

ATMOSPÄRENPHYSIK

Über den Wolken

Laser-Fernerkundung in der Atmosphäre

Oliver Reitebuch und Benjamin Witschas

Ob für die Wahl geeigneter Standorte von Windkraftanlagen, die Beurteilung der Flugsicherheit nach Vulkanausbrüchen oder eine verbesserte Wettervorhersage: Bei all diesen Anwendungen wird die Streuung von Laserlicht in der Atmosphäre mittels verschiedener Lidar-Methoden ausgenutzt.

Schon kurz nach der Erfindung des Lasers durch Maiman (1960) haben Smullin und Fiocco vom Massachusetts Institute of Technology (USA) im Jahr 1962 die Entfernung zum Mond mit einem gepulsten Rubinlaser gemessen. Die reflektierten Photonen wurden mit einem Teleskop eingefangen, detektiert und abhängig von der Laufzeit gezählt. Damit ist das Prinzip eines Lidars aus „Light Detection“ (Strahlquelle, Teleskop und Detektor) „And Ranging“ (Messung der Entfernung aus der Laufzeit) eigentlich schon umrissen. Erste Messungen von Echos aus der Erdatmosphäre haben die beiden Pioniere 1963 durchgeführt [1]. Heutzutage geht es aber um mehr als die reine Entfernungsmessung. Die spektralen Eigenschaften des zurückgestreuten Lichts erlauben nämlich Rückschlüsse auf die Zusammensetzung bzw. Eigenschaften der Atmosphäre. Damit lassen sich meteorologische Größen wie Temperatur, Dichte und Windvektor, Spurengaskonzentrationen oder optische Eigenschaften von Aerosolen und Wolkenpartikeln sowie ihre Höhenverteilung mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung bis in Höhen von 110 km bestimmen [2, 3].

Lidar gilt als aktive Fernerkundungsmethode, da man Eigenschaften eines entfernten Objektes vermisst und wie beim Radar elektromagnetische Wellen aussendet. Passive Methoden hingegen nutzen die Strahlung der Sonne oder die thermische Strahlung des Erdbodens und sind in der Fernerkundung vom Satelliten heute weit verbreitet [4]. Lidar-Fernerkundung ist für Physiker besonders reizvoll: Zum einen geht es dabei um technologische Neuentwicklungen von Lasern im Labor, die zum Beispiel besonders frequenzstabil und effizient sind und in Umgebungen wie einem Flugzeug oder Satelliten zuverlässig arbeiten. Zum anderen sind grundlagenorientierte Laborexperimente nötig, um Absorptionslinien von Molekülen oder die spektrale Linienform der Rayleigh-Brillouin-Streuung präzise zu vermessen. Des Weiteren eröffnet sich ein faszinierender Einblick in die Atmosphäre, da sich mittels Lidar unterschiedliche Prozesse von kleinskaliger Tur-



O. Reitebuch/DLR

bulenz (z. B. Wirbel von Flugzeugen oder thermischer Konvektionszellen) bis hin zu großskaligen Transport- und Wetterphänomenen (Saharastaub, Vulkanasche oder Tiefdruckgebiete) untersuchen lassen. Dabei geht es beispielsweise darum, die Wettervorhersage oder Flugsicherheit zu verbessern, klimarelevante Fragen zu beantworten oder Quellen und Senken von Treibhausgasen zu quantifizieren.

Grundsätzlich besteht ein Lidar aus einem Laser, einem Teleskop und einem optischen Empfänger mit Detektor (Abb. 1). Um Informationen über die Zusammensetzung der Atmosphäre zu erhalten, werden Laserpulse mit Pulsdauern von 5 ns bis 5 μ s und Pulsenergien von μ J bis J in die Atmosphäre ausgesandt. Dort streuen sie an Molekülen wie N_2 und O_2 (Durchmesser ca. 0,3 – 0,4 nm), festen oder flüssigen, luftgetragenen Partikeln (Aerosolen, Durchmesser zwischen nm – μ m) und Wasser- und Eispartikel der Wolken (Durchmesser zwischen μ m – mm). Ein Teleskop,

Nach dem Ausbruch des Vulkans Eyjafjallajökull in Island lag der Flugverkehr 2010 in weiten Teilen von Europa lahm. Die DLR Falcon untersuchte bei einem Überflug die Aschewolke.

KOMPAKT

- Mittels Lidar-Fernerkundung lassen sich zahlreiche Größen in der Atmosphäre wie Temperatur, Windgeschwindigkeit, Spurengaskonzentrationen, Eigenschaften von Aerosolen und Wolken höhenaufgelöst erfassen.
- Dabei macht man sich zunutze, dass Laserlicht an Aerosolen, Wolkenpartikeln und Molekülen charakteristisch gestreut und absorbiert wird.
- Lidar-Instrumente auf Satelliten werden eine immer wichtigere Rolle in der Erdbeobachtung einnehmen und es erlauben, die Atmosphäre global zu charakterisieren.

Dr. Oliver Reitebuch und Dr. Benjamin Witschas, Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, Münchener Str. 20 82234 Weßling

1) Die Nomenklatur der molekularen Streuprozesse ist nicht eindeutig. In einem Übersichtsartikel hat Young [6] vorgeschlagen, den Begriff Rayleigh-Brillouin-Streuung durch Cabannes-Streuung zu ersetzen. Da sich dies bis heute nicht durchgesetzt hat, wird hier der verbreitetere Begriff Rayleigh-Brillouin-Streuung verwendet.

dessen Gesichtsfeld durch eine Feldblende begrenzt ist, um Störeinflüsse durch Hintergrundstrahlung zu minimieren, sammelt das zurückgestreute Licht. Nach optischer Filterung und gegebenenfalls spektraler Aufteilung in verschiedene Wellenlängenbereiche erfassen ein oder mehrere Detektoren die Photonen zeitaufgelöst. Unter Berücksichtigung der Laufzeit Δt zwischen ausgesandtem Laserpuls und detektiertem Signal ergeben sich die abgeleiteten Größen orts aufgelöst ($R = c \cdot \Delta t/2$, mit der Lichtgeschwindigkeit c), wobei der Faktor $1/2$ berücksichtigt, dass das Licht in der Zeit Δt zwischen Lidar und Streuvolumen hin und zurück gelaufen ist.

Da das Laserlicht, abhängig von der Phasenfunktion des jeweiligen Streuprozesses, in alle Raumrichtungen gestreut wird, ist der Anteil des zum Lidarsystem zurückgestreuten Lichts klein und fällt zudem mit dem Abstandsquadrat ab. Aus einer Entfernung von einem Kilometer kommt z. B. noch ein Anteil von etwa $10^{-11} - 10^{-15}$ der ausgesandten Photonen zurück, bei zehn Kilometern sind es nur noch $10^{-13} - 10^{-17}$. Mit gängigen Laser- und Detektoreinheiten liegt die zeitliche Auflösung zwischen einer Sekunde und einer Stunde, die räumliche Auflösung zwischen einem Meter und einem Kilometer. Die räumliche Auflösung ΔR ist durch die endliche Laserpulsdauer τ ($\Delta R = c \cdot \tau/2$) und durch zeitliche Mittelung zum Erreichen eines besseren Signal-zu-Rausch-Verhältnisses beschränkt.

Die detektierte Signalleistung liefert orts aufgelöst Informationen über die Streuer und deren Konzentra-

tion in der Atmosphäre. Gebiete mit hohem Aerosolgehalt oder Wolken sorgen zum Beispiel für eine stärkere Rückstreuung als Moleküle (Abb. 1). Wesentlich weitreichendere Informationen über den Zustand der Atmosphäre, z. B. Temperatur, Wind und Spurengaskonzentrationen, leiten sich aus dem Spektrum des gestreuten Lichts ab, welches sich mit geeigneten optischen Empfängern analysieren lässt.

Charakteristische Linien

Die verschiedenen Streuprozesse in der Atmosphäre, z. B. Mie-Streuung an Aerosolen, Vibrations- und Rotations-Raman-Streuung oder Rayleigh-Brillouin-Streuung¹⁾ an Molekülen hinterlassen einen charakteristischen Abdruck im Spektrum des gestreuten Lichts (Tabelle), wie am differentiellen Rückstreuquerschnitt zu sehen ist (Abb. 2). Dies bietet in der Atmosphärenforschung die Möglichkeit, relevante Größen abzuleiten. Die Vibrations-Rotations-Raman-Linien sind bei einer Wellenlänge von 355 nm etwa 30 nm zur Wellenlänge des eingestrahlten Laserlichts verschoben. Dabei sind die Anti-Stokes-Linien etwa sechs Größenordnungen schwächer als die Stokes-Linien. Diese Eigenschaft ist typisch für die Temperaturen der Atmosphäre (220 bis 330 K), bei denen sich nahezu alle Moleküle im Vibrations-Grundzustand befinden. Dadurch kann Vibrations-Raman-Streuung nur durch Absorption der Photonenenergie stattfinden, nicht umgekehrt. Trotz des kleinen Rückstreuquerschnitts eignet sich die Vibrations-Rotations-Raman-Streuung an Wassermolekülen dazu, den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zu bestimmen [2, 3].

Zentriert um die Laserwellenlänge ($\Delta\lambda = \pm 4$ nm) liegen die Rotations-Raman-Linien, wobei die erste Linie etwa 0,15 nm von der fundamentalen Wellenlänge abweicht. Da die spektrale Verteilung der einzelnen Rotations-Raman-Linien von der Besetzungsverteilung der internen Energieniveaus und damit von der Temperatur abhängt, dient diese häufig dazu, Temperaturprofile der Atmosphäre zu vermessen. Das zurückgestreute Licht der zentralen Rayleigh-Brillouin-Linie ist etwa 1000-mal höher als eine einzelne Rotations-Raman-Linie. Aufsummiert sind die Rotations-Raman-Linien immer noch etwa 50-mal schwächer als der Rayleigh-Brillouin-Rückstreuquerschnitt. Bei genauerer spektraler Betrachtung des Spektrums (Abb. 2, unten) zeigt sich, dass der Rayleigh-Brillouin-Streuprozess nur quasi-elastisch ist und das Spektrum abhängig von Druck, Temperatur und Streuwinkel eine andere Intensitätsverteilung aufweist. Die spektrale Halbwertsbreite des Rayleigh-Brillouin-Spektrums für atmosphärisch relevante Bedingungen und $\lambda = 355$ nm beträgt etwa 1,56 pm (3,7 GHz).

Für eine Reihe von Lidarmethoden, zum Beispiel die Windmessung mittels Direktempfangs-Doppler-Lidar (s. u.), die Messung der Temperatur oder die Extinktion von Aerosolen mittels spektral-hochauflösendem Lidar [2, 3], ist die genaue Kenntnis des

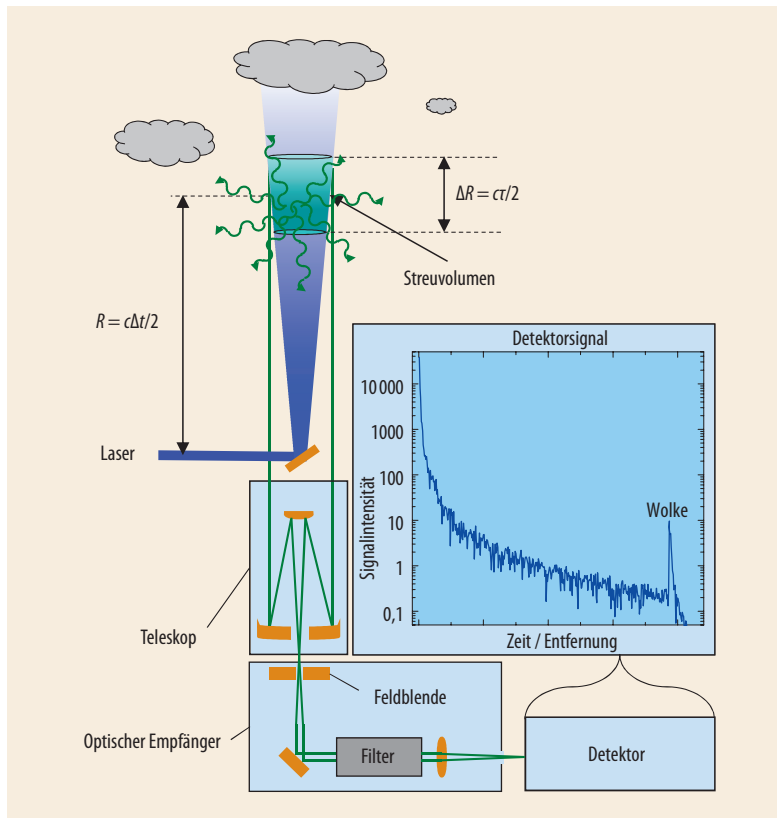


Abb. 1 Beim Lidar wird Laserlicht in die Atmosphäre ausgesandt und dort an Molekülen, Aerosolen und Wolkenpartikeln gestreut. Ein Teleskop sammelt das zurückgestreute Licht auf. Anschließend wird es in einem optischen Empfänger detektiert. Beispielsweise an Wolken ist die Rückstreuung erhöht.

Übersicht über Streu- und Wechselwirkungsprozesse		
Streu- bzw. Wechselwirkungsprozess	Beschreibung und Eigenschaften	Gemessene Größen mittels Lidar
Rayleigh-Brillouin-Streuung	Elastische Streuung an Molekülen wie N ₂ oder O ₂ mit Durchmesser $D \ll \lambda$. Brillouin-Streuung ist die unelastische Streuung an statistischen Dichtefluktuationen.	Dichte, Temperatur, Wind
Mie-Streuung	Elastische Streuung an sphärischen Partikeln. Als Mie-Streuung wird aber auch die Streuung an nicht-sphärischen Aerosol- und Wolkenpartikeln bezeichnet.	Aerosol-, Wolken-Eigenschaften, Wind
Raman-Streuung	Unelastische Streuung an Molekülen unter Beteiligung von Vibrations- und Rotationszuständen.	Temperatur, Konzentration von Spurengasen, v. a. H ₂ O
Resonanz-Streuung	Resonante Anregung von elektronischen Übergängen in Metallatomen oder -ionen mit Fluoreszenz bei gleicher Wellenlänge.	Dichte von Metallatomen z. B. Na, K, Fe, Wind, Temperatur in 80 – 110 km
Absorption	Wellenlängenabhängige Absorption von Molekülen; Bestimmung der Konzentration mittels zweier Frequenzen f_1 und f_2 , die verschieden stark absorbiert werden.	Spurengaskonzentration, z. B. H ₂ O, O ₃ , CO ₂ , CH ₄

Rayleigh-Brillouin-Spektrums wichtig. Allerdings ist dessen theoretische Beschreibung für atmosphärische Drücke und Temperaturen komplex und lässt sich nur durch Modelle annähern (Infokasten). In den 1970er-Jahren entwickelte G. Tenti von der Universität Toronto ein Modell, um Rayleigh-Brillouin-Spektren reiner, molekularer Gase zu beschreiben [5]. Da Luft allerdings ein Gemisch aus mehreren Gasen ist, war die Anwendung des Tenti-Modells dort stets fraglich.

Um die Anwendbarkeit des Tenti-Modells in Luft zu prüfen, wurden in den letzten Jahren hochauflösende Labormessungen unter kontrollierten Bedingungen sowie Lidarmessungen in realer Atmosphäre durchgeführt. Wissenschaftler vom Institut für Physik der Atmosphäre am DLR und der Freien Universität Amsterdam (Arbeitsgruppe W. Ubachs) konnten zeigen, dass das Tenti-Modell die Rayleigh-Brillouin-Spektren in Luft mit einer Genauigkeit von besser als 2 % beschreibt (Abb. 3a). Sogar bei einem Druck von 500 hPa (entsprechend einer Höhe von 5,5 km) ist der Unterschied zur reinen Gauß-Kurve deutlich zu sehen und führt zu Abweichungen größer als 5 % [7].

Zum selben Ergebnis führten horizontale Lidar-Messungen in realer Atmosphäre (Abb. 3b) von der Umweltforschungsstation Schneefernerhaus knapp unterhalb des Zugspitzengipfels [8]. Der spezielle Messort (2650 m über dem Meeresspiegel) erlaubte es, die Streuexperimente in einer Atmosphäre mit geringem Aerosolgehalt durchzuführen und somit Beeinträchtigungen durch spektral schmalbandige Mie-Streuung an Aerosolen zu vermeiden. Um die Linienform bei einer Wellenlänge von 355 nm zu vermessen, wurde diese in einem Frequenzintervall von 12 GHz (bzw. 5 pm) im Abstand von 50 MHz (bzw. 21 fm) durch Ändern der Laserwellenlänge abgetastet. Mit diesem Streuexperiment war es 2009 erstmals möglich, das Tenti-Modell zur Beschreibung des Rayleigh-Brillouin-Spektrums in Luft zu verifizieren.

Europa unter Vulkanasche

Um viel anwendungsorientiertere Forschung ging es, als der isländische Vulkan Eyjafjallajökull am 14. April 2010 ausbrach. Seine Aschewolke erreichte in den ersten Tagen eine Höhe von über zehn Kilometern

und gelangte durch die starken nordwestlichen Winde innerhalb von zwei Tagen nach Zentraleuropa. Dies führte zu einem beispiellosen Ausnahmezustand im europäischen Flugverkehr. Bis zum 20. April 2010 wurden über 100 000 Flüge gestrichen und 75 % der europäischen Flughäfen geschlossen [10]. Ausschlaggebend dafür war, dass die partikel- und gasförmigen Emissionen eines Vulkans das Flugzeug gefährden können und die Richtlinien der ICAO (International Civil Aviation Organization) vorgaben, einen Einflug in Vulkanasche – selbst bei geringsten Konzentrationen – zu vermeiden. Die Hauptgefahr geht dabei von der siliziumhaltigen Vulkanasche aus. Da diese eine glasartige Struktur aufweist, wird sie schon bei 700 °C zähflüssig und verringert ihre Viskosität mit steigender Temperatur deutlich. In den Triebwerken eines Flugzeugs treten Temperaturen von deutlich über 1000 °C auf. Daher

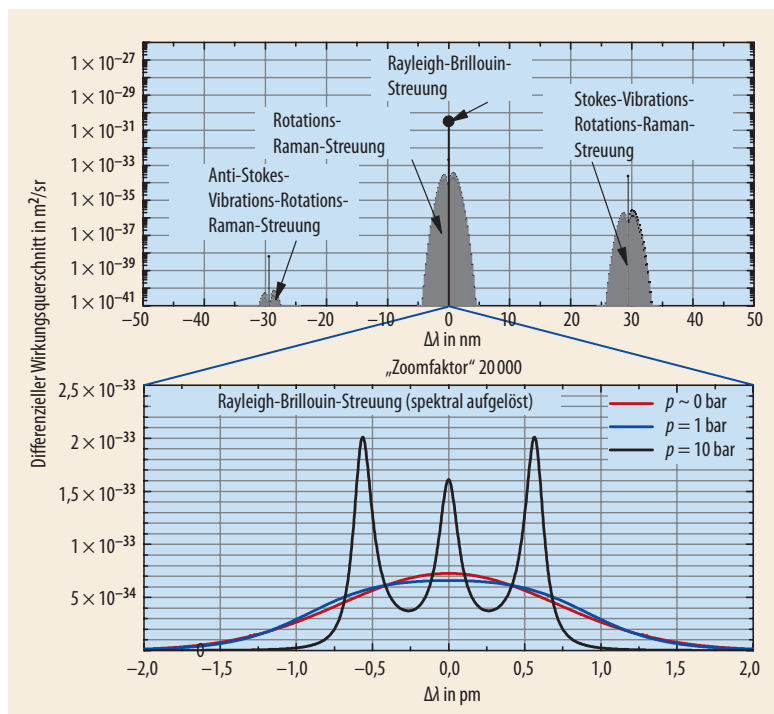


Abb. 2 Zum differentiellen Rückstreuquerschnitt ($\theta = 180^\circ$) für Laserlicht der Wellenlänge $\lambda = 355$ nm, das an Stickstoff N₂ ($T = 300$ K) gestreut wird, tragen verschiedene molekulare Streumechanismen bei (oben, $\Delta\lambda$ ist die Wellenlänge relativ zu der des eingestrahlten Lichts).

Das Rayleigh-Brillouin-Spektrum verändert sich abhängig vom Druck ($T, \theta = \text{konst.}$, unten). Bereits bei 1 bar ist es nicht mehr gaußförmig. Das Integral der Spektren ist auf den Rückstreuquerschnitt normiert (schwarzer Punkt bei $\Delta\lambda = 0$ nm, oben).

kann die Asche die Triebwerke stark beeinträchtigen oder gar zu ihrem Ausfall führen. Aus diesem Grund ist ein Einflug in Vulkanasche kritischer als der in Wüstenstäube, die zu großen Teilen aus kristallinem Quarz bestehen, der erst bei 1650 °C schmilzt [11].

Die Vulkanasche erreichte Deutschland am 16. April und wurde von den Bodenstationen des europäischen Lidar-Netzwerkes in Hamburg, Leipzig und München als Schicht oberhalb von drei Kilometern eindeutig identifiziert [12]. Innerhalb von zweieinhalb Tagen wurde das Forschungsflugzeug Falcon des DLR mit geeigneten Instrumenten ausgerüstet, um die Vulkanasche detektieren und charakterisieren zu können [3, 10] (Abb. auf S. 25). Dazu gehörten ein Lidar bei einer Wellenlänge von 2 µm, in-situ-Sensoren zur Messung der Größenverteilung und optischen Absorption von Aerosolen, Impaktoren zum Sammeln von Partikeln und Gassensoren für Schwefeldioxid, Ozon und Kohlenmonoxid. Gase und Partikel bis zu einer Größe von 1 µm werden durch isokinetische Lufteinlässe in die Flugzeugkabine geleitet und dort analysiert. Größere Partikel gelangen bei Fluggeschwindigkeiten von 150 bis 220 m/s nur mit Verlusten durch die Einlässe. Sie werden mittels optischer Sensoren an Stationen unterhalb der Flugzeugflügel detektiert. Da Partikel im µm-Bereich maßgeblich zur Masse der Ascheschicht und damit Konzentration beitragen, sind diese Stationen essenziell.

Das Lidar an Bord der Falcon diente u. a. dazu, aus Flughöhen oberhalb der Vulkanasche die Höhe der Schicht zu bestimmen. Während des Fluges ist auch ein erster qualitativer Eindruck der optischen Dicke ($\tau = \int_h \alpha(r) \cdot dr$ mit Schichtdicke h , Extinktionskoeffizient α , Entfernung r) möglich. Falls ein Einfliegen als unkritisch galt, ließen sich die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der Aerosolpartikel durch in-situ-Sensoren vermessen. Aus der Kombination von Lidar-Messungen vom Flugzeug und Bodenstationen, den Labormessungen von Dichte, Absorption und Brechungsindex der gesammelten Teilchen und den mit in-situ-Sensoren gemessenen Größenverteilungen der Aerosole wurde die Konzentration in der Ascheschicht ermittelt [10].

Die größte Unsicherheit bei der Vorhersage der Konzentration von Vulkanasche-Schichten besteht darin, die Quellenstärke (in kg/s) des Vulkans zu bestimmen. Diese ist zeitlich variabel und kann selbst in-

nerhalb von Stunden um einige Vielfache schwanken. Zudem lässt sich diese nur mit großen Unsicherheiten mittels empirischer Zusammenhänge aus der Höhe H der Aschewolke am Vulkan abschätzen, wobei die Quellenstärke mit etwa H^4 ansteigt. Am 2. Mai 2010 gelang es während eines Fluges von Island nach Schottland, die Quellenstärke mittels Lidar und in-situ-Messungen erstmals unabhängig zu bestimmen (Abb. 4). Bei der verwendeten Lidar-Wellenlänge von 2 µm ist vor allem Mie-Streuung an Partikeln in der Größenordnung der Wellenlänge (Durchmesser $D \geq \lambda/4$) für die zurückgestreuten Photonen verantwortlich.

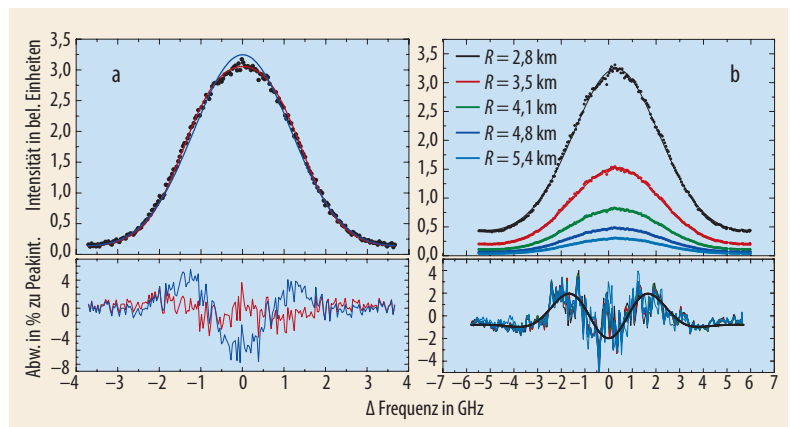
Die Quellenstärke ließ sich aus in-situ- und Lidar-Messungen während eines Einfluges in die Aschewolke in einer Entfernung von 450 km abschätzen. Aus der Partikel-Größenverteilung leitet sich die mittlere Konzentration von 0,2 mg/m³ (mit Maximalwerten bis 0,8 mg/m³) ab. Die horizontale und vertikale Ausdehnung der Ascheschicht sowie die Windgeschwindigkeit aus dem Lidar ergaben einen Massenstrom von 500 kg/s (mit einer Unsicherheit von 240 – 1600 kg/s). Gemäß Modellrechnungen war die Vulkanaktivität in der Anfangsphase am 14. und 15. April 50-mal höher [10]. Dieses Beispiel verdeutlicht auch die Komplementarität von in-situ- und Lidar-Methoden, wie sie oft bei Experimenten für die Atmosphärenforschung zum Einsatz kommen.

Während Flugexperimente meist zur Untersuchung von Prozessen in der Atmosphäre dienen, sind Satelliten unverzichtbar, um die Atmosphäre auf globaler Skala über längere Zeiträume zu beobachten.

Lidar auf einem Satelliten

Für Ende 2015 ist der Start eines Satelliten geplant, an dessen Bord erstmals ein Lidar die Windgeschwindigkeit bis in Höhen von 30 km messen soll [3, 13]. Die europäische Weltraumorganisation ESA hat die Mission ausgewählt, weil sie deutlich bessere Wettervorhersagen verspricht. Zusammen mit Druck, Temperatur und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre ist der Windvektor eine Basisgröße für die Beschreibung des Atmosphärenzustands in numerischen Modellen zur Wettervorhersage. Dabei kommt der Windgeschwindigkeit als Funktion der Höhe – dem vertikalen

Abb. 3 Das im Labor vermessene Rayleigh-Brillouin-Spektrum ($\lambda = 366$ nm, $p = 500$ hPa, $T = 296$ K, $\theta = 90^\circ$, Punkte) stimmt gut mit dem Tenti-Modell (rot, a) überein, weicht jedoch deutlich von einer Gauß-Kurve ab (blau, a). Auch die in der Atmosphäre gemessenen Spektren ($\lambda = 355$ nm, $p = 720$ hPa, $T = 260$ K, $\theta = 180^\circ$, Punkte) zeigen Abweichungen zur Gauß-Kurve (b). Zur Messung der Spektren wurde der Laserstrahl horizontal ausgesandt und das zurückgestreute Licht entfernungs aufgelöst über eine Länge von $\Delta R = 630$ m integriert. Die Abweichungen lassen sich deutlicher in den unten abgebildeten Residuen erkennen. Die charakteristische Abweichung zur Gauß-Kurve wird durch das Tenti-Modell beschrieben (schwarze Linie, b).



Windprofil – eine entscheidende Bedeutung zu. Im Gegensatz zu vertikalen Profilen von Temperatur und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, die Satellitensensoren schon heute global erfassen, mag es verwundern, dass die Windgeschwindigkeit bislang nur unzureichend gemessen wird und für die WMO (World Meteorological Organization) an erster Stelle für zukünftige Satellitenbeobachtungen steht [4].

Für die Wettervorhersage ist insbesondere die Windgeschwindigkeit in einer Höhe von 8 bis 15 km der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre von Bedeutung. Hier treten oft ausgeprägte Maxima von teilweise über 50 m/s auf – die „Jet Streams“, die auch der Flugverkehr nutzt. Da die Windgeschwindigkeit stark von der Höhe abhängt, muss ein Satelliteninstrument eine gute Höhenzuordnung leisten, wie es mit Lidar möglich ist. Aus der Notwendigkeit, globale Messungen auch in wolkenfreien Gebieten durchzuführen, scheiden Radar-Instrumente aus, die wegen ihrer größeren Wellenlänge als optische Instrumente auf Rückstreuung an Wolken- oder Niederschlagspartikeln beruhen. Für Höhen bis etwa 3 km und für Wolken eignet sich die Mie-Streuung an Aerosol- und Wolkenpartikeln für ein Lidar. Da sich in dem relevanten Höhenbereich von 8 bis 15 km nur wenige Aerosolpartikel befinden, wird die Rayleigh-Brillouin-Streuung an Stickstoff- und Sauerstoff-Molekülen genutzt.

Der Doppler-Effekt erlaubt es, die Windgeschwindigkeit direkt zu messen. Dabei wird ausgenutzt, dass sich die Frequenz f_0 der ausgesandten Laserstrahlung durch Streuung an bewegten Luftpartikeln verändert. Die Frequenzänderung Δf ist direkt proportional zum Verhältnis der Geschwindigkeit v des streuenden Partikels zur Lichtgeschwindigkeit c mit $\Delta f = 2 \cdot f_0 \cdot (v/c)$. Der Faktor 2 rührt aus der Tatsache, dass die Strahlung

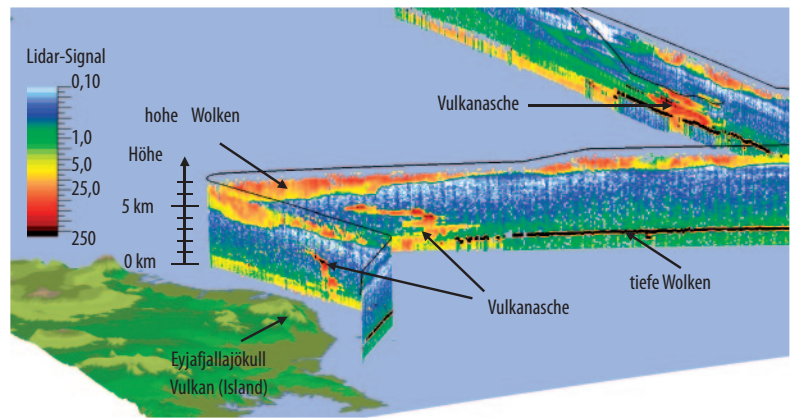


Abb. 4 Lidar-Messungen vom Flugzeug ermöglichen es, die Ausdehnung und Höhe der Vulkanasche-Schichten aus sicherer Entfernung zu bestimmen, bevor diese bei einem Einflug mit in-situ-Sensoren in 450 km Entfernung charakteri-

siert werden. Die zurückgestreute Leistung (farbkodierte logarithmische Skala) ist entlang eines Vertikalschnitts unterhalb des Flugweges (schwarz) dargestellt. Die Aschewolke ist bis zu 4 km hoch.

zweimal eine Frequenzverschiebung aufgrund des Doppler-Effektes erfährt: Zum einen sieht das Luftpartikel als bewegter Empfänger eine einfach verschobene Frequenz. Zum anderen erfährt das gestreute Licht des bewegten Luftpartikels eine zweite Frequenzverschiebung relativ zum Lidar-Instrument als ruhender Empfänger. Für die Doppler-Verschiebung ist nur die relative Bewegung von Empfänger und Sender entlang der Strahlachse relevant – bewegt sich das Luftpartikel senkrecht zur Ausbreitungsrichtung des Laserstrahls, tritt keine Frequenzverschiebung auf. Die Windgeschwindigkeit ergibt sich aus der mittleren Bewegung von Aerosolen und Wolkenpartikeln oder Molekülen. Aufgrund der geringen thermischen Bewegung der Aerosole und Wolkenpartikel ist die spektrale Bandbreite des zurückgestreuten Signals um zwei Größen-

RAYLEIGH-BRILLOUIN-STREUUNG

Seit mehr als 100 Jahren ist bekannt, dass der Himmel aufgrund der Streuung von Licht an Luftmolekülen blau ist [9]. Da diese Rayleigh-Streuung mit λ^{-4} von der Wellenlänge λ des gestreuten Lichts abhängt, wird blaues Licht stärker gestreut als rotes (\sim Faktor 4,5). Dass bei diesem Prozess auch die sog. Brillouin-Streuung an Schallwellen eine Rolle spielt, ist weniger bekannt. Die thermische Bewegung der Luftmoleküle sorgt für statistisch verteilte Dichtefluktuationen, deren periodische Anteile nichts anderes sind als eine Schallwelle. Der Brechungsindex hängt in einem Medium von dessen Dichte ab, daher wirken die Schallwellen wie ein Gitter, an dem Licht durch Bragg-Reflexion unter dem Winkel θ gestreut wird (Abb. i). Da sich die Schallwelle mit der Geschwindigkeit c_s im Medium ausbreitet, ist das gestreute Licht durch den Doppler-Effekt um die Frequenz $\pm \Delta f_B$ verschoben ($\Delta f_B = 2 \cdot c_s / \lambda \cdot \sin(\theta/2)$).

In Gasen hängt der Anteil der Brillouin-Streuung von der Dichte ab. In dünnen Gasen ($p \ll 1$ bar) können sich die Moleküle nahezu ungestört und ohne Kollisionen bewegen.

Aufgrund der daraus resultierenden Geschwindigkeitsverteilung (eindimensionale Maxwell-Boltzmann-Verteilung) ist das Spektrum des Streulichts gaußförmig (rot, Abb. ii). Bei $p \gg 1$ bar kann man das Gas als Kontinuum betrachten. Die Dichtefluktuationen lassen sich mittels Navier-Stokes-Gleichungen berechnen und das Rayleigh-Brillouin-Spektrum durch drei Lorentz-Funktionen beschreiben, wobei die äußeren Maxima um Δf_B verschoben sind (schwarz, Abb. ii). Der für Lidarmessungen in der Atmosphäre interessante Druckbereich markiert einen nicht-gaußförmigen Übergangsbereich (blau, Abb. ii), dessen theoretische Beschreibung die Lösung der Boltzmann-Transportgleichung für Dichtefluktuationen erfordert. Da diese Gleichung für molekulare Gase keine analytische Lösung besitzt, sind Modelle gefragt. Das genaueste Modell hierfür ist das Tenti-Modell [5], welches aus bekannten makroskopischen Gas-Transportgrößen die mikroskopische Dynamik im Gas und damit die Dichtefluktuationen ableitet. Daraus resultiert das Rayleigh-Brillouin-Spektrum des Streulichts.

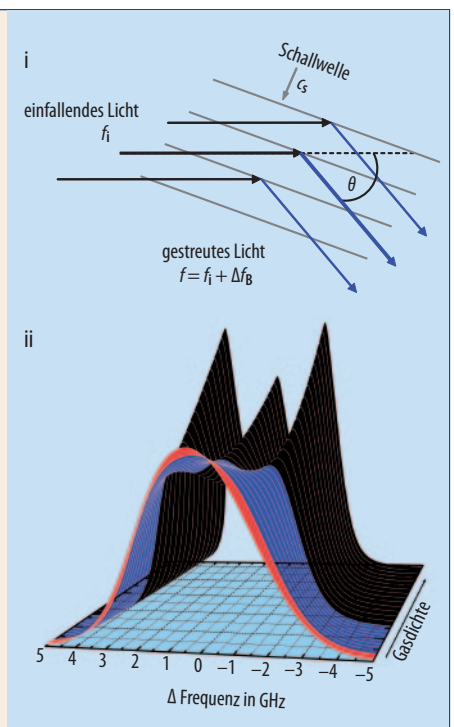




Abb. 5 Die ADM-Aeolus-Lidar-Mission wird auf einem polarumlaufenden Satelliten erstmalig Windprofile bis in Höhen von 30 km messen.

ordnungen geringer als bei der Streuung an Molekülen. Daher kommen zwei verschiedene Methoden zur Messung der Doppler-Verschiebung zum Einsatz. Für die spektral schmalbandige Mie-Streuung wird meist der sog. Überlagerungsempfang benutzt. Dies geschieht bei Wellenlängen im infraroten Spektralbereich, um die spektral breitbandige Rayleigh-Brillouin-Streuung und die Hintergrundstrahlung (solar, thermisch) gering zu halten. Üblich sind dabei Wellenlängen von 1,5, 1,6 oder 2 μm , da diese augensicher sind und schmalbandige Faser- und Festkörperlaser zur Verfügung stehen. Ein Wind-Lidar nach diesem Prinzip bei einer Wellenlänge von 2 μm kam 2010 bei den Vulkanascheflügen zum Einsatz.

Interferometrische Verfahren oder Filter dienen dazu, die Doppler-Verschiebung aus der Molekülrückstreuung zu bestimmen. Da der Streuquerschnitt der Rayleigh-Streuung mit λ^{-4} ansteigt, sind Wellenlängen im UV-Bereich bevorzugt, z. B. von einem frequenzverdreifachten Nd:YAG-Laser bei 355 nm. Noch kürzere Wellenlängen führen zwar zu einer höheren Rayleigh-Streuung, würden aber zunehmend vom stratosphärischen Ozon absorbiert werden.

Für ein Doppler-Lidar ergeben sich damit einige technologische Herausforderungen. Die relative Frequenz- oder Wellenlängenänderung ist bei typischen Windgeschwindigkeiten in der Atmosphäre nur 10^{-7} bis 10^{-8} . Bei 355 nm liegen daher die Änderungen der Wellenlänge oder Frequenz bei 2,4 fm oder 5,6 MHz pro 1 m/s. Dies erfordert eine hohe Frequenzstabilität des Lasers und eine hohe Auflösung und Stabilität des optischen Empfängers. Bei der Windmessung gilt es zudem, die Frequenzverschiebung des ausgesandten Laserpulses mit einer Genauigkeit von 1 – 2 m/s aus der Spektrallinie mit einer Breite von 580 – 700 m/s (Halbwertsbreite für 210 bis 310 K) zu bestimmen, was ein entsprechend hohes Signal-zu-Rausch-Verhältnis erfordert. Da die zurückgestreute Leistung mit dem Entfernungsquadrat abnimmt, sind die empfangenen Signale bei einem Satelliten-Lidar sehr gering. Dies schließt ihren Einsatz auf geostationären Satellitenorbits bei 35 800 km bislang aus und beschränkt ihn auf polarumlaufende Orbits bei Höhen von 400 bis 800 km. Ein satellitengetragener Doppler-Lidar bewegt sich zudem mit bis zu 7,5 km/s. Um eine daraus resultierende Doppler-Verschiebung zu vermeiden, wird

der Laserstrahl senkrecht zur Bewegungsrichtung des Satelliten ausgestrahlt.

Die weltweit erste Doppler-Lidar-Satellitenmission ADM-Aeolus (Atmospheric Dynamics Mission-Aeolus) wird eine Komponente des Windgeschwindigkeitsvektors mit einer Höhenauflösung zwischen 250 m und 2 km vom Erdboden bis in 30 km Höhe mit einer Präzision von 1 bis 2 m/s und Genauigkeit von besser als 0,5 m/s vermessen [13]. Als Strahlquelle kommt ein frequenzstabilisierter und -verdreifachter Nd:YAG-Laser zum Einsatz, der Pulse von 30 ns mit Energien von 100 mJ bei einer Wiederholrate von 50 Hz erzeugt. Die Entwicklung geeigneter Optiken und Beschichtungen insbesondere für die UV-Wellenlängen mit ausreichend hohen Zerstörschwellen und Langlebigkeit im Vakuumbetrieb war technologisches Neuland für einen weltraumqualifizierten Laser.

Die zurückgestreuten Photonen aus der Atmosphäre werden mit einem Cassegrain-Teleskop von 1,5 m Durchmesser gesammelt und durch zwei optische Empfangskanäle für Streuung an Molekülen und Aerosolen analysiert, die aufgrund ihrer spektralen Bandbreite getrennt werden. Zur Analyse der spektral breitbandigen Molekülstreuung dienen zwei Fabry-Pérot-Interferometer, die als spektrale Filter in die Flanken der Spektrallinie platziert sind, sodass sich bei einer Doppler-Frequenzverschiebung die transmittierte Intensität durch die Filter unterschiedlich ändert. Ein Fizeau-Interferometer bildet die spektral schmalbandige Mie-Streuung an Aerosolen und Wolkenpartikeln auf einen CCD-Detektor ab. Aus der räumlichen Änderung der Position der maximalen Interferenz lässt sich die Frequenzverschiebung ableiten. Ein am DLR aufgebauter Flugzeug-Prototyp des Satelliten-Instrumentes wurde mit einem Wind-Lidar (Wellenlänge: 2 μm) als Referenzinstrument validiert. Diese Flugkampagnen dienten auch dazu, Algorithmen für die Ableitung der Windgeschwindigkeit zu entwickeln und mit realen Atmosphärensignalen zu testen [14].

Perspektiven für Lidar im All

Schon 1994 wurde ein Lidar auf einer Space-Shuttle-Mission für fast zwei Wochen betrieben. Aber erst 2003 startete die NASA die Satelliten-Lidar-Mission ICESAT. Seit 2006 trägt die NASA-Mission CALIPSO wesentlich dazu bei, atmosphärische Aerosolschichten und Wolken besser zu charakterisieren und ihre Rolle im Klimasystem zu verstehen. Das Wind-Lidar auf ADM-Aeolus wird das erste europäische, satellitengetragene Lidar für die Erdbeobachtung sein, darauf folgt die europäisch-japanische Mission EarthCARE, die ein Lidar, Doppler-Radar und zwei passive Instrumente kombinieren soll [3]. Mittels aktiver Fernerkundung der Erde und ihrer Atmosphäre mit Lasern sind zahlreiche Atmosphärenparameter (Wind, Temperatur), Spurengase (Wasserdampf, Treibhausgase wie Kohlendioxid und Methan) und Partikel (Aerosole und Wolken) sowie ihre Höhenverteilung zugänglich. An satelli-

tengetragenen Lidar-Instrumenten für die Messung von Treibhausgasen wie Kohlendioxid und Methan wird weltweit gearbeitet [15]. Der deutsch-französische Kleinsatellit MERLIN, soll ein Lidar zur Messung von säulenintegrierten Methankonzentrationen tragen und es damit ermöglichen, Quellen und Senken dieses Treibhausgases zu quantifizieren [3]. Die Konzentration von Methan in der Atmosphäre hat sich seit 1750 auf den Wert von 1,8 ppm mehr als verdoppelt. Zudem trägt Methan pro Masseneinheit über einen Zeitraum von 100 Jahren etwa 28-mal mehr zum Treibhauseffekt bei als Kohlendioxid. Da enorme Mengen an Kohlenstoff in den nördlichen Permafrostgebieten gespeichert sind, die beim Auftauen unter anaeroben Bedingungen Methan freisetzen, kann diese positive Rückkopplung die Erwärmung der Atmosphäre weiter verstärken. Fernerkundung mit Satelliten ist heute unverzichtbar, um die Veränderungen der Land-, Ozean- und Eisoberflächen und der Atmosphäre global zu erfassen. Lidar-Instrumente werden dabei in Zukunft eine zunehmende Rolle spielen, die Prozesse in einem veränderlichen Klima dreidimensional mit hoher Genauigkeit zu charakterisieren und zu verstehen.

Literatur

[1] G. Fiocco und L. D. Smullin, *Nature* **199**, 1275 (1963)
 [2] C. Weitkamp (Hrsg.), *Lidar – Range Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, Springer, New York (2004)
 [3] U. Schumann (Hrsg.), *Atmospheric Physics – Background, Methods, Trends*, Springer, Berlin (2012)
 [4] P. Köpke und M. Sachweh (Hrsg.): *Satellitenmeteorologie*, Ulmer UTB, Stuttgart (2012)
 [5] G. Tenti, C. D. Boley und R. C. Desai, *Can. J. Phys.* **52**, 285 (1974)
 [6] A. T. Young, *Appl. Opt.* **20**, 533 (1981)
 [7] B. Witschas et al., *Appl. Opt.* **49**, 4217 (2010)
 [8] B. Witschas, Ch. Lemmerz und O. Reitebuch, *Appl. Opt.* **51**, 6207 (2012)
 [9] Lord Rayleigh, *Philos. Mag.* **47**, 375 (1899)
 [10] U. Schumann et al., *Atmos. Chem. Phys.* **11**, 2245 (2011)
 [11] B. Weinzierl et al., *Physics and Chem. Earth* **45**, 87 (2012)
 [12] A. Ansmann et al., *Geophys. Res. Lett.* **37**, L13810 (2010)
 [13] European Space Agency ESA, *ADM-Aeolus Science Report*. ESA SP-1311, Noordwijk (2008)
 [14] O. Reitebuch et al., *J. Atmos. Ocean. Tech.* **26**, 2501 (2009)
 [15] G. Ehret et al., *Appl. Phys. B* **90**, 593 (2008)

DIE AUTOREN

Oliver Reitebuch (FV Umweltphysik) promovierte am Fraunhofer Institut für atmosphärische Umweltforschung



und an der Uni Regensburg. Seit 1999 arbeitet er beim DLR in Oberpfaffenhofen und entwickelt Lidar-Instrumente für die Atmosphärenforschung. Er ist Mitglied eines Experten-Ausschusses der ESA für die Mission ADM-Aeolus und hält Vorlesungen an der Uni Innsbruck zur Fernerkundung.

Benjamin Witschas studierte technische Physik an der Hochschule München und promovierte über Rayleigh-Brillouin-Streuung für Lidar-Anwendungen am DLR und an der Uni Jena. Derzeit beschäftigt er sich als Post-Doc am DLR mit Lidar-Anwendungen zur Windmessung und mit der Entwicklung von Methoden für die Temperaturmessung.