Durch die zufällige Molekülbewegung sind in Wasser immer Anhäufungen (engl. cluster) von Wassermolekülen in geordneter Form vorhanden. Diese bezeichnet man als Eiskristall-Embryonen. Sie zerfallen jedoch schnell wieder, wenn nicht eine genügend niedrige Temperatur vorhanden ist, die sie zusammen hält. Sind die Eiskristall-Embryonen in einem stabilen Zustand, so können sie zu Eiskristallen heranwachsen. Je weniger Wassermoleküle sich geordnet zusammenlagern, desto niedriger muss die Temperatur sein, die für einen stabilen Zustand sorgt. Die Wahrscheinlichkeit, dass sich große Eiskristall-Embryonen bilden ist geringer, als die dass sich kleine Eiskristall-Embryonen bilden.

Um bei flüssigen Wassertropfen einen Phasenübergang von flüssig zu fest hervorzurufen, muss eine Energiebarriere ΔG überwunden werden (*Mason* 1971). ΔG setzt sich zusammen aus zwei Energien ΔF_{act} und ΔF_{g} . Dabei wird ΔF_{act} als Aktivierungsenergie bezeichnet, die freigesetzt wird, wenn Wassermoleküle in die Eisphase übergehen.

Der Term ΔF_g beschreibt die Arbeit, die aufgebracht werden muss, um die Oberfläche eines Tröpfchens zu formen und wird als Oberflächenenergie bezeichnet. Bei kleinen Eiskristall-Embryonen in einem flüssigen Wassertropfen ist die Aktivierungsenergie deutlich geringer als die Oberflächenenergie und das weitere Wachstum wird unterdrückt. ΔF_{act} hängt von der Temperatur und vom Logarithmus der Übersättigung ab. Die Übersättigung über Eis steigt mit sinkender Temperatur, dies lässt die Aktivierungsenergie ansteigen und begünstigt somit das Wachstum der Eiskristall-Embryonen.

Die Nukleationsrate J , also die Anzahl der pro Volumen und Zeit gebildeten Eiskeime beschreibt die Abhängigkeit der Eisbildung von der Temperatur und berechnet sich wie folgt:

$$J = C \exp\left(\frac{-\Delta G}{kT}\right) \quad (2.1)$$

mit

$$\Delta G = \Delta F_{\text{act}} - \Delta F_g \quad (2.2)$$

und

$$C = N_c \frac{\rho_w}{h \rho_i} (\sigma_{i/s} kT)^{1/2} \quad (2.3)$$

mit der Temperatur T (in K), der Boltzmannkonstante k , der Konzentration der Wassermoleküle N_c , der Dichte von Flüssigwasser ρ_w , der Dichte von Eis ρ_i , der Planck-Konstante h und der Oberflächenspannung $\sigma_{i/s}$ zwischen Eis und Lösung.

Bei positiven Werten von ΔG (Energie wird benötigt) wird der Exponent in Gleichung (2.1) negativ und die Eisbildung ist eher ineffektiv. Wird Energie freigesetzt (ΔG ist negativ) so ist der Exponent positiv und die Nukleationsrate J wächst exponentiell. Nur bei Temperaturen T unter -38°C nimmt ΔG Werte an, die zu einer signifikanten homogenen Eisbildung führen.

2.1.2 Heterogene Eisbildung

Damit Eiskristall-Embryonen bei Temperaturen über -36°C zu Eiskristallen heranwachsen können, sind Partikel nötig, die als Eiskeime dienen. Abhängig von Temperatur (T) und relativer Feuchte (RH) gibt es verschiedene Wege der heterogenen Eisbildung:

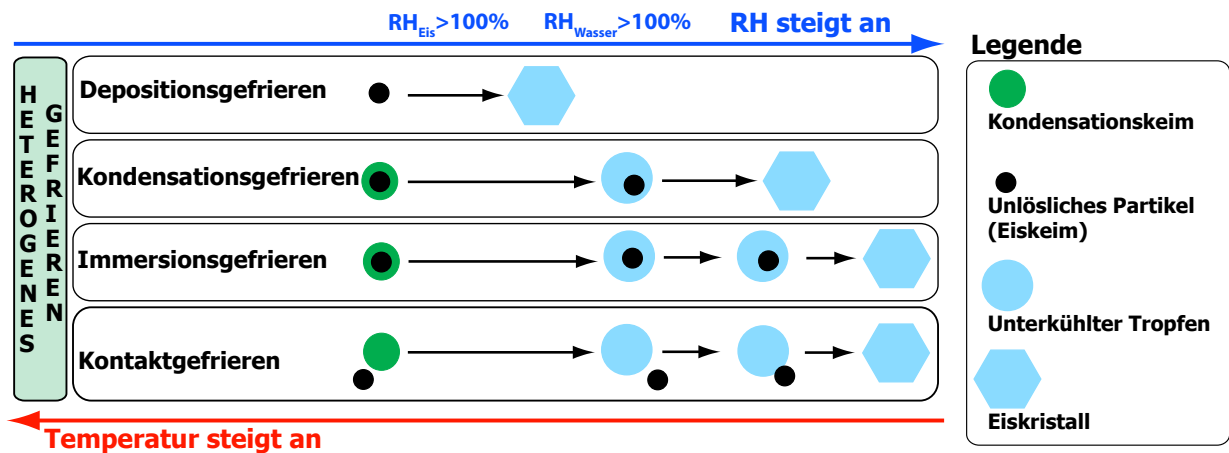


Abbildung 2.1: 4 Prozesse der heterogenen Eisbildung [adaptiert von *Seifert*, 2010]: Depositions-, Kondensations-, Immersions- und Kontaktgefrieren. Die Eisbildungsprozesse werden im Text beschrieben.

In Abbildung (2.1) sind die 4 wesentlichen Prozesse heterogener Eisbildung und ihre Anhängigkeit von Temperatur und relativer Feuchte dargestellt: Depositions-, Kondensations-, Immersions- und Kontaktgefrieren.

Für alle Fälle gilt: Damit sich Eis bilden kann ist eine Übersättigung gegenüber Eis nötig und es gilt: $RH_{\text{Eis}} > 100\%$.

Sobald die relative Feuchte im Bezug auf Eis 100% erreicht, kann es zu Deposition kommen, sprich zu Eisbildung durch Wasserdampf, der an einem Eiskeim direkt vom gasförmigen in den festen Zustand übergeht.

Bei der Eisbildung durch Kondensation entsteht zunächst ein unterkühlter Wassertropfen durch einen Kondensationskeim. Ein unlöslicher Anteil dieses Kondensationskeims kann schon während der Tropfenbildung dafür sorgen, dass dieser gefriert.

Sind die Bedingungen für Eisbildung noch nicht ausreichend und kommt es erst nach weiterer Abkühlung oder Anstieg der relativen Feuchte zu Eisbildung, so spricht man von Immersions- oder auch Lösungsgefrieren.

Ein weiterer Eisbildungsprozess ist das Kontaktgefrieren. Dabei kommt es durch den Zusammenstoß eines trockenen Eiskeims mit einem unterkühlten Tropfen zu Eisbildung. Dies kann beispielsweise passieren, wenn ein Tropfen durch einen Kondensationskeim entstanden ist, der keinen unlöslichen Anteil besitzt und daher den Tropfen nicht zum Gefrieren bringen konnte. Zu Kontaktgefrieren kann es sowohl bei $RH_{\text{Wasser}} > 100\%$ als auch bei $RH_{\text{Wasser}} < 100\%$ bei Tropfenverdunstung kommen.

Heterogene Eisbildung hängt ab von Temperatur, Übersättigung (gegenüber Eis und Flüssigwasser), den Eigenschaften des Eiskeims sowie der Lebensdauer des unterkühlten Tropfens (insbesondere bei Immersionsgefrieren) (*Pruppacher 1995*).

2.2 Fernerkundung von Eisbildung mit Lidar

Lidar steht für 'light detection and ranging' und ist eine Methode zur Fernerkundung atmosphärischer Parameter. Laserpulse werden vom Lidar ausgesendet und das aus der Atmosphäre zurückgestreute Licht detektiert. Das Laserlicht wird von Partikeln wie Staub und Wolkentropfen gestreut. Mit Hilfe der Lichtgeschwindigkeit wird aus der Laufzeit der Signale die Entfernung zum Ort der Streuung berechnet. So gibt die Lidarmessung Aufschluss über die Entfernung von Wolken und Aerosolschichten in der Atmosphäre. Mit Lidarsystemen, die mehrere Wellenlängen aussenden, kann zudem die Größenverteilung der atmosphärischen Partikel bestimmt werden, da die Intensität der Molekül- und Partikelrückstreuung von der Wellenlänge des ausgesandten Laserlichts und die Stärke der Partikelrückstreuung bei einer bestimmten Wellenlänge von Größe, Brechungsindex und Konzentration der Partikel abhängt (*Müller et al. 1999*). Im Folgenden soll die der Lidarmessung zugrunde liegende Lidargleichung erläutert werden. Anschließend werden das entfernungskorrigierte Signal und das Depolarisationsverhältnis vorgestellt.

2.2.1 Lidargleichung

Die Lidargleichung beschreibt die Leistung $P(R, \lambda)$ des rückgestreuten Lichts bei fester Wellenlänge λ (*Wandinger 2005*):

$$P(R, \lambda) = P_0(\lambda)C(\lambda)\frac{O(R)}{R^2} \times \left[\beta^{\text{mol}}(R, \lambda) + \beta^{\text{par}}(R, \lambda) \right] \exp \left\{ -2 \int_0^R \left[\alpha^{\text{mol}}(r, \lambda) + \alpha^{\text{par}}(r, \lambda) \right] dr \right\}. \quad (2.4)$$

Ein mit der Leistung P_0 bei Wellenlänge λ emittierter Laserstrahl wird von Partikeln mit Abstand R zum Messgerät in der Atmosphäre zurückgestreut und die Leistung $P(R, \lambda)$ des rückgestreuten Lichts detektiert. Der Rückstreukoeffizient $\beta(R, \lambda)$ gibt an, wie viel Licht von Aerosolen (par) und Molekülen (mol) unter einem Winkel von 180° direkt zurück gestreut wird. Licht geht durch Absorption und Streuung an Molekülen und Aerosolen verloren, dies gibt der Extinktionskoeffizient $\alpha(r, \lambda)$ an. C ist eine Systemkonstante und beinhaltet alle individuellen Systemkomponenten wie die Größe der Teleskopfläche, die Effizienz des Empfängers und weitere Eigenschaften.

$O(R)$ beschreibt die Überlappung (englisch: overlap) von Laserstrahl und Sichtfeld des Empfängers. Nahe des Lidars ist $O(R) = 0$ (Wandinger und Ansmann 2002), die Höhe der vollständigen Überlappung zwischen Laserpuls und Gesichtsfeld variiert von Gerät zu Gerät und ist bei Polly^{XT} für gewöhnlich bei $R > 1.5$ km gegeben.

2.2.2 Entfernungskorrigiertes Signal

Der Abstand R der rückstreuenden Partikel zum Messgerät kann mit Hilfe der Lichtgeschwindigkeit c und der Zeit t zwischen Aussenden des Laserstrahls und Ankommen des zurückgestreuten Lichts berechnet werden:

$$R = \frac{ct}{2} \quad (2.5)$$

Durch die zeitaufgelöste Messung ist R somit eine bekannte Größe und aus der Lidargleichung (2.4) kann das entfernungskorrigierte Signal PR^2 bestimmt werden:

$$P(R, \lambda)R^2 = P_0(\lambda)C(\lambda)O(R) \times \left[\beta^{\text{mol}}(R, \lambda) + \beta^{\text{par}}(R, \lambda) \right] \exp \left\{ -2 \int_0^R \left[\alpha^{\text{mol}}(r, \lambda) + \alpha^{\text{par}}(r, \lambda) \right] dr \right\}. \quad (2.6)$$

Für die in dieser Arbeit ausgewerteten Polly^{XT}-Daten ist zu berücksichtigen, dass der Laserstrahl des Messgeräts nicht exakt senkrecht zum Erdboden in die Atmosphäre gesendet wird sondern um einen Winkel $\alpha = 5^\circ$ geneigt ist. Somit berechnet sich die Höhe H der Aerosol- bzw. Wolken-schichten zu

$$H = R \cos(\alpha) = \frac{ct}{2} \cos(\alpha). \quad (2.7)$$

Für $\alpha = 5^\circ$ ergibt sich ein Umrechnungsfaktor zwischen R und H von $\cos(5^\circ) = 0.996$.

2.2.3 Depolarisationsverhältnis

Mit dem Lidar kann nicht nur bestimmt werden in welcher Höhe sich Aerosol- und Wolken-schichten befinden, sondern auch welche Form die Partikel haben. So kann anhand des Depolarisationsverhältnisses, welches in diesem Abschnitt vorgestellt werden soll, bestimmt werden ob die Partikel eine sphärische Gestalt haben.

Bei dem vom Lidar ausgesendeten Laserstrahl handelt es sich um linear polarisiertes Licht $P_{0,\parallel}$. Dieses Licht wird von nichtsphärischen Partikeln (insbesondere Eiskristallen) depolarisiert, was sich als signifikante senkrecht polarisierte Signalkomponente $P(R)_{\perp}^{\text{Tel}}$ im Lidarteleskop bemerkbar macht (Seifert 2010; Sassen 2005):

$$P(R)_{\perp}^{\text{Tel}} = P_{0,\parallel} C \frac{O(R)}{R^2} \beta_{\perp}(R) \exp \left[- \int_0^R \alpha_{\perp}(r) + \alpha_{\parallel}(r) dr \right]. \quad (2.8)$$

Im Gegensatz dazu ist die parallel polarisierte Signalkomponente $P(R)_{\parallel}^{\text{Tel}}$ im Falle von Streuung an nichtsphärischen Partikeln verhältnismäßig schwach:

$$P(R)_{\parallel}^{\text{Tel}} = P_{0,\parallel} C \frac{O(R)}{R^2} \beta_{\parallel}(R) \exp \left[-2 \int_0^R \alpha_{\parallel}(r) dr \right]. \quad (2.9)$$

Das Volumendepolarisationsverhältnis $\delta^{\text{vol}}(R)$ berechnet sich folgendermaßen (Sassen 2005):

$$\delta^{\text{vol}}(R) = \frac{P_{\perp}^{\text{Tel}}(R)}{P_{\parallel}^{\text{Tel}}(R)} = \frac{\beta_{\perp}(R)}{\beta_{\parallel}(R)} = \frac{\beta_{\perp}^{\text{par}}(R) + \beta_{\perp}^{\text{mol}}(R)}{\beta_{\parallel}^{\text{par}}(R) + \beta_{\parallel}^{\text{mol}}(R)}, \quad (2.10)$$

unter der Annahme $\alpha_{\parallel} = \alpha_{\perp}$.

Sind überwiegend sphärische Partikel vorhanden so gilt $\delta^{\text{vol}} \approx 0$, bei nichtsphärischen Partikeln ist $\delta^{\text{vol}} > 0$.

So kann bei Wolken zwischen Flüssigwasserwolken und Eiswolken unterschieden werden (siehe Kapitel 3).

Die oben angegebene Berechnung des Volumendepolarisationsverhältnisses (Gleichung 2.10) gilt nur unter idealen Bedingungen. Bei den meisten Lidar-Instrumenten (so auch bei Polly^{XT}) werden das senkrecht und das parallel polarisierte Licht vom Teleskop unterschiedlich effizient zum Detektor geleitet. Dies muss bei der Berechnung des Depolarisationsverhältnisses berücksichtigt werden. Für die detektierte senkrecht polarisierte Komponente $P(R)_{\perp}^{\text{Det}}$ gilt:

$$P(R)_{\perp}^{\text{Det}} = \eta_{\perp}^{\text{Det}} P(R)_{\perp}^{\text{Tel}} \quad (2.11)$$

und für die detektierte parallel polarisierte Komponente $P(R)_{\parallel}^{\text{Det}}$:

$$P(R)_{\parallel}^{\text{Det}} = \eta_{\parallel}^{\text{Det}} P(R)_{\parallel}^{\text{Tel}}, \quad (2.12)$$

wobei $\eta_{\perp}^{\text{Det}}$ und $\eta_{\parallel}^{\text{Det}}$ den Signalverlust der jeweiligen Polarisationskomponenten zwischen Teleskop und Empfänger beschreiben.

Da nur $P(R)_{\perp}^{\text{Det}}$ und $P(R)_{\parallel}^{\text{Det}}$ gemessen werden, muss das Volumendepolarisationsverhältnis auch von ihnen abhängen. Gleichung (2.10) ergibt sich somit zu:

$$\delta^{\text{vol}}(R) = \frac{P_{\perp}^{\text{Tel}}(R)}{P_{\parallel}^{\text{Tel}}(R)} = \frac{\eta_{\parallel}^{\text{Det}} P(R)_{\perp}^{\text{Det}}}{\eta_{\perp}^{\text{Det}} P(R)_{\parallel}^{\text{Det}}} = D \frac{P(R)_{\perp}^{\text{Det}}}{P(R)_{\parallel}^{\text{Det}}}. \quad (2.13)$$

Der Kalibrierfaktor D kann bestimmt werden, wenn unter bestimmten Voraussetzungen das Volumendepolarisationsverhältnis bekannt ist. Dies ist beispielsweise in Höhen der Atmosphäre möglich, in denen keine Partikel vorhanden sind und Depolarisation nur durch Streuung an Luftmolekülen geschieht. Diese wird als Rayleigh-Depolarisation bezeichnet und kann berechnet werden (Cairo *et al.* 1999). Der Kalibrierfaktor D variiert von Lidarsystem zu Lidarsystem.

2.3 Raman-Polarisations-Lidar Polly^{XT}

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten repräsentieren die ersten Messungen mit dem 2007 am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung in Leipzig fertiggestellten Raman-Polarisations-Lidar Polly^{XT} (**P**ortable lidar **s**ystem **e**XTended) (Althausen *et al.* 2009).

Polly^{XT} ist ein kompaktes automatisiertes Mehrwellenlängen-Polarisations-Raman-Lidar und emittiert Licht bei drei verschiedenen Wellenlängen. Es handelt sich hierbei um ein sogenanntes '3+2+1-System', was bedeutet, dass der Rückstreukoeffizient bei drei Wellenlängen bestimmt wird, der Extinktionskoeffizient bei zwei Wellenlängen und das Depolarisationsverhältnis bei einer Wellenlänge (Baars 2012). Der technische Aufbau des Polly^{XT} ist in Abbildung 2.2 dargestellt.

Laserpulse werden bei Wellenlängen von 355, 532, und 1064 nm mit einer Pulswiederholfrequenz von 20 Hz ausgesendet. Das Licht der Wellenlänge 355 nm wird linear polarisiert um das senkrecht polarisierte Signal und das Rückstreusignal bei dieser Wellenlänge nach Gleichung 2.13 messen zu können. Die gesamte optische Ebene ist um 5° gekippt um Spiegelungen des Laserlichts an horizontal ausgerichteten planaren Eiskristallen zu vermeiden.

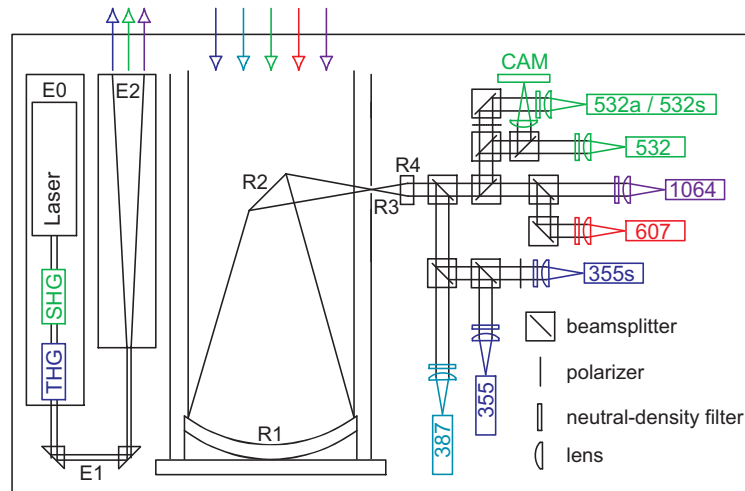


Abbildung 2.2: Aufbau von Polly^{XT} [adaptiert von *Althausen et al.*, 2009]. E0 beinhaltet den Laser sowie den zweiten (SHG) und dritten (THG) harmonischen Generator. Prismen (E1) lenken den Strahl zum Laserausgang (E2) und somit in die Atmosphäre. Der erste Spiegel (R1) reflektiert die gesammelten Photonen zum zweiten Spiegel (R2), dann zur Blende (R3), zu einer achromatischen Linse (R4), und schließlich zum Empfänger (rechte Seite der Abbildung), welcher aus den Strahlteilern, Filtern, Linsen und Photomultipliern besteht.

Der erste Spiegel (R1) mit einem Durchmesser von 300 mm sammelt die eingehenden Photonen. Das gesammelte rückgestreute Licht wird an einem zweiten Spiegel (R2) reflektiert und durch eine Blende (R3) geleitet. Das Licht wird gebündelt und von einer achromatischen Linse (R4) zu dichroitischen und polarisierenden Strahlteilern geleitet. Diese teilen das Licht in die drei Wellenlängen (355, 532, and 1064 nm), die Raman-Wellenlängen des Stickstoffmoleküls bei 387 und 607 nm und die senkrecht polarisierte Komponente bei 355 nm. Hinter den Strahlteilern befinden sich Filter und plankonvexe Linsen, die das Licht auf den Detektionsbereich von Photomultipliern abbilden.

2.4 Lidarmessungen mit Polly^{XT} im Amazonasgebiet

Im Rahmen des Projektes EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol, Cloud, Climate, Air Quality Interactions (*Kulmala et al.* 2009, 2011)) wurden von 2008 bis 2009 Aerosolmessungen im Amazonasgebiet in Brasilien durchgeführt. Neben einigen In-Situ-Messungen führte das Leibniz Institut für Troposphärenforschung Leipzig von Januar bis November 2008 Lidar-Messungen mit Polly^{XT} durch (*Baars* 2012; *Baars et al.* 2011). Abbildung 2.3 gibt einen Überblick über die vorhandenen Lidardaten. Dabei sind Tage, an denen Messungen stattfanden, fett gedruckt. Vom 21. Januar bis 11. November 2008 wurden Messungen durchgeführt.

Übersicht Messungen mit Polly^{XT} 2008

Regenzeit		
January 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	February 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29	March 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31
April 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30	May 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	June 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30
July 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	August 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	September 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30
October 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	November 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30	December 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31
Trockenzeit		

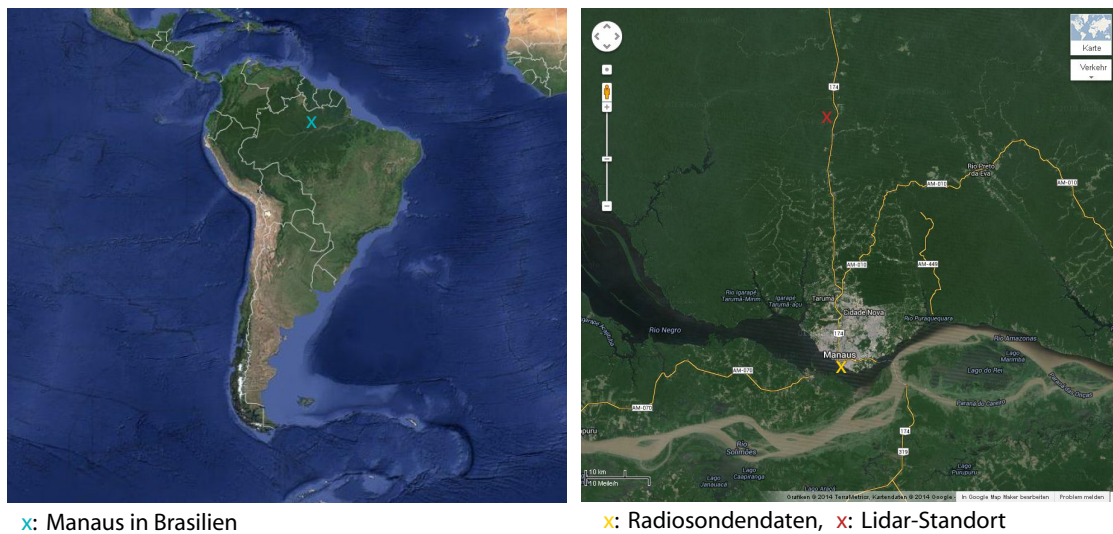
Abbildung 2.3: Übersicht über die Messungen mit Polly^{XT} im Jahr 2008 im Amazonasgebiet. An fettgedruckten Tagen wurden Messungen durchgeführt. Quelle: polly.tropos.de

Auf der Website <http://polly.tropos.de> können sowohl die Übersicht über die Messungen als auch die einzelnen Messungen selbst nachvollzogen werden. Die in dieser Arbeit ausgewerteten Daten beschränken sich auf die Regenzeit. Diese ist in Abbildung 2.3 blau markiert.

Im Folgenden sollen nun der Messstandort und die meteorologischen Bedingungen während der Messungen vorgestellt werden.

2.4.1 Messtandort

Das Raman-Polarisations-Lidar Polly^{XT} befand sich etwa 60 Kilometer nördlich der Stadt Manaus (Brasilien) im zentral-nördlichen Teil des Amazonasbeckens (geographische Koordinaten: 2°35.9'S, 60°2.3'W) etwa 83 Meter über dem Meeresspiegel. Die Ortszeit beträgt UTC - 4h und die Tageslänge liegt aufgrund der Äquatornähe das ganze Jahr über bei etwa 12 Stunden (Sonnenaufgang gegen 10 UTC, Sonnenuntergang gegen 22 UTC). In Abbildung 2.4 ist sowohl der Standort der Lidar-Messungen als auch der Standort der Radiosondenaufstiege zu sehen. Radiosondenaufstiege wurden alle 12 Stunden (00 UTC und 12 UTC) am Militärflughafen von Manaus im Süden der Stadt durchgeführt. Polly^{XT} wurde auf einer Lichtung aufgebaut, umgeben von tropischem Regenwald.



x: Manaus in Brasilien

x: Radiosondendaten, x: Lidar-Standort

Abbildung 2.4: Messstandort: links: Südamerika, grobe Einordnung des Messstandortes, rechts: Standort der Radiosondenaufstiege (Manaus) und des Lidars ($2^{\circ}35.9'S$, $60^{\circ}2.3'W$) Quelle: Google Maps

Obwohl der Messstandort nahe der Großstadt Manaus mit 2 Millionen Einwohnern lag, wurden die Messungen im gesamten Zeitraum von Januar bis November 2008 nicht von der Abluftfahne von Manaus beeinflusst. Die meteorologischen Bedingungen, die dies verursachten werden im folgenden Abschnitt erläutert.

2.4.2 Meteorologische Bedingungen

Aufgrund der Äquatornähe schwanken die Temperaturen in Bodennähe im Amazonasgebiet das ganze Jahr über kaum und liegen immer knapp über 25°C . In der Regenzeit kommt es häufig zu starken und langanhaltenden Regenfällen, während es in der Trockenzeit kaum regnet. In der Trockenzeit kann es vermehrt zu Waldbränden im Amazonasgebiet kommen, was sich deutlich in der Aerosolkonzentration bemerkbar macht (*Baars 2012; Baars et al. 2011*). Die Troposphäre reicht über dem Amazonasgebiet bis zu einer Höhe von etwa 17 Kilometern.

Abbildung 2.5 zeigt die für Januar bis Mai 2008 gemittelten Profile von Temperatur, relativer Feuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit für Manaus. Die Werte stammen von GDAS1-Daten, welche in Kapitel 3 näher beschrieben werden.

Die Temperatur nimmt in der Regenzeit Bodenwerte von rund 25°C an. Mit der Höhe nimmt die Temperatur linear ab bis zu einem Minimum von etwa -80°C bei einer Höhe von etwa 17 Kilometern. In dieser Höhe befindet sich die Tropopause.

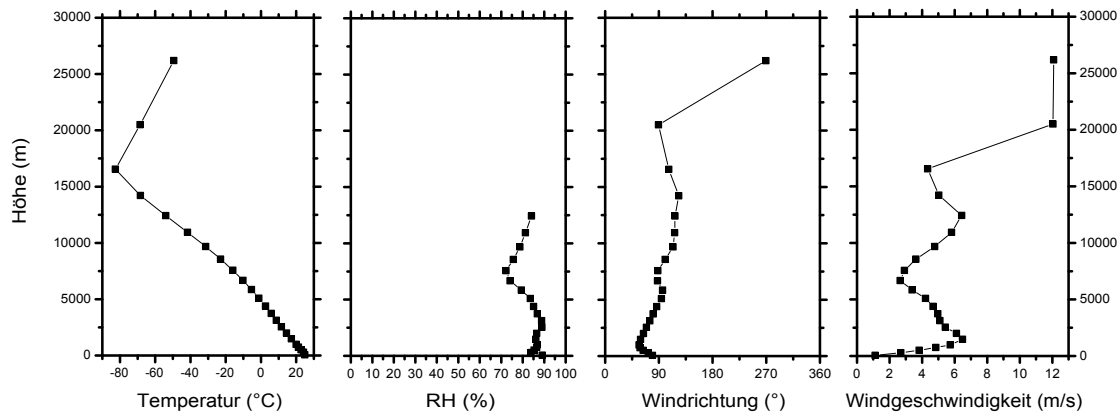


Abbildung 2.5: Für Januar-Mai 2008 gemittelte Profile von Temperatur, relativer Feuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit für Manaus. Quelle: GDAS1-Daten (siehe Kapitel 3)

Anschließend steigt die Temperatur wieder linear an. Die Nullgradgrenze liegt im Amazonasgebiet bei etwa 5 Kilometern Höhe. Ab dieser Höhe kann mit Eisbildung gerechnet werden, falls entsprechend effektive Eiskeime vorhanden sind. Ab einer Höhe von 11 Kilometern (etwa -40°C) werden nur noch Eiswolken erwartet.

Die relative Feuchte ist bis auf ein lokales Minimum recht konstant mit Werten um 85%. Das Minimum beginnt bei einer Höhe von etwa 5 Kilometern und erreicht Tiefstwerte von 72% relativer Feuchte auf etwa 7,5 Kilometern Höhe. Danach steigt die relative Feuchte wieder an, bis sie bei 12,5 Kilometern wieder etwa 85% beträgt. Das Minimum (72%) bei 7,5 Kilometern Höhe entspricht einer Temperatur zwischen -15°C und -20°C .

Bei der Windrichtung fällt auf, dass der Wind in der Troposphäre während der gesamten Regenzeit vornehmlich aus östlichen Richtungen, also vom Atlantik her kommt. Vom Boden aus gibt es eine leichte Winddrehung, so kommt der Wind in Bodennähe aus nordöstlichen Richtungen, während er mit der Höhe auf südöstliche Richtungen dreht. Der Wind bringt somit in der Troposphäre eher maritime Luft vom Atlantik mit sich und keine anthropogen verschmutzte Luft aus Manaus. In der Stratosphäre gibt es eine weitere Winddrehung von Ostsüdost (bei 17 Kilometern Höhe) auf West (bei etwa 27 Kilometern Höhe).

Die Windgeschwindigkeit ist in allen Höhen recht schwach mit einem Minimum in Bodennähe von 1 m/s bis zu einem Maximum von lediglich 12 m/s ab einer Höhe von 20 Kilometern. In der Troposphäre bewegt sich die Windgeschwindigkeit zwischen 1 m/s und 7 m/s.

Kapitel 3

Methodik

In diesem Kapitel wird die Methodik vorgestellt, mit der der Lidardatensatz ausgewertet wurde. Ziel war es, alle Wolken der Regenzeit (Januar bis Mai 2008) zu erfassen und zu klassifizieren. Das Verfahren entspricht der Technik, die bereits in früheren Studien angewendet wurde (*Seifert et al.* 2010; *Kanitz et al.* 2011). Mit Hilfe der Zeit–Höhen–Verlaufsdarstellungen des entfernungskorrigierten Signals PR^2 (siehe Gleichung 2.6) der einzelnen Lidarmessungen konnten zunächst die geometrischen Eigenschaften der Wolken, also die Wolkenober- und -unterkante, sowie die horizontale (zeitliche) Länge bestimmt werden. In einer Zeit–Höhen–Verlaufsdarstellung wurde je nach Messdauer ein Profil der Atmosphäre von bis zu 6 Stunden Dauer angezeigt mit einer räumlichen Auflösung von 30 Metern und einer zeitlichen Auflösung von 30 Sekunden. Die markierten Wolken wurden mit meteorologischen Parametern aus Modelldaten verknüpft. Anhand der daraus gewonnenen Wolkenoberkantentemperaturen und der Zeit–Höhen–Verlaufsdarstellungen des Volumendepolarisationsverhältnisses (Lidardaten) konnte schließlich der Phasenzustand der Wolken bestimmt werden.

Im Folgenden sollen nun die einzelnen Schritte zur Bestimmung von geometrischen Wolkeneigenschaften (Abschnitt 3.1), meteorologischen Parametern (Abschnitt 3.2) und des Phasenzustandes der Wolken (Abschnitt 3.3) beschrieben werden.

3.1 Geometrische Wolkeneigenschaften

Jede einzelne Lidar–Messung im Zeitraum von Januar bis Mai 2008 wurde auf Wolken untersucht. Dabei wurde das entfernungskorrigierte Signal PR^2 bei einer Wellenlänge von 1064 nm analysiert. Abbildung 3.1 zeigt ein Beispiel für eine Zeit–Höhen–Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals. Hier ist ein starkes Rückstreusignal von Wolkenschichten bei Höhen von 4, 5 und zwischen 6 und 10 km und ein schwaches Rückstreusignal zwischen 11 und 13 km zu sehen.

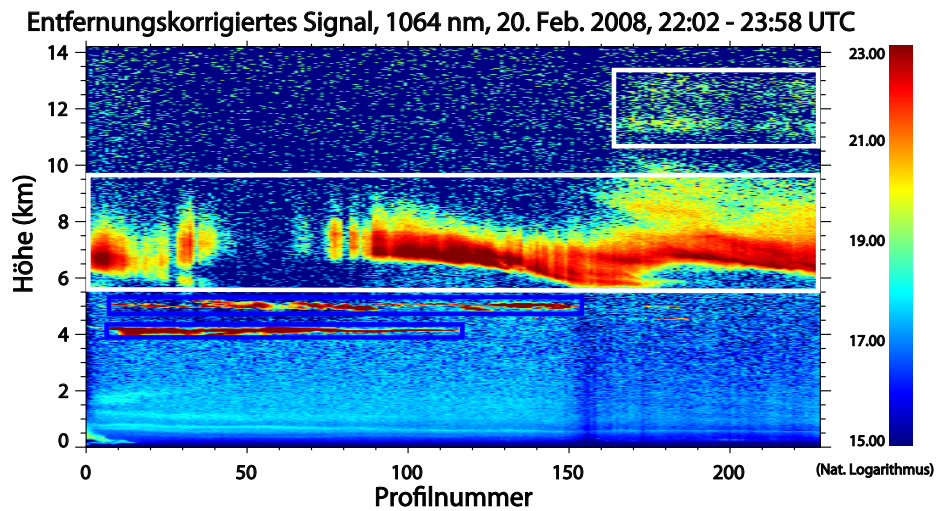


Abbildung 3.1: Zeit–Höhen–Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals bei 1064 nm für den 20.02.2008, 22.02-23.58 UTC, Auflösung 30 s, 30 m. Identifizierte Wolken sind farbig umrahmt, dabei gibt der Rahmen sowohl die Länge (Dauer) als auch die Wolkenober- und -unterkante an.

Die Dauer einer Wolke beginnt jeweils mit dem ersten Signalprofil und endet mit dem letzten Signalprofil, welches starke Rückstreuung anzeigt. Folgen mehrere Wolken aufeinander, so können diese zu einer Wolke zusammengefasst werden, wenn sie nicht mehr als 5 Minuten voneinander getrennt sind. Neben der Länge (Dauer) der Wolke wird auch ihre Höhe und Mächtigkeit bestimmt. Die Wolkenunterkante liegt bei derjenigen Höhe, ab der das entfernungskorrigierte Signal mit der Höhe ansteigt. Auf der Höhe der Wolkenoberkante ist das Signal wieder auf den Wert der Wolkenunterkante zurückgegangen. Dies lässt sich am besten mit einem gemittelten Profil des entfernungskorrigierten Signals bestimmen. Mehrere Wolkenschichten können zu einer Wolkenschicht zusammengefasst werden, wenn der Abstand der Schichten zueinander weniger als 500 Meter beträgt. In Abbildung 3.1 können sehr leicht die zwei untersten Wolkenschichten (blau markiert) definiert werden. Die Eingrenzung der hohen Wolken gestaltet sich schwierig, da die Wolkenoberkante schwer zu erkennen ist. Je höher eine Wolke ist, desto schwieriger ist es, die Rückstreuung zu interpretieren. Das entfernungskorrigierte Signal wird zwar mit der Höhe immer schwächer, jedoch muss dies nicht damit zusammenhängen, dass dort keine rückstreuenden Partikel mehr vorhanden sind. Es ist möglich, dass das Signal von der Wolke selbst geschwächt wird und die Wolkenoberkante in Wirklichkeit deutlich höher liegt als angenommen. In solchen Fällen werden die Wolken zwar markiert, jedoch als Wolken ohne Wolkenoberkante gespeichert.

3.2 Meteorologische Parameter

Meteorologische Parameter wurden aus GDAS1-Modelldaten (GDAS: global data assimilation system) gewonnen. Diese werden vom Nationalen Zentrum für Umweltvorhersage (National Center for Environmental Prediction, NCEP) des Wetterdienstes der Vereinigten Staaten ermittelt und zur Verfügung gestellt (ready.arl.noaa.gov/gdas1.php). Im Datenarchiv des NCEP finden sich assimilierte Daten aus Radiosonden- und Satellitendaten mit einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden und einer räumlichen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$. Für diese Arbeit wurde ein Gitterpunkt nahe des Messstandortes gewählt (3°S , 60°W), dieser Gitterpunkt befindet sich zwischen Manaus und dem Lidar-Standort. Für jeden Tag des Jahres 2008 liegen auf 23 verschiedenen Höhen Werte von Temperatur, relativer Feuchte, potentieller Temperatur, Windrichtung und Windgeschwindigkeit vor. Begonnen mit 00 UTC sind alle drei Stunden Daten vorhanden. Zusätzlich zu den Profildaten sind verschiedene Bodenwerte wie Bodendruck, akkumulierter Niederschlag (6 Std), Bedeckungsgrad und Temperatur aufgeführt.

In dieser Arbeit wurden für alle Wolken der Wolkenoberkantenhöhe entsprechende Temperaturen aus GDAS1-Daten ermittelt. Diese wurden als Wolkenoberkantentemperaturen gespeichert und spielen eine wichtige Rolle in der Statistik (siehe Kapitel 4). Zwischen den Modellschichten wurden die meteorologischen Parameter linear interpoliert.

3.3 Phasenzustand der Wolke

Die Bestimmung des Phasenzustands der Wolken ist der wichtigste Teil dieser Arbeit. Dafür wurden die Zeit-Höhen-Verlaufsdarstellungen des Volumendepolarisationsverhältnisses untersucht und jede Wolke als reine Flüssigwasserwolke oder Eis enthaltende Wolke klassifiziert.

Bei Wassertropfen handelt es sich um sphärische Partikel. Diese streuen das vom Laser ausgesendete linear polarisierte Licht unter einem Winkel von 180° zurück. Dies erzeugt beim gestreuten Licht keine Depolarisation. Bei Eiskristallen, die keine sphärische Form haben, erzeugt die Rückstreuung bedingt durch zahlreiche Reflexionen im Inneren des Eiskristalls einen Anteil an depolarisiertem Licht. Berechnet man nun das Volumendepolarisationsverhältnis $\delta^{\text{vol}}(R)$ (siehe Gleichung (2.10) bzw. (2.13)) so ist dieses bei sphärischen Partikeln Null während es bei nichtsphärischen Partikeln Werte größer Null annimmt. Anhand der Zeit-Höhen-Verlaufsdarstellung des Volumendepolarisationsverhältnisses und des zeitlich gemittelten Profils kann der Phasenzustand von jeder einzelnen Wolke bestimmt werden.

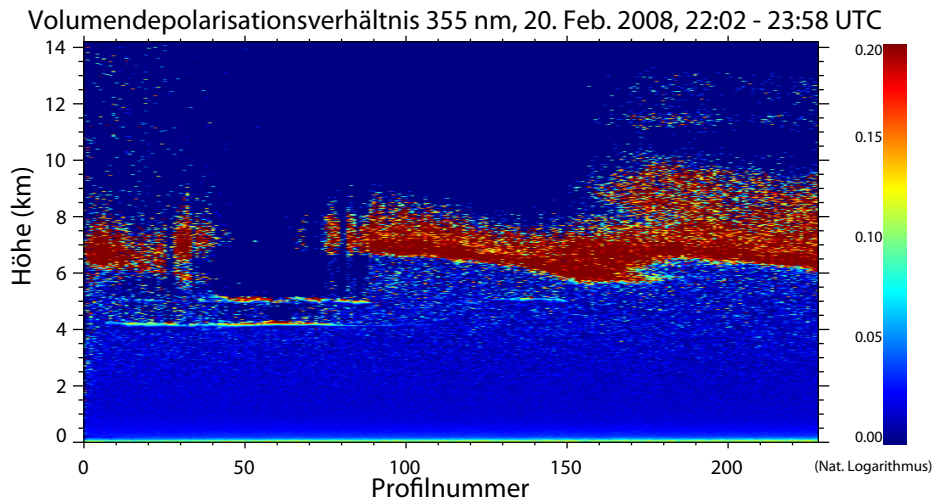


Abbildung 3.2: Zeit-Höhen-Verlaufsdarstellung des Volumendepolarisationsverhältnisses bei 355 nm für den 20.02.2008, 22.02-23.58 UTC, Auflösung 30 s, 60 m

Beträgt der Wert des gemittelten Volumendepolarisationsverhältnisses Null, so wird die Wolke als reine Flüssigwasserwolke klassifiziert, bei hohen Werten wird sie als Eis enthaltende Wolke klassifiziert.

Die hohen Wolken in Abbildung 3.2 waren leicht als Eis enthaltende Wolken zu klassifizieren. Das Volumendepolarisationsverhältnis liegt hier deutlich über Null. Bei den unteren zwei Wolkenschichten fällt auf den ersten Blick auf, dass die Wolkenunterkanten zwar jeweils keine Depolarisation aufweisen, der Wert des Volumendepolarisationsverhältnisses aber bis zu den Wolkenoberkanten hin ansteigt. Dies ist auf Mehrfachstreuung in den Wolken zurückzuführen. Nicht alle Wassertropfen streuen das Laserlicht unter einem Winkel von 180° zurück. Innerhalb der Wolke kommt es zu Vorwärtsstreuungen, die sich je nach Anzahl der Tropfen unterschiedlich stark fortpflanzen können. Das Licht wird von Tropfen zu Tropfen gestreut und kann bei einer genügend hohen Anzahl von Tropfen schließlich wieder in Richtung Lidar gestreut werden. Dies geschieht dann unter Winkeln, die von 180° abweichen, das rückgestreute Licht besitzt also einen Anteil an depolarisiertem Licht. Beträgt das Volumendepolarisationsverhältnis an der Wolkenunterkante Null und steigt monoton bis zur Wolkenoberkante an, so kann von Mehrfachstreuung ausgegangen werden und die Wolke wird trotz vorhandener Depolarisation als Flüssigwasserwolke klassifiziert.

Bei Unsicherheiten in der Klassifikation konnte ebenfalls die aus GDAS1-Daten ermittelte Wolkenoberkantentemperatur hinzugezogen werden. Bei Temperaturen unter -40°C wurden Wolken als Eis enthaltende Wolken klassifiziert, auch wenn sie aufgrund des großen Abstands zum Messgerät häufig nur ein geringes Volumendepolarisationsverhältnis aufwiesen. Bei Temperaturen oberhalb des Schmelzpunktes wurden alle Wolken als reine Flüssigwasserwolken klassifiziert. Lagen trotz Temperatur und Volumendepolarisationsverhältnis Unsicherheiten vor, so konnten Wolken auch unklassifiziert bleiben, gingen dann aber nicht in die finale Statistik mit ein.

Kapitel 4

Ergebnisse

Im vorangegangenen Kapitel wurde beschrieben, wie der gesamte Lidardatensatz der Regenzeit 2008 auf Wolken untersucht und alle geometrischen Wolkeneigenschaften sowie der Phasenzustand jeder Wolke bestimmt wurden. Ebenfalls wurde jeder Wolke eine Wolkenoberkantentemperatur zugeordnet. Insgesamt wurden über 1000 Wolken erfasst. Dies beinhaltet alle Flüssigwasserwolken, Eis enthaltenden Wolken, unklassifizierten Wolken und Wolken ohne eindeutig zu bestimmende Wolkenoberkante. Diese Wolken wurden in einem nächsten Schritt statistisch ausgewertet. Dies soll in diesem Kapitel beschrieben und die Ergebnisse der statistischen Auswertung diskutiert werden.

In Abbildung 4.1 ist der gesamte Wolkendatensatz in Form eines Histogramms dargestellt. Alle erfassten Wolken wurden anhand ihrer Wolkenoberkantentemperatur Temperaturintervallen von 5 K zugeordnet. Dabei wurde zwischen Eis enthaltenden Wolken (hellblau), Flüssigwasserwolken (dunkelblau), unklassifizierten Wolken (rot) und Wolken ohne eindeutig zu bestimmende Wolkenoberkante (gelb) unterschieden. Zwischen Temperaturen von 20 °C und -70 °C wurden insgesamt 1019 Wolken erfasst, hiervon waren 132 Eis enthaltende Wolken, 505 Flüssigwasserwolken, 21 unklassifizierte Wolken und 361 Wolken ohne eindeutig zu bestimmende Wolkenoberkante. Eis enthaltende Wolken wurden bei Temperaturen zwischen 0 °C und -70 °C beobachtet, Flüssigwasserwolken bei Temperaturen zwischen -40 °C und 20 °C. Dabei ist zu beachten, dass die eine Flüssigwasserwolke, die im Temperaturintervall von -40 °C bis -45 °C liegt, eine Wolkenoberkantentemperatur von -40 °C aufweist. In diesem Fall kann die Zuordnung zum Temperaturintervall von -40 °C bis -45 °C missverständlich sein.

Auffällig ist, dass besonders viele warme Flüssigwasserwolken mit Wolkenoberkantentemperaturen über 0 °C erfasst wurden. Dieses hohe Vorkommen an tiefen Wolken ist charakteristisch für die Regenzeit im Amazonasgebiet.

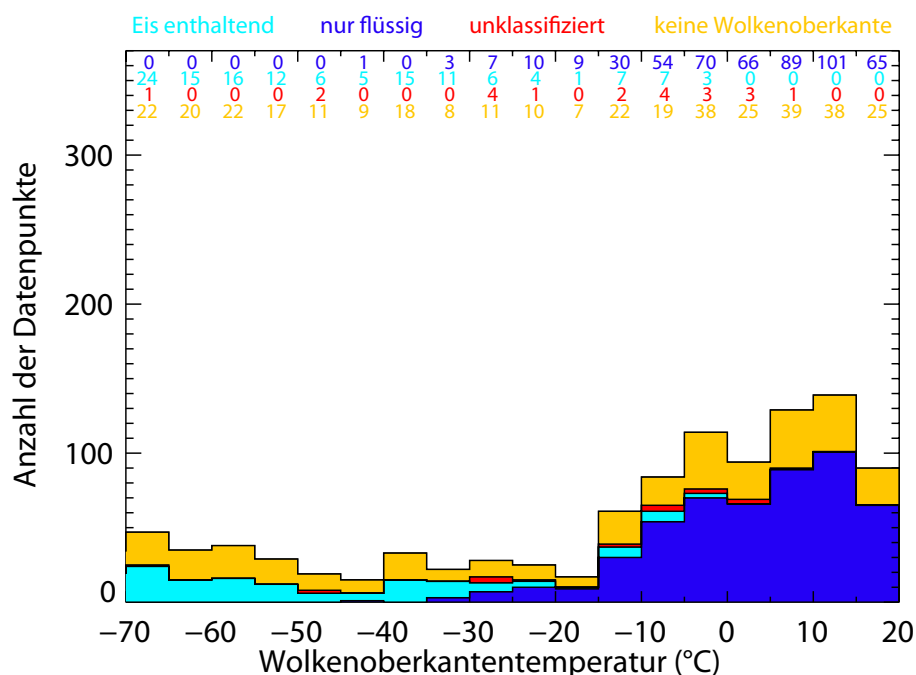


Abbildung 4.1: Histogramm: Anzahl der vorhandenen Datenpunkte je Wolkenoberkantentemperatur in Temperaturintervallen von 5 K. Unterteilt in Eis enthaltende Wolken (hellblau), Flüssigwasserwolken (dunkelblau), unklassifizierte Wolken (rot) und Wolken ohne eindeutig zu bestimmende Wolkenoberkante (gelb).

Organische Substanzen wie Pollen und Pflanzenfragmente, die der Regenwald selbst produziert, kommen hauptsächlich in den untersten drei Kilometern der Atmosphäre vor und dienen als Kondensationskeime (*Baars 2012; Baars et al. 2011*). Hinzu kommt eine selbst im Mittel recht hohe relative Feuchte von etwa 85% in diesen Höhen (siehe Abbildung 2.5).

Bei Temperaturen zwischen -40°C und 0°C wurden sowohl Flüssigwasserwolken als auch Eis enthaltende Wolken beobachtet. In diesem Bereich findet heterogene Eisbildung statt (siehe Kapitel 2, Abschnitt 2.1.2). Das heißt, dass sich Eis nur dann bilden kann, wenn entsprechend effektive Eiskeime vorhanden sind. Um dies genauer untersuchen zu können, wurde der Bereich von -40°C bis 0°C herausgegriffen und der Anteil Eis enthaltender Wolken in Abhängigkeit von der Wolkenoberkantentemperatur dargestellt (siehe Abbildung 4.2). Auch hier wurden wieder Temperaturintervalle von 5 K gewählt. Der Anteil Eis enthaltender Wolken ist in Prozent angegeben.

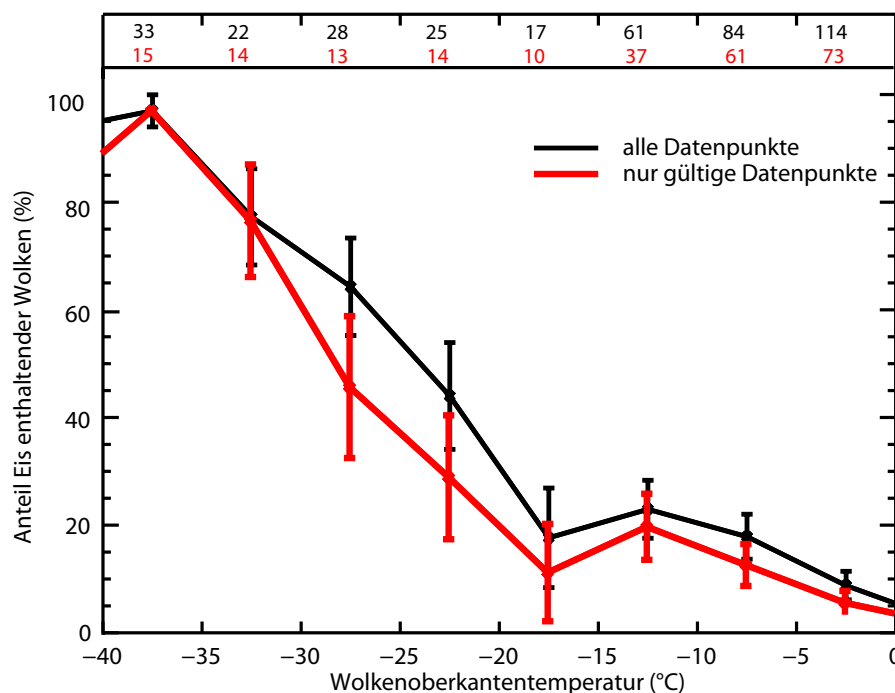


Abbildung 4.2: Eisstatistik für Manaus: Anteil Eis enthaltender Wolken in Abhängigkeit von der Wolkenoberkantentemperatur in Temperaturintervallen von 5 K jeweils dargestellt für alle Datenpunkte (schwarz), sprich alle Wolken, die erfasst wurden und für gültige Datenpunkte (rot), also alle Wolken, die als Flüssigwasserwolken oder Eis enthaltende Wolken klassifiziert wurden und deren Wolkenoberkante eindeutig zu bestimmen war.

Zu sehen sind zwei unterschiedliche Kurven, zum einen eine schwarze Kurve, die alle erfassten Wolken repräsentiert, zum anderen eine rote Kurve, die alle klassifizierten Wolken repräsentiert, deren Wolkenoberkante eindeutig zu bestimmen war. Die abgebildeten Fehlerbalken stellen die Standardabweichung σ dar, die sich aus der Anzahl der beobachteten Wolken n und dem Anteil Eis enthaltender Wolken f wie folgt berechnet (*Seifert et al. 2010*):

$$\sigma = \sqrt{f(1-f)/n} \quad (4.1)$$

Der Anteil Eis enthaltender Wolken wird für fast alle Temperaturintervalle überschätzt, wenn alle Wolken, auch diejenigen ohne eindeutig zu bestimmende Wolkenoberkante, mit einbezogen werden. Meist liegt die Wolkenoberkante höher als vermutet (siehe Kapitel 3, Abschnitt 3.1). Das entfernungskorrigierte Signal wird häufig von tiefer liegenden Wolkenschichten geschwächt und die tatsächliche Wolkenoberkante der höheren Wolken ist nicht zu erkennen.

Wenn die Wolkenoberkante in Wirklichkeit höher liegt als angenommen, so müsste ihr auch eine niedrigere Wolkenoberkantentemperatur zugeordnet werden. Der in Abbildung 4.2 als schwarze Kurve dargestellte Anteil Eis enthaltender Wolken entspricht also in Wirklichkeit niedrigeren Wolkenoberkantentemperaturen. Daher wird dieser Anteil für die angegebenen Temperaturintervalle überschätzt.

Aus diesem Grund wurden nur klassifizierte Wolken mit eindeutig zu bestimmender Wolkenoberkante als 'gültige Datenpunkte' bezeichnet und ihre statistische Auswertung analysiert. In Abbildung 4.2 entspricht dies der roten Kurve.

Bis auf ein lokales Minimum im Temperaturintervall von -15°C bis -20°C nimmt der Anteil Eis enthaltender Wolken mit sinkender Wolkenoberkantentemperatur stetig zu. Das Temperaturintervall von -15°C bis -20°C entspricht einer Höhe von etwa 7,5 Kilometern. Auf dieser Höhe wurden kaum Wolken beobachtet, was sich auch in der im Mittel geringen relativen Feuchte in diesem Bereich zeigt (siehe Abbildung 2.5).

Bevor weitere Aussagen über die Ergebnisse der Statistik getroffen werden, soll die Eisstatistik für Manaus mit der Eisstatistik der Messstandorte Punta Arenas (Chile), Polarstern, Stellenbosch (Südafrika) (*Kanitz et al.* 2011), Leipzig (*Seifert et al.* 2010) und den Kapverden (*Ansmann et al.* 2009) verglichen werden.

Für alle Messstandorte liegt entsprechend der Abbildung 4.2 jeweils eine Kurve vor, die den Anteil Eis enthaltender Wolken in Abhängigkeit von der Wolkenoberkantentemperatur darstellt. Dabei wurden für jeden Messstandort nur gültige Datenpunkte verwendet und Temperaturintervallen von 5 K zugeordnet. Jede Kurve weist Fehlerbalken auf, die die Standardabweichung σ nach Gleichung 4.1 darstellen. Alle Kurven einschließlich der Kurve für Manaus wurden in Abbildung 4.3 zusammengefügt.

Dabei fällt auf, dass der Anteil Eis enthaltender Wolken in Leipzig im Vergleich zu den anderen Messstandorten bei nahezu allen Temperaturintervallen am größten ist. Die Kurven von Punta Arenas und den Kapverden weisen den geringsten Anteil Eis enthaltender Wolken auf. In Leipzig werden die Aerosolbedingungen von anthropogener Verschmutzung, Wüstenstaub aus der Sahara, Waldbränden und biogenem Aerosol dominiert (*Seifert* 2010). In den südlichen Breiten und in Äquatornähe ist saubere maritime Luft vorherrschend. Auf den Kapverden findet sich zwar ein großer Anteil an Saharastaub in der Atmosphäre, jedoch nur auf Höhen bis 4 Kilometer (*Ansmann et al.* 2009; *Tesche et al.* 2011). Dort liegt die Temperatur noch deutlich über 0°C , sodass der Saharastaub nicht als Eiskeim wirken kann.

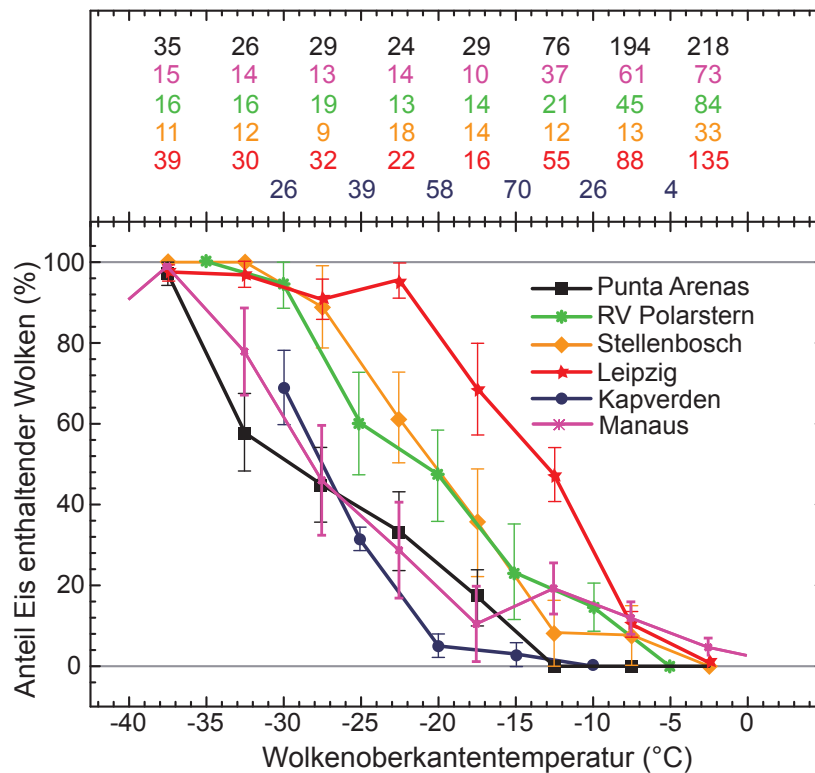


Abbildung 4.3: Eisstatistik: Anteil Eis enthaltender Wolken in Abhängigkeit von der Wolkenoberkantentemperatur in Temperaturintervallen von 5 K, Vergleich der verschiedenen Standorte Punta Arenas (Chile), RV Polarstern, Stellenbosch (Südafrika), Leipzig, Kapverden und Manaus (Brasilien). Die Anzahl der verwendeten Datenpunkte pro Temperaturintervall ist in der jeweiligen Farbe des Messstandortes über der Grafik angegeben.

Bei allen Kurven steigt der Anteil Eis enthaltender Wolken mit sinkenden Temperaturwerten. Im Temperaturintervall von -35°C bis -40°C haben alle Kurven ihren maximalen Anteil Eis enthaltender Wolken mit knapp 100 % erreicht. Lediglich für die Kapverden liegen bei Temperaturen unter -30°C keine Werte mehr vor.

Die Kurve für Manaus weist bei Temperaturen über -10°C einen recht hohen Anteil Eis enthaltender Wolken auf. Die Eisbildung ist in Manaus in diesem Bereich ähnlich effizient wie in Leipzig. Bei Temperaturen zwischen -10°C und -35°C ist der Anteil Eis enthaltender Wolken in Manaus ähnlich gering wie in Punta Arenas und den Kapverden. Eine mögliche Erklärung für diese Beobachtung soll nun vorgestellt werden.

In Kapitel 2, Abschnitt 2.4.2 wurden bereits die meteorologischen Bedingungen im Amazonasgebiet im Messzeitraum von Januar bis Mai 2008 vorgestellt.

Dabei wurden die gemittelten Profile von Temperatur, relativer Feuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit anhand von Abbildung 2.5 beschrieben.

Im Amazonasgebiet selbst entstehen während der Regenzeit nur wenige Aerosole wie organische Substanzen (Baars 2012). Diese befinden sich in den untersten drei Kilometern der Atmosphäre und beeinflussen die Eisbildung nicht. Sollten in höheren Schichten Aerosole vorhanden sein, so müssen diese über weite Strecken bis ins Amazonasgebiet transportiert worden sein (Baars et al. 2011). Hierzu kann zunächst das gemittelte Profil der Windrichtung (Abbildung 2.5) betrachtet werden. Der Wind kommt im Mittel eher aus nordöstlichen bis südöstlichen Richtungen, also aus Richtung Nordafrika und vom Atlantik her.

Um den Transport von Aerosolen aus diesen Gebieten nachvollziehen zu können, wurden mit Hilfe von HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Rückwärtstrajektorienrechnungen für ein beliebiges Datum des Messzeitraums durchgeführt (Draxler et al. 1997). Diese sind in Abbildung 4.4 dargestellt. Für drei verschiedene Höhen von 3 km (rot), 6 km (blau) und 9 km (grün) sind hier 240-Stunden-Rückwärtstrajektorien für einen Ort nahe des Messstandortes im Amazonasgebiet abgebildet. Wie auch in Abbildung 2.5 ist hier eine Winddrehung von Nordost auf Ost zwischen 3 km und 9 km zu beobachten.

Bis zu einer Höhe von 6 km wird Luft aus Nordwestafrika advehiert. Diese kann Saharastaub und durch Waldbrände entstandenes Biomasseverbrennungsaerosol enthalten (Baars et al. 2011). Oberhalb dieser Höhe kommt die Luft vom Äquatorialatlantik und enthält somit marine Aerosole. Saharastaub gehört zu den effektivsten Eiskeimen und spielt auch bei der heterogenen Eisbildung über Leipzig eine wichtige Rolle (Seifert et al. 2010), während marine Aerosole wie Seesalz kaum einen Einfluss auf die Eisbildung in Wolken haben (Kanitz et al. 2011).

Saharastaub und Biomasseverbrennungsaerosol aus Nordwestafrika begünstigen die heterogene Eisbildung über Manaus bis in 6 km Höhe. Die Temperatur auf dieser Höhe liegt bei etwa -10°C . Dies ist eine Möglichkeit, den hohen Anteil Eis enthaltender Wolken bei Temperaturen über -10°C über Manaus im Vergleich zu den anderen Messstandorten zu erklären. Oberhalb von 6 km Höhe liegen in Manaus offensichtlich kaum effektive Eiskeime vor und der Anteil Eis enthaltender Wolken ist im Vergleich zu Leipzig sehr gering. Bei Temperaturen zwischen -10°C und -35°C ist der Anteil Eis enthaltender Wolken über Manaus so niedrig wie über Punta Arenas und den Kapverden. Bei diesen beiden Messstandorten ist die Luft in größeren Höhen sehr sauber und enthält kaum wirksame Aerosole, die zur Eisbildung beitragen.

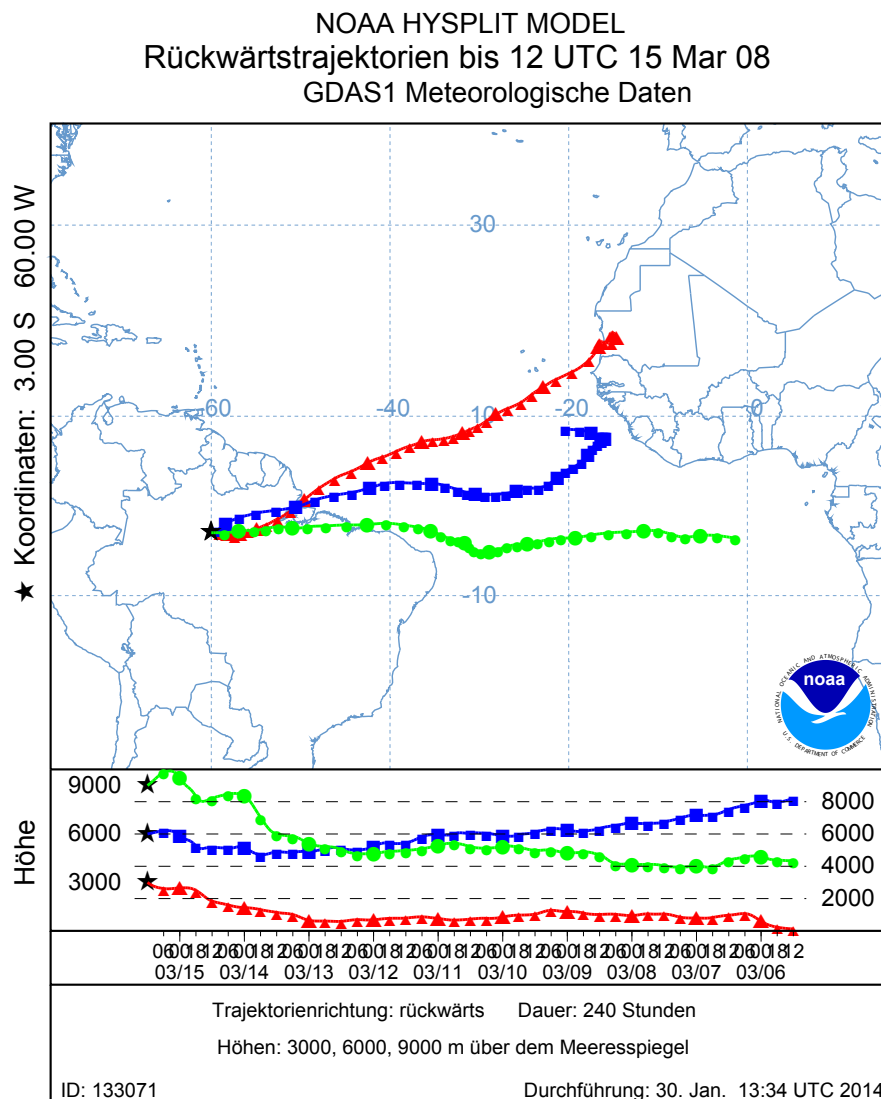


Abbildung 4.4: HYSPLIT Rückwärtstrajektorien (Dauer 240 Stunden) für den Gitterpunkt Manaus (3°S, 60°W) nahe des Lidarstandorts für drei verschiedene Ankunftshöhen.

Im Amazonasgebiet sind eiswirksame Aerosole während der Regenzeit hauptsächlich in den untersten 6 Kilometern vorhanden, also bis zu Temperaturen von -10°C .

Im Vergleich zu den anderen Messstandorten ist heterogene Eisbildung in diesem Bereich sehr effektiv, wie in Abbildung 4.3 zu sehen ist. Durch starken Niederschlag wird vermutlich ein Großteil der Aerosole aus der Atmosphäre ausgewaschen, sodass deren vertikale Verbreitung unterdrückt wird. Organische Stoffe wirken hier nur als Kondensationskeime, da sie nur in Höhen vorkommen, bei denen die Temperatur für Eisbildung zu hoch ist (Baars 2012).

Kapitel 5

Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit wurden im Jahr 2008 nahe Manaus (Brasilien) durchgeführte Lidarmessungen untersucht. Dabei wurden alle Wolken der Regenzeit (Januar bis Mai 2008) klassifiziert und statistisch ausgewertet. Die geometrischen Eigenschaften (Wolkenober- und -unterkante und Auftrittszeitraum der Wolke) wurden bestimmt und jede einzelne Wolke anhand des Depolarisationsverhältnisses als reine Flüssigwasserwolke oder Eis enthaltende Wolke klassifiziert. Dabei konnten fast 1000 Wolken gespeichert und mit meteorologischen Parametern (insbesondere der Wolkenoberkantentemperatur) verknüpft werden. Der Wolkendatensatz wurde statistisch ausgewertet, indem der Anteil der Eis enthaltenden Wolken in Abhängigkeit von der Wolkenoberkantentemperatur bestimmt wurde. Die statistische Auswertung wurde analysiert und mit den entsprechenden Datensätzen von anderen bereits untersuchten Messstandorten (Leipzig, Punta Arenas, Stellenbosch, Polarstern, Kapverden) verglichen. Dabei wurden sowohl die meteorologischen Bedingungen als auch die atmosphärischen Aerosole diskutiert.

Bis zu einer Temperatur von -10°C weist Manaus von allen Messstandorten den höchsten Anteil Eis enthaltender Wolken auf. Bei Temperaturen unter -10°C zeigt sich ein ähnlich schwaches Eisbildungsverhalten wie in Punta Arenas und auf den Kapverden. Die Ergebnisse legen nahe, dass eiswirksame Aerosole im Amazonasgebiet während der Regenzeit hauptsächlich in den untersten 6 Kilometern vorhanden sind. Dabei handelt es sich überwiegend um Saharastaub und Biomasseverbrennungsaerosol aus Nordwestafrika. Im Vergleich zu den anderen Messstandorten ist heterogene Eisbildung in diesem Bereich sehr effektiv. Durch die starken Niederschläge in der Regenzeit werden Aerosole wahrscheinlich aus der Atmosphäre ausgewaschen, sodass deren vertikale Verbreitung unterdrückt wird. In großen Höhen sind demnach kaum eiswirksame Aerosole vorhanden.

Hier macht sich der Einfluss des Äquatorialatlantiks bemerkbar, von dem aus saubere maritime Luft ins Amazonasgebiet gelangt. Organische Stoffe, die vom Regenwald selbst produziert werden, wirken als Kondensationskeime für tiefe Flüssigwasserwolken, nicht aber als Eiskeime, da sie nur in den untersten 3 Kilometern der Atmosphäre vorkommen.

Eine genaue Untersuchung der Wolken in der Trockenzeit und ein Vergleich der Eisstatistik der Regen- und Trockenzeit im Amazonasgebiet würde das Wissen über heterogene Eisbildung sicherlich verbessern.

Die Regenzeit im Amazonasgebiet unterscheidet sich sehr stark von der Trockenzeit. Starke Niederschläge sind in der Trockenzeit kaum vorhanden, so werden Aerosole nicht aus der Atmosphäre ausgewaschen. Dadurch können sich die Aerosole in der Atmosphäre besser vertikal verbreiten als in der Regenzeit. Dies gilt auch für organische Stoffe wie Pollen und Pflanzenfragmente des Regenwaldes, die in der Trockenzeit bei Höhen bis zu 6 km vorkommen. Dies ist im Durchschnitt etwa doppelt so hoch wie in der Regenzeit (*Baars* 2012). Somit muss damit gerechnet werden, dass organische Stoffe in der Trockenzeit als Eiskeime dienen können. Die Waldbrandaktivität ist in der Trockenzeit deutlich höher, sodass auch Biomasseverbrennungsaerosole aus Südamerika die Aerosolbedingungen im Amazonasgebiet beeinflussen. Insgesamt ist in der Trockenzeit mit einer deutlich höheren Aerosolkonzentration zu rechnen, dies zeigt der Vergleich der Aerosol Optischen Dicke (AOD), die in der Regenzeit im Mittel bei 0,8 und in der Trockenzeit im Mittel bei 0,26 liegt (*Baars* 2012).

Zwar unterscheiden sich die Aerosolbedingungen der Regen- und Trockenzeit deutlich, doch die meteorologischen Bedingungen sind nahezu gleich. Die Temperatur unterscheidet sich aufgrund der Äquatornähe kaum und auch der Wind kommt weiterhin aus östlichen Richtungen. Die relative Feuchte ist mit Werten um 80% etwas niedriger als in der Regenzeit und auch der Wind weht etwas schwächer. Dennoch ist dies eine gute Grundlage um den Einfluss der Aerosolkonzentration auf die Eisbildung in Wolken zu untersuchen.

Häufig ist es nicht möglich, Unterschiede in der Eisbildung nur auf Unterschiede in den Aerosolbedingungen zurückzuführen. Oftmals unterscheiden sich auch die meteorologischen Bedingungen der verschiedenen Messstandorte so stark, dass es schwierig ist, die zugehörigen Statistiken überhaupt zu vergleichen. Dies war beispielsweise beim Vergleich der heterogenen Eisbildung über Leipzig und den Kapverden der Fall (*Seifert et al.* 2010). Meist können nur Vermutungen getroffen werden. Ob die Unterschiede in der Eisbildung tatsächlich auf den Unterschieden in den Aerosolbedingungen beruhen, kann nicht mit absoluter Sicherheit entschieden werden.

Im Fall des Amazonasgebietes wären die Bedingungen zur Untersuchung der heterogenen Eisbildung jedoch optimal. Unter gleichen meteorologischen Bedingungen kann hier untersucht werden wie sich eine höhere Aerosolkonzentration auf die Eisbildung in Wolken auswirkt.

Literaturverzeichnis

- Albrecht, B. A. (1989), Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, *245*, 1227–1230, doi:10.1126/science.245.4923.1227.
- Althausen, D., R. Engelmann, H. Baars, B. Heese, A. Ansmann, D. Müller und M. Kompula (2009), Portable Raman lidar Polly^{XT} for automated profiling of aerosol backscatter, extinction, and depolarization, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *26*, 2366–2378, doi:10.1175/2009JTECHA1304.1.
- Ansmann, A., I. Mattis, D. Müller, U. Wandinger, M. Radlach, D. Althausen und R. Damoah (2005), Ice formation in Saharan dust over central Europe observed with temperature/humidity/aerosol Raman lidar, *Journal of Geophysical Research*, *110*, D18S12, doi:10.1029/2004JD005000.
- Ansmann, A., H. Baars, M. Tesche, D. Müller, D. Althausen, R. Engelmann, T. Pauliquevis und P. Artaxo (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.
- Baars, H. (2012), Aerosol profiling with lidar in the Amazon Basin during the wet and dry season 2008, Dissertation, Faculty of Physics and Geoscience, University of Leipzig.
- Baars, H., A. Ansmann, D. Althausen, R. Engelmann, B. Heese, D. Müller, P. Artaxo, M. Pao, T. Pauliquevis und R. Souza (2011), Aerosol profiling with lidar in the Amazon Basin during the wet and dry season, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *117*, D21201, doi:10.1029/2012JD018338.
- Cairo, F., G. di Donfrancesco, A. Adriani, L. Pulvirenti und F. Fierli (1999), Comparison of various linear depolarization parameters measured by lidar, *Applied Optics*, *38*, 4425–4432.
- Cantrell, W. und A. Heymsfield (2005), Production of ice in tropospheric clouds: A review, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *86*, 795–807, doi:10.1175/BAMS-86-6-795.
- Draxler, R., G. Hess und A. (U.S.) (1997), *Description of the HYSPLIT_4 modeling system*, Nr. 224 in NOAA technical memorandum ERL ARL ;, U.S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Air Resources Laboratory, Silver Spring, Md.
-

- Heintzenberg, J. und R. J. Charlson (2009), *Clouds in the Perturbed Climate System – Their Relationship to Energy Balance, Atmospheric Dynamics and Precipitation*, Vol. 597, Massachusetts Institute of Technology and the Frankfurt Institute for Advanced Studies.
- IPCC (2007), Climate change 2007: The scientific basis. contribution of working group i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, *Cambridge University Press*, 996 pp.
- Kanitz, T. (2012), Vertical distribution of aerosols above the atlantic ocean, punta arenas (chile) and stellenbosch (south africa) – characterization, solar radiative effects and ice nucleating properties., Dissertation, Faculty of Physics and Geoscience, University of Leipzig.
- Kanitz, T., P. Seifert, A. Ansmann, R. Engelmann, D. Althausen, C. Casiccia und E. G. Rohwer (2011), Contrasting the impact of aerosols at northern and southern midlatitudes on heterogeneous ice formation, *Geophysical Research Letters*, 38, L17802, doi:10.1029/2011GL048532.
- Kulmala, M., A. Asmi, H. K. Lappalainen, K. S. Carslaw, U. Pöschl, U. Baltensperger, Ø. Hov, J.-L. Brenguier, S. N. Pandis, M. C. Facchini, H.-C. Hansson, A. Wiedensohler und C. D. O’Dowd (2009), Introduction: European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions (EUCAARI) - integrating aerosol research from nano to global scales, *Atmospheric Chemistry & Physics*, 9, 2825-2841.
- Kulmala, M., A. Asmi, H. K. Lappalainen, U. Baltensperger, J.-L. Brenguier, M. C. Facchini, H.-C. Hansson, Ø. Hov, C. D. O’Dowd, U. Pöschl, A. Wiedensohler, R. Boers, O. Boucher, G. de Leeuw, H. A. C. Denier van der Gon, J. Feichter, R. Krejci, P. Laj, H. Lihavainen, U. Lohmann, G. McFiggans, T. Mentel, C. Pilinis, I. Riipinen, M. Schulz, A. Stohl, E. Swietlicki, E. Vignati, C. Alves, M. Amann, M. Ammann, S. Arabas, P. Artaxo, H. Baars, D. C. S. Beddows, R. Bergström, J. P. Beukes, M. Bilde, J. F. Burkhardt, F. Canonaco, S. L. Clegg, H. Coe, S. Crumeyrolle, B. D’Anna, S. Decesari, S. Gilardoni, M. Fischer, A. M. Fjaeraa, C. Fountoukis, C. George, L. Gomes, P. Halloran, T. Hamburger, R. M. Harrison, H. Herrmann, T. Hoffmann, C. Hoose, M. Hu, A. Hyvärinen, U. Hörrak, Y. Iinuma, T. Iversen, M. Josipovic, M. Kanakidou, A. Kiendler-Scharr, A. Kirkevåg, G. Kiss, Z. Klimont, P. Kolmonen, M. Komppula, J.-E. Kristjánsson, L. Laakso, A. Laaksonen, L. Labonnote, V. A. Lanz, K. E. J. Lehtinen, L. V. Rizzo, R. Makkonen, H. E. Manninen, G. McMeeking, J. Merikanto, A. Minikin, S. Mirme, W. T. Morgan, E. Nemitz, D. O’Donnell, T. S. Panwar, H. Pawlowska, A. Petzold, J. J. Pienaar, C. Pio, C. Plass-Duelmer, A. S. H. Prévôt, S. Pryor, C. L. Reddington, G. Roberts, D. Rosenfeld, J. Schwarz, Ø. Seland, K. Sellegri, X. J. Shen, M. Shiraiwa, H. Siebert, B. Sierau, D. Simpson, J. Y. Sun, D. Topping, P. Tunved, P. Vaattovaara, V. Vakkari, J. P. Veefkind, A. Visschedijk, H. Vuollekoski, R. Vuolo, B. Wehner, J. Wildt, S. Woodward, D. R. Worsnop, G.-J. van Zadelhoff, A. A. Zardini, K. Zhang, P. G. van Zyl, V.-M. Kerminen, K. S. Carslaw und S. N. Pandis (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 & Physics*, 11, 13061-13143, doi:10.5194/acp-11-13061-2011.
-

- Mason, B. (1971), The physics of clouds, *Oxford University Press*, Seite 544pp.
- Müller, D., U. Wandinger und A. Ansmann (1999), Microphysical particle parameters from extinction and backscatter lidar data by inversion with regularization: Theory, *Applied Optics*, *38*, 2346–2357, doi:10.1364/AO.38.002346.
- Niedermeier, D., S. Hartmann, R. A. Shaw, D. Covert, T. F. Mentel, J. Schneider, L. Poullain, P. Reitz, C. Spindler und T. Clauss (2010), Heterogeneous freezing of droplets with immersed mineral dust particles—measurements and parameterization, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*, 3601–3614, doi:10.5194/acp-10-3601-2010.
- Nobre, C., M. Silva Dias, A. Culf, J. Polcher, J. Gash, C. Marengo und R. Avissar (2004), The Amazonian climate, in *Vegetation, Water, Humans and the Climate: A New Perspective on an Interactive System*, editiert von P. Kabat, Seiten 79–92, Springer, Berlin.
- Pruppacher, H. R. (1995), A new look at homogeneous ice nucleation in supercooled water drops, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *52*, 1924–1933, doi:10.1175/1520-0469.
- Richardson, M. S., P. J. DeMott, S. M. Kreidenweis, D. J. Cziczo, E. J. Dunlea, J. L. Jimenez, D. S. Thomson, L. L. Ashbaugh, R. D. Borys, D. L. Westphal, G. S. Casuccio und T. L. Lersch (2007), Measurements of heterogeneous ice nuclei in the western united states in springtime and their relation to aerosol characteristics, *Journal of Geophysical Research*, *112*, doi:10.1029/2006JD007500.
- Sassen, K. (2005), *Lidar: Range-resolved optical remote sensing of the atmosphere*, Kap. Polarization lidar, Seiten 19–40, Springer.
- Sassen, K., P. J. DeMott, J. M. Prospero und M. R. Poelot (2003), Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: Crystal-face results, *Geophysical Research Letters*, *30*, 1633, doi:10.1029/2003GL017371.
- Seifert, P. (2010), Dust-related ice formation in the troposphere – A statistical analysis based on 11 years of lidar observations of aerosols and clouds over Leipzig, Dissertation, Faculty of Physics and Geoscience, University of Leipzig.
- Seifert, P., A. Ansmann, I. Mattis, U. Wandinger, M. Tesche, R. Engelmann, D. Müller, C. Pérez und K. Hausteil (2010), Saharan dust and heterogeneous ice formation: Eleven years of cloud observations at a central European EARLINET site, *Journal of Geophysical Research*, *115*, D20201, doi:10.1029/2009JD013222.
- Tesche, M., S. Gross, A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, V. Freudenthaler und M. Esselborn (2011), Profiling of Saharan dust and biomass-burning smoke with multiwavelength polarization Raman lidar at Cape Verde, *Tellus Series B*, *63*, 649–676, doi:10.1111/j.1600-0889.2011.00548.x.
- Twomey, S. (2007), Pollution and the planetary albedo, *Atmospheric Environment*, *41*, 120–125, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPOT>2.0.CO;2.
- Wandinger, U. (2005), *Lidar - Range-resolved optical remote sensing of the atmosphere*, Kap. Introduction to lidar, Seiten 1–18, Springer Science + Business Media Inc.
-

Wandinger, U. und A. Ansmann (2002), Experimental determination of the lidar overlap profile with Raman lidar, *Applied Optics*, 41, 511–514, doi:10.1364/AO.41.000511.

Selbstständigkeitserklärung

Ich, Clara Kunz, Matrikel-Nr. 2143166, versichere hiermit, dass ich meine Bachelorarbeit mit dem Thema

Heterogene Eisbildung im Amazonasgebiet

selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, wobei ich alle wörtlichen und sinngemäßen Zitate als solche gekennzeichnet habe. Die Arbeit wurde bisher keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch nicht veröffentlicht.

Leipzig, den 6. März 2014

CLARA KUNZ
