

Leuchtende Nachtwolken und polare Mesosphärenechos

Geladene Eisteilchen verursachen faszinierende Phänomene in den kältesten Schichten der Erdatmosphäre

Franz-Josef Lübken

Im Sommer bilden sich an der kältesten Stelle der Erdatmosphäre, nämlich in rund 90 Kilometer Höhe in mittleren und polaren Breiten, Eisteilchen, die für so genannte „leuchtende Nachtwolken“ verantwortlich sind. Aus der gleichen Höhe werden auch starke Radarechos, die „polaren Mesosphärenechos“, empfangen. Erst in den letzten Jahren ist es mit raketens- und bodengestützten Messverfahren gelungen, diese Phänomene, die eng miteinander verknüpft sind, zu verstehen.

Die Existenz der Atmosphäre ist in vielfältiger Hinsicht eine Voraussetzung für das Leben auf der Erde. Dies betrifft zunächst die als „Wetter“ erfahrbaren direkten Umwelteinflüsse, aber auch den Schutz vor extraterrestrischer elektromagnetischer und korpuskularer Strahlung, die in den oberen Schichten der Erdatmosphäre absorbiert werden. So ist zum Beispiel seit den 80er Jahren auch in der breiten Öffentlichkeit bekannt, dass die Ozonschicht der Stratosphäre energiereiche Strahlung im ultravioletten Bereich des Sonnenspektrums absorbiert. Die noch energiereichere Strahlung der Sonne wechselwirkt mit der Atmosphäre dagegen in noch höheren Schichten, nämlich in der Mesosphäre und Thermosphäre (siehe unten). Absorption und Emission elektromagnetischer Strahlung ist nur ein Beispiel für die Kopplung der verschiedenen Atmosphärenschichten untereinander. Ein vollständiges Verständnis der terrestrischen Atmosphäre ist erst dann erreicht, wenn man die wichtigsten physikalischen und chemischen Prozesse in möglichst allen Höhenbereichen erforscht hat und die Kopplungsmechanismen der Schichten untereinander bekannt sind. Davon sind wir zurzeit noch weit entfernt.

Die Erdatmosphäre wird üblicherweise nach ihrem Temperaturprofil unterteilt (Abb. 1). Oberhalb der Troposphäre (bis ca. 10–15 km), in der die Temperatur mit der Höhe abnimmt, erstreckt sich die Stratosphäre mit positivem (oder geringfügig negativem) Temperaturgradienten bis etwa 50 km. In der Mesosphäre (ca. 50–100 km) nimmt die Temperatur mit der Höhe ab und erreicht an der Mesopause den niedrigsten Wert. Darüber erstreckt sich die Thermosphäre, in der Temperaturen von mehreren tausend Kelvin erreicht werden. Die hier genannten Schichten kommen in der gesamten Atmosphäre vor, allerdings hängen die Höhen



und Temperaturen u. a. von der geographischen Breite und von der Jahreszeit ab.

Eine der grundlegenden Aufgaben der Atmosphärenphysik besteht darin, die verschiedenen Beiträge zur Impuls- und Energiebilanz der Atmosphäre zu erforschen und somit die physikalischen Prozesse, die zur beobachteten Temperaturstruktur führen, zu ergründen. Im globalen Mittel lässt sich die obere Atmosphäre gut durch ein Strahlungsgleichgewicht beschreiben, d. h. die Energiezufuhr aufgrund der Absorption solarer Strahlung durch O_2 und O_3 bei Wellenlängen kleiner als etwa 310 nm wird kompensiert durch Abstrahlung von infrarot-aktiven Gasen, insbesondere von CO_2 und O_3 [1, 2]. Ferner wird die von der Erdoberfläche emittierte IR-Strahlung durch diese Schichten in den Weltraum geleitet. Lokal weicht die Atmosphäre dagegen teilweise dramatisch vom Strahlungsgleichgewicht ab (siehe unten). Die hierfür ausschlaggebenden Prozesse sind adiabatische Aufheizung (bzw. Abkühlung) bei abwärts (aufwärts) gerichteten Luftbewegungen, exothermische chemische Prozesse, Wärmeleitung, sowie die Dissipation von Bewegungsenergie durch Turbulenz. Daneben gibt es noch weitere Beiträge zur Energiebilanz der Atmosphäre, die aber nur in Ausnahmefällen von Bedeutung sind, wie z. B. die Dissipation von elektrischen Strömen in der Ionosphäre. Die Impuls- und Energiebilanz korrekt zu beschreiben wird dadurch erschwert, dass die verschiedenen Höhen-schichten durch eine Reihe von Mechanismen miteinander gekoppelt sind, z. B. durch sog. Schwerewellen (siehe Infokasten „Schwerewellen“).

Wie im nächsten Abschnitt erläutert, ist der Höhenbereich der oberen Mesosphäre/unteren Thermosphäre

Foto einer leuchtenden Nachtwolke über Kühlungsborn (54°N), aufgenommen in der Nacht vom 9. auf den 10. Juli 1997 um 01:00 GMT. Die Wolke hebt sich als bläulich-silberne Erscheinung vom Nachthimmel ab. Sie wird von der Sonne beleuchtet, die zu diesem Zeitpunkt etwa 11° unter dem Horizont stand.

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken, Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik, Schlossstraße 6, 18225 Kühlungsborn

(OMUT) in vielerlei Hinsicht besonders. Ein möglichst gutes Verständnis der OMUT ist für die gesamte Atmosphäre wichtig. Abgesehen von der erwähnten Kopplung von „unten“ nach „oben“ durch Schwerewellen können chemische und physikalische Prozesse in der OMUT (z. B. Impulsdeposition) auch tiefer liegende Schichten beeinflussen („downward control“). Aufgrund der Kopplung an die Troposphäre/Stratosphäre und der um mehrere Größenordnungen niedrigeren Massendichte reagiert die OMUT empfindlich auf Änderungen in den unteren Schichten, d. h. man kann in diesen Höhen langfristige Variationen vermutlich einfacher nachweisen.

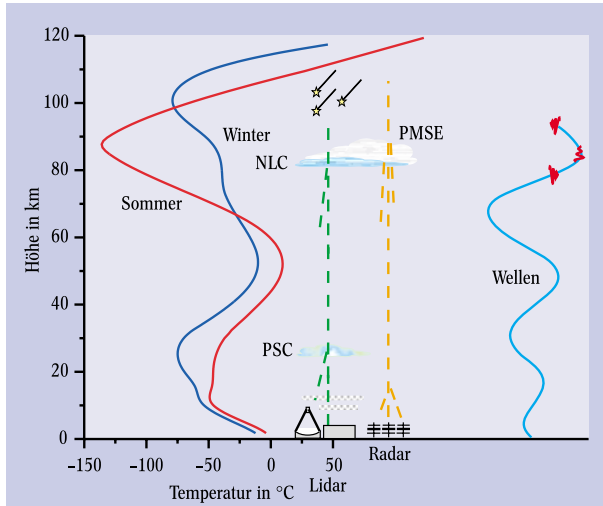


Abb. 1: Die Temperaturstruktur der Erdatmosphäre in polaren Breiten im Sommer (rot) und im Winter (blau). An der kältesten Stelle, im Sommer bei etwa 90 km, bilden sich Eisteilchen, die man mit bloßem Auge oder mit modernen Lasermethoden nachweisen kann („leuchtende Nachtwolken“, NLC). Aus dem gleichen Bereich werden sehr starke Radarechos empfangen, die als „polare Mesosphärenerechos“ (PMSE) bezeichnet werden. Die Temperatur in diesen Höhen ist im Sommer um bis zu 70 Grad niedriger als im Winter, was auf dynamische Prozesse zurückzuführen ist, die durch die Anregung, Ausbreitung und Dissipation von Schwerewellen verursacht werden.

Einer der Besonderheiten der OMUT liegt in ihrer thermischen Struktur. So ist die polare Mesopause im Sommer in einer Höhe von ca. 90 km mit Temperaturen von ca. 130 K die kälteste Stelle der gesamten Atmosphäre, während es in gleichen Höhen im Winter um bis zu 70 Grad wärmer ist. Dies steht im offensichtlichen Gegensatz zu den durch Strahlung bestimmten Temperaturen, wonach man „kalte“ Winter und „warme“ Sommer erwarten würde. Die allgemein akzeptierte Erklärung dieses merkwürdigen Phänomens besteht darin, dass in der Troposphäre Schwerewellen angeregt werden, die sich in die obere Atmosphäre ausbreiten, dort absorbiert oder instabil werden und somit Impuls und Energie deponieren. Aufgrund der Impulsdeposition (Reibung) wird eine großskalige Zirkulation entlang der Längengrade (meridional) induziert, die in Höhen oberhalb von etwa 50 km von der Sommer- zur Winterhemisphäre gerichtet ist. Wegen der Massenerhaltung führt dies zu aufwärts (bzw. abwärts) gerichteten Luftbewegungen im Sommer (Winter), die durch adiabatische Abkühlung (Aufheizung) die niedrigen (hohen) Temperaturen verursachen [3]. Eine vertikale Auslenkung eines Luftpaketes führt wegen des mit der Höhe abnehmenden Luftdrucks nämlich zu einer Temperaturänderung entsprechend dem adiabatischen

Temperaturgradienten ($\Gamma = g/c_p \approx -10 \text{ K/km}$). Ein um 1 km nach oben ausgelenktes Luftpaket ist also um etwa 10 K kälter als an seinem Ursprungsort. Eine aufwärts gerichtete Luftbewegung von z. B. 1 cm/s (typisch für die Mesosphäre im Sommer) führt damit zu einer Abkühlung der Atmosphäre von etwa 9 Kelvin pro Tag, was im stationären Gleichgewicht durch entsprechende Aufheizungsmechanismen kompensiert werden muss. Einzelheiten der dynamischen Kontrolle der Temperatur in der OMUT sind allerdings nicht bekannt. So ist z. B. unsere Kenntnis über die Quellen der Schwerewellen sowie über deren Absorption und Dissipation in der oberen Atmosphäre noch sehr lückenhaft. Außerdem ist der Beitrag einiger wichtiger Energiequellen und -senken (z. B. Chemie, Turbulenz) nur in wenigen Spezialfällen bekannt.

Die Modellierung der OMUT wird u. a. dadurch erschwert, dass hier die mittlere freie Weglänge der Atome und Moleküle makroskopische Dimensionen erreicht, sodass sich die Beschreibung physikalischer Prozesse grundlegend ändert. So ist z. B. die turbulente Durchmischung oberhalb von etwa 100 km nicht mehr gewährleistet, wodurch sich das Mischungsverhältnis eines Spurengases mit der Höhe ändert. Ferner erreicht die Zeit zwischen zwei Molekül-Stößen die gleiche Größenordnung wie die Lebensdauer wichtiger Anregungszustände von infrarot-aktiven Gasen (z. B. CO_2), sodass das Strahlungsfeld nicht mehr im thermodynamischen Gleichgewicht mit der Bewegungsenergie der Moleküle der Umgebung ist. Außerdem finden die durch brechende Schwerewellen induzierten turbulenten Prozesse bei räumlichen und zeitlichen Skalen statt, die weit unterhalb der in Zirkulationsmodellen aufgelösten Strukturen liegen, sodass sie nur mit Hilfe von Parametrisierungen berücksichtigt werden können.

Messtechnisch ist die OMUT schwer zu erschließen, da in-situ-Messungen nur sporadisch mit Höhenforschungsraketen möglich sind, während Fernerkundungsmethoden vom Boden oder vom Satelliten durch geringe Signalstärken und (im Sommer) durch einen großen Strahlungshintergrund erschwert werden. Dies bedeutet u. a., dass selbst grundlegende Informationen über die thermische und dynamische Struktur der oberen Atmosphäre sehr spärlich sind und in einigen Brei-

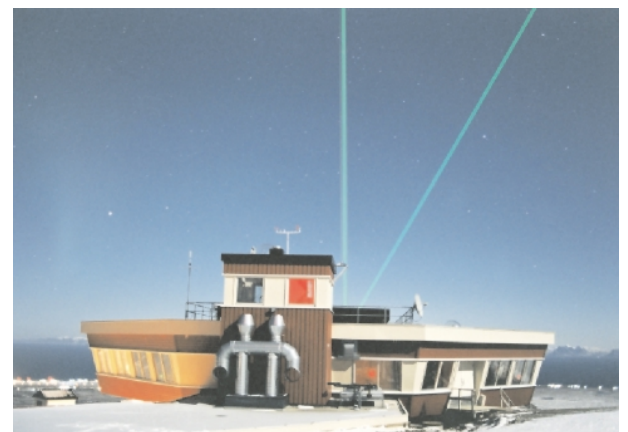


Abb. 2: In Nordnorwegen (69°N) befindet sich das moderne Observatorium ALOMAR (Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research). Hier werden u. a. Lidar-Beobachtungen von leuchtenden Nachtwolken und Radarmessungen von polaren Mesosphärenerechos durchgeführt. Das Observatorium befindet sich in unmittelbarer Nähe der „Andøya Rocket Range“, von dem aus Höhenforschungsraketen gestartet werden können (siehe www.rocketrange.no)

ten, z. B. in der Antarktis, erst seit kurzem vorliegen [4]. Angesichts dieser Schwierigkeiten ist es umso wichtiger, die per Fernerkundung beobachteten Signale korrekt zu interpretieren, um aus ihnen zuverlässig geophysikalisch relevante Aussagen ableiten zu können. Zu den auffälligsten bodengebundenen Erscheinungen in der OMUT gehören „leuchtende Nachtwolken“ und „polare Mesosphärenechos“. Wie im Folgenden erläutert wird, lassen sich aus deren Beobachtung Rückschlüsse auf die thermische und dynamische Struktur der oberen Atmosphäre ableiten.

Leuchtende Nachtwolken

Im Höhenbereich der sehr kalten Sommermesopause bilden sich in mittleren bis polaren Breiten Eisteilchen, die seit etwa 100 Jahren als so genannte „leuchtende Nachtwolken“ bekannt sind und in der Fachliteratur „noctilucent clouds“ (NLC) genannt werden [5]. Diese Bezeichnung rührt daher, dass man das an Eisteilchen gestreute Sonnenlicht mit bloßem Auge erkennen kann, allerdings wegen der geringen Intensität nur in der Morgen- bzw. Abenddämmerung (s. Foto auf S. 47). Der ideale Beobachtungsstandort liegt etwa zwischen dem 50. und 60. Grad nördlicher Breite, d. h. einerseits soweit nördlich, dass NLC überhaupt auftreten, andererseits soweit südlich, dass es im Sommer genügend dunkel wird. Seit einigen Jahren ist es möglich, diese NLC mit dem als „Lidar“ (light detecting and ranging) bezeichneten Fernerkundungsverfahren zu vermessen, und zwar auch in sehr hohen Breiten, also bei Tageslichtbedingungen [6]. Beim Lidar-Verfahren wird ein gepulster Laserstrahl in die Atmosphäre gesandt und aus den optischen Eigenschaften des rückgestreuten Signals (Intensität, Wellenlängenabhängigkeit, Polarisation, etc.) die Morphologie der Wolke sowie die mikrophysikalischen Eigenschaften der Eisteilchen abgeleitet. Die Höhe der NLC erhält man aus der Laufzeit der Photonen. Diese seit etwa 15 Jahren für die NLC-Forschung eingesetzte Technik hat völlig neuartige Messungen ermöglicht, u. a. an bis dahin nicht er-

schlossenen Standorten, wie z. B. in Nordnorwegen, auf Spitzbergen oder am Südpol (Abb. 2) [7–9].

Die beim Lidar-Verfahren verwendeten Wellenlängen liegen typischerweise im Bereich von 342–1024 nm, während die Radien der Eisteilchen (r_A) nicht größer sind als etwa 60–80 nm. Man kann also (jedenfalls für die kleineren Eisteilchen) die Theorie der Rayleigh-Streuung benutzen, wonach sich das Rückstreuungssignal dramatisch ($\sim r_A^6$) mit abnehmendem Teilchenradius verringert. In der Praxis gelingt es, NLC-Teilchen ab einer Größe von etwa 20 nm nachzuweisen. Vom Satelliten aus sind NLC unter günstigen Beobachtungsbedingungen ebenfalls nachweisbar und werden dann als PMC (polar mesosphere clouds) bezeichnet [10].

Aufgrund der sehr geringen Wasserdampfkonzentration von wenigen ppm erreicht man in der OMUT eine Übersättigung der Atmosphäre und die Bildung von Eisteilchen erst bei Temperaturen unterhalb von etwa 140–150 K. Gleichzeitige Lidar-Messungen von NLC und Temperaturmessungen mit Raketen haben gezeigt,

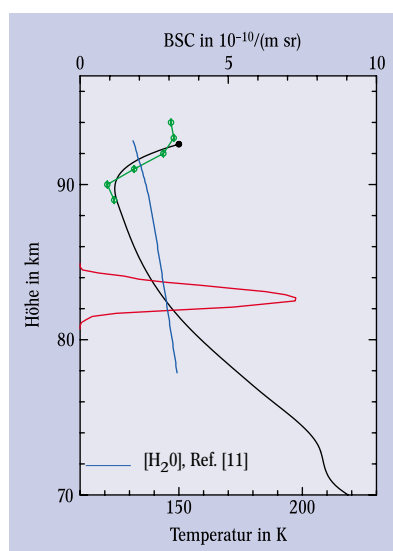


Abb. 3. Nachweis einer leuchtenden Nachtwolke (NLC, rot) mit einem Lidar (obere Skala) und gleichzeitige Messung eines Temperaturprofils (schwarz) mit einer raketengetragenen Methode in Spitzbergen (78°N) am 6. August 2001. Das NLC-Signal ist als Abweichung von der Rückstreuung der Hintergrundatmosphäre gezeigt (BSC = „backscatter coefficient“, siehe z. B. [8]). Die grüne Linie zeigt die mit einem Kalium-Lidar gemessenen Temperaturwerte. Die blaue Linie gibt die Frostpunkttemperatur an, wobei die Wasserdampfkonzentration aus einem Modell übernommen wurde [11]. Die NLC tritt im unteren Teil des Höhenbereichs mit Übersättigung auf.

Infokasten „Schwerewellen“

Wenn man ein Luftpaket aus seiner Ruhelage, die durch Druckgradienten- und Schwerkraft bestimmt ist, auslenkt, entstehen Auftriebskräfte, die zu einer Schwingung mit der so genannten Brunt-Väisälä-Frequenz ω_B führen:

$$\omega_B = \sqrt{\frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p} \right)}$$

T ist die Temperatur, g/c_p der adiabatische Temperaturgradient, g die Erdbeschleunigung und c_p die spezifische Wärme. Typische Perioden dieser Schwingung liegen im Bereich von 4–10 Minuten. Diese Schwingung bildet die Voraussetzung für die Erzeugung von sog. „Schwerewellen“, bei der sich i. A. die Luftpakete auf einer Ellipse um die Ruhelage bewegen. Solche Schwerewellen kön-

nen sich horizontal und vertikal ausbreiten und werden z. B. durch eine Wetterfront oder durch das Anströmen einer Gebirgsfront angeregt. Typische horizontale bzw. vertikale Wellenlängen liegen im Bereich von mehreren 100 bzw. von etwa 2–20 Kilometern. Eine Schwerewelle zeigt sich in praktisch allen Parametern der Atmosphäre, z. B. in der Dichte, Temperatur und Geschwindigkeit.

Unter einigen vereinfachenden Annahmen (z. B. ruhende Hintergrundatmosphäre) lässt sich folgende Dispersionsrelation durch Kombination von Bewegungsgleichungen, Kontinuitätsgleichung und Adiabattengleichung ableiten (siehe z. B. [1]):

$$m^2 = k^2 \left(\frac{\omega_B^2}{\omega^2} - 1 \right)$$

(m , k : vertikale und horizontale Wellenzahl; ω : Kreisfrequenz der Welle). Für $m \ll k$ (d. h. die vertikale Wellenlänge ist groß im Vergleich zur horizontalen Wellenlänge) reduziert sich diese Gleichung auf $\omega = \omega_B$.

Die Phasen- und Gruppengeschwindigkeit der Welle stehen senkrecht aufeinander, und die Energie breitet sich in der Regel nach oben aus. Die kinetische Energie der Welle ist proportional zu $\rho \cdot v'^2$ (ρ : Massendichte; v' : Störung der Geschwindigkeit). Da die Massendichte in der Atmosphäre gemäß $\rho \sim e^{-z/H}$ (H : Dichteskalenhöhe) mit der Höhe abnimmt, muss bei Energieerhaltung der Term v'^2 mit $e^{+z/H}$ anwachsen. Die Amplitude der Abweichung vom Mittelwert v' wächst also mit zunehmender Höhe proportional zu

$e^{z/2H}$. In der Troposphäre sind Schwerewellen aufgrund der sehr kleinen Amplitude (wenige zehntel Grad Kelvin) i. A. nicht nachweisbar. In der oberen Atmosphäre dagegen erreichen die Amplituden so große Werte, dass die Welle instabil und damit vernichtet wird. Ein alternativer Mechanismus zur Dissipation von Schwerewellen besteht darin, dass Schwerewellen in der Atmosphäre absorbiert werden, wenn ihre Phasengeschwindigkeit der Windgeschwindigkeit des Hintergrundwindes entspricht. Schwerewellen bilden den wichtigsten Kopplungsmechanismus zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre/Mesosphäre und sind Gegenstand zahlreicher experimenteller und theoretischer Untersuchungen.

dass NLC in der Tat im Höhenbereich mit Übersättigung auftreten, allerdings nicht an der Mesopause, sondern einige km tiefer (Abb. 3). Dies liegt daran, dass aufgrund von Wachstum, Sedimentation und Sublimation die Eisteilchen am unteren Rand des Höhenbereichs mit Übersättigung am größten sind und damit

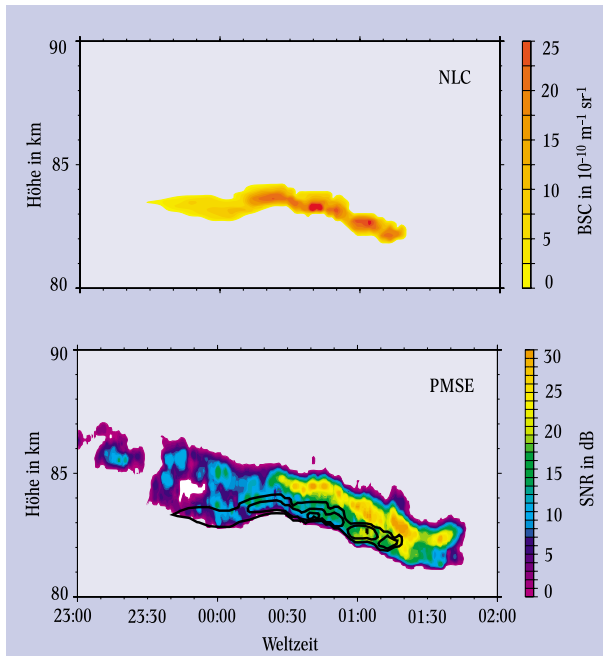


Abb. 4: Erste gleichzeitige Messung einer leuchtenden Nachtwolke (NLC) und eines polaren Mesosphärenechos am 30./31. Juli 1994 in Nordnorwegen [13]. Das NLC-Signal ist als Abweichung von der Rückstreuung der Hintergrundatmosphäre gezeigt. Die PMSE ist als Verhältnis vom Rückstreusignal zum Instrumentenrauschen (SNR) dargestellt. Die Kontur der NLC wurde im unteren Teilbild der PMSE überlagert. Man erkennt deutlich die große Korrelation zwischen beiden Phänomenen und dass die NLC nur im unteren Höhenbereich der PMSE auftritt.

das größte Rückstreusignal liefern. Leuchtende Nachtwolken sind also ein optisches Indiz für die sehr niedrigen Sommertemperaturen und lassen sich damit zur Überprüfung von Modellen heranziehen [12]. Man beobachtet übrigens eine Modulation der NLC-Häufigkeit mit dem solaren Zyklus, dessen Ursachen jedoch noch nicht vollständig aufgeklärt sind.

NLC haben in den vergangenen Jahren besondere Aufmerksamkeit erregt, da einige Wissenschaftler eine Zunahme ihrer Häufigkeit nachgewiesen haben wollen, was mit einer langfristigen Abnahme der Temperatur bzw. mit einer Zunahme von Wasserdampf erklärt wurde. Inzwischen musste dieses einfache Bild in mehrfacher Hinsicht korrigiert werden. So bestehen nach sorgfältiger Prüfung aller Beobachtungsdaten berechnete Zweifel daran, dass die NLC-Häufigkeit tatsächlich zugenommen hat. Außerdem hat ein Vergleich der allerersten Temperaturmessungen aus den 60er Jahren mit neueren Beobachtungen gezeigt, dass zumindest in der polaren Mesosphäre im Sommer kein signifikanter Trend festzustellen ist. In mittleren Breiten zeigen andere Messungen sehr wohl deutliche langzeitliche Variationen. Ein vollständiges Verständnis der unterschiedlichen experimentellen Befunde steht noch aus.

Polare Mesosphärenechos

Als man in den 80er Jahren VHF-Radars mit einer Frequenz von etwa 50 MHz in polaren Breiten aufbaute, erhielt man in der Sommersaison aus etwa 85 km sehr starke Rückstreuerechos, die seitdem als PMSE („polar mesosphere summer echoes“) bezeichnet werden. Ähnlich starke Echos waren bereits vorher sehr sporadisch in mittleren Breiten (Harz) entdeckt worden [13] und wurden später „MSE“ genannt. Inzwischen sind diese Echos bei anderen Frequenzen und an anderen Standorten beobachtet worden, allerdings nur in der Mesopausenregion im Sommer und polwärts von etwa 50 Grad. In der Mesosphäre ist der Brechungsindex für die Streuung von Radarstrahlen durch freie Elektronen bestimmt, die oberhalb von etwa 60–70 km vor allem aufgrund von Photoionisation durch die oben erwähnte energiereiche Strahlung der Sonne vorhanden sind, wenn auch nur in sehr geringer Konzentration (der relative Ionisierungsgrad beträgt in der Mesosphäre nur etwa 10^{-14} – 10^{-10}).

Die Schwierigkeit bei der Erklärung der PMSE bestand darin, einen Mechanismus zu finden, der Strukturen im Elektronengas erzeugt, die der Bragg-Skala ($\lambda/2$) der verwendeten Radarwellenlänge λ entsprechen, bei einem Radar mit 50 MHz also etwa 3 m. Außerdem musste die Erklärung dem experimentellen Befund Rechnung tragen, dass ein enger Zusammenhang zwischen PMSE und Eisteilchen besteht, was durch gleichzeitige Beobachtungen von NLC mit Lidars und von PMSE durch Radars eindrucksvoll belegt wurde [14]. Abbildung 4 zeigt eine NLC und eine PMSE, die am 30./31. Juli 1994 am gleichen Ort, nämlich auf ALOMAR (69°N) gemessen wurden. Man erkennt deutlich die sehr gute Korrelation zwischen beiden Phänomenen, wobei die NLC nur den unteren Bereich der PMSE abdeckt.

Die ersten Raketenmessungen in einer PMSE zeigten in der Tat eine Beeinflussung des Plasmas durch Eisteilchen, und zwar dadurch, dass ein Teil der ansonsten freien Elektronen auf Eisteilchen gebunden sind („bite-out“). Außerdem fand man in PMSE-Höhen praktisch immer kleinskalige Dichtefluktuationen im Plasma und damit die Ursache für die starken Radarechos. Allerdings war damit noch nicht geklärt, wie diese Fluktuationen erzeugt werden, und welche Rolle hierbei die geladenen Aerosole spielen. In den ersten Jahren nach der Entdeckung von PMSE wurden eine Reihe von parametrischen Studien und mikrophysikalischen Messungen und Modellrechnungen durchgeführt, um die Ursache für die ungewöhnlich starken Echos zu finden [15]. Eine konsistente Theorie der PMSE, die alle bekannten in-situ- und Fernerkundungsbeobachtungen erklärt, ist allerdings erst seit kurzem verfügbar [16]. Eine bereits früh vermutete Ursache für die Erzeugung von Fluktuationen im Plasma (und damit von PMSE) ist Neutralgasturbulenz. Turbulenz führt zu kleinskaligen Strukturen im Neutralgas, die aufgrund der hohen Stoßfrequenz von 10–100 kHz auf das Plasma übertragen werden. Quantitative Betrachtungen zeigten allerdings, dass man zur Erzeugung von sehr kleinen Strukturen von ca. 3 m unrealistisch große Turbulenzintensitäten bräuchte, die einer Aufheizung der Atmosphäre von mehreren hunderttausend Kelvin pro Tag entsprechen. Anders ausgedrückt: Selbst bei sehr starker Turbulenz sind die kleinsten im Neutralgas existierenden Strukturen nicht kleiner als etwa 20–50 m, also viel zu groß im Vergleich zu $\lambda/2$.

Allerdings weiß man aus der Turbulenztheorie, dass bei kleinen Skalen eine Entkopplung der Strukturen eines Spurenstoffes von den Geschwindigkeitsfluktuationen des Hintergrundgases stattfinden kann, wenn die Diffusivität des Spurenstoffes (D) deutlich kleiner ist als die kinematische Viskosität der „Flüssigkeit“ (ν). Das Verhältnis $Sc = \nu/D$, die so genannte Schmidt-Zahl, ist dann wesentlich größer als eins. In der oberen Mesosphäre wird diese Reduktion der Elektrondiffusivität durch das ambipolare elektrische Feld der geladenen Eisteilchen bewirkt. Dies bedeutet, dass das Vorhandensein von (geladenen) Eisteilchen eine notwendige Voraussetzung von PMSE ist, wodurch die enge Korrelation zwischen PMSE und NLC erklärt ist. Theoretische Analysen zeigen, dass die PMSE vom Quadrat des Teilchenradius und von der Ladung der Eisteilchen abhängt. Dies erklärt, weshalb man in Abb. 5 eine PMSE auch oberhalb der NLC beobachtet, denn hier haben die Teilchen vermutlich einen Radius von nur 5–10 nm, sind also groß genug, um PMSE zu erzeugen, aber zu klein, um mit dem Lidar nachweisbar zu sein. Man kann die Reduktion der Diffusivität und die Entkopplung der Irregularitäten bei kleinen Skalen auch direkt nachweisen. Abbildung 5 zeigt Spektren von Fluktuationen der Elektronen- bzw. Neutralgas-Teilchenzahl-dichte, die aus raketengetragenen Messungen während einer PMSE abgeleitet sind. In der Tat gibt es bei kleinen Skalen (kleiner als etwa 30–50 m) Fluktuationen im Elektronengas, die im Neutralgas nicht mehr auftreten. Aus dem Vergleich der Spektren ergibt sich eine Schmidt-Zahl von $Sc \sim 420$. Dieser Wert stimmt sehr gut mit dem aus Teilcheneigenschaften berechneten Wert für Sc überein, wodurch die oben ausgeführte Erklärung von PMSE eindrucksvoll bestätigt wird.

Die bis hierher skizzierte Theorie der PMSE hat immer noch einen Schönheitsfehler: In-situ-Messungen haben nämlich gezeigt, dass besonders im unteren Teil der PMSE gelegentlich keine Neutralgasturbulenz vor-

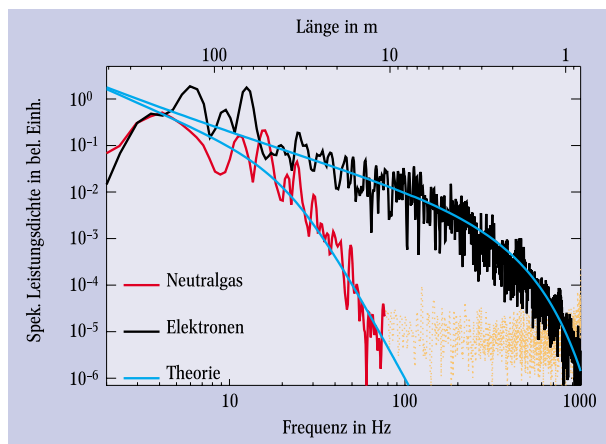


Abb. 5: Spektren von Dichtefluktuationen im Elektronengas (schwarz) bzw. im Neutralgas (rot). Die Spektren wurden mit raketenge-tragenen Instrumenten, die in unmittelbarer Nähe von ALO-MAR während einer PMSE gestartet wurden, gemessen. Die blauen Linien zeigen theoretische Spektren mit $Sc=1$ (Neutralgas) bzw. $Sc=420$ (Elektronengas). Man erkennt deutlich die Entkopplung der Spektren bei kleinen Längenskalen, was durch die Reduktion der Elektrondiffusivität verursacht wird. Bei den für PMSE relevanten Skalen ($\lambda/2 = 3$ m) ist die spektrale Leistungsdichte im Elektronengas noch groß, während sie im Neutralgasspektrum aufgrund der Viskosität praktisch nicht mehr vorhanden ist. Das Spektrum der Neutralgasdichtefluktuationen bei Frequenzen größer als ca. 100 Hz ist durch Instrumentenrauschen bestimmt.

handen ist, womit die obige Erklärung zunächst hinfällig zu sein scheint [17]. Die Lösung dieses Problems liegt in der zeitlichen Entkopplung von Neutralgasturbulenz und Plasmafluktuationen, die verursacht wird durch die Zeitkonstante der Diffusion von Irregularitäten im geladenen Plasma mit Elektronen, positiven Ionen und negativ geladenen Eisteilchen. Ein entsprechendes Diffusionsmodell zeigt nämlich, dass Plasma-irregularitäten auch dann noch existieren können,

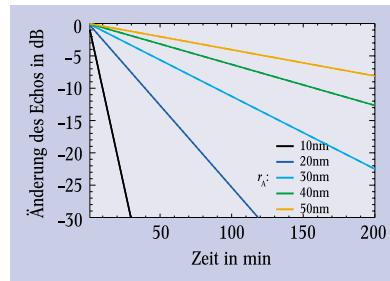


Abb. 6: Änderung des Radarechos für verschiedene Aerosolradien, nachdem zum Zeitpunkt $t=0$ die Anregung (Neutralgasturbulenz) abgeschaltet wurde. Bei kleinen Teilchen (z. B. $r_A = 10$ nm) nimmt die PMSE schnell ab, da die Plasmairregularitäten innerhalb von wenigen Minuten zerfallen. Bei „großen“ Teilchen kann es mehrere Stunden dauern, bis die kleinen Strukturen im Plasma verschwunden sind (zu Einzelheiten siehe [16]).

wenn der Erzeugungsmechanismus (Neutralgasturbulenz) bereits abgeklungen ist. Für Eisteilchen mit einem Radius von 10 nm beträgt die „Überlebenszeit“ der Plasmairregularitäten und damit die Dauer der PMSE etwa 10 Minuten (Abb. 6). Diese Zeitkonstante wächst quadratisch mit zunehmendem Radius der Eisteilchen. Im unteren Höhenbereich der PMSE, wo die Eisteilchen Radien von mehreren zig nm erreichen, können zwischen der primären Erzeugung (durch Turbulenz) und dem Abklingen der Irregularitäten im Plasma (damit der PMSE) also mehrere Stunden vergangen sein. Dies erklärt die schlechte Korrelation zwischen Neutralgasturbulenz und PMSE, besonders im unteren Höhenbereich der PMSE. Zusammenfassend sind PMSE also dadurch zu erklären, dass Neutralgasturbulenz in Kombination mit einer reduzierten Diffusivität der Elektronen (verursacht durch geladene Eisteilchen) kleinskalige Fluktuationen im Plasma (und damit PMSE) erzeugen, wobei die Strukturen im Plasma noch bis zu einige Stunden nach Abklingen der Neutralgasturbulenz existieren können.

Die jetzt verfügbare Erklärung von PMSE ist im Einklang mit den uns bekannten Daten über die Eisteilchen (Größe, Ladung), mit der Häufigkeit und Stärke von Neutralgasturbulenz, sowie mit insitu-Messungen von Plasmairregularitäten. Außerdem erklärt sie die beobachtete Höhenverteilung von PMSE und NLC. PMSE und MSE sind also ein Indiz für die Präsenz von Eisteilchen und (u. U. nur indirekt) von Neutralgasturbulenz.

Aussichten

Bezüglich NLC und PMSE wird es in den nächsten Jahren zunächst darum gehen, die oben skizzierten physikalischen Erklärungen zu verifizieren. Neuartige Messmethoden, wie Turbulenzbeobachtungen mit einem soeben errichteten MF-Radar, oder Temperaturmessungen mit Metall-Lidars bei Tageslichtbedingungen, lassen neue Einsichten erwarten. Ziel der Forschung wird zunächst sein, die zeitliche und räumliche Variation von NLC und PMSE und deren Abhängigkeit von den Hintergrundparametern zu verstehen. Außerdem steht der Nachweis der Staubteilchen in der Mesosphäre noch aus. Nach der weithin akzeptierten Lehrmeinung spielen diese Teilchen als Nukleationskeime im Anfangsstadium der Bildung von Eisteilchen

(und damit von NLC und PMSE) eine entscheidende Rolle. Entsprechende raketentragene Messungen sind in Vorbereitung. In der Zukunft werden wir NLC und PMSE hoffentlich so gut verstehen, dass wir sie als diagnostisches Mittel nutzen können, um die außergewöhnliche thermische und dynamische Struktur der oberen Atmosphäre besser erforschen zu können.

Danksagung

Für die Bereitstellung und die Unterstützung bei der Herstellung der Abbildungen bedanke ich mich bei den Kollegen vom IAP, insbesondere bei Frau Möller und Frau Scholze, sowie bei den Herren Dr. Gerd Baumgarten, Dr. Jens Fiedler, Dr. Josef Höffner, Dr. Markus Rapp und Dr. Matthias Alpers. Der Betrieb von ALOMAR, sowie die Messungen mit Höhenforschungsraketen wurden freundlicherweise durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung, durch das Land Mecklenburg-Vorpommern und durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt unterstützt.

Literatur

- [1] *J. Houghton*, The physics of atmospheres, Cambridge University Press, Cambridge (2002)
- [2] *G. Brasseur* und *S. Solomon*, Aeronomy of the middle atmosphere, Reidel Publishing Company, Dordrecht (1986)
- [3] *R. Lindzen*, Dynamics in atmospheric physics, Cambridge University Press, Cambridge (1990)
- [4] *F.-J. Lübken*, *M. J. Jarvis* und *G. O. Jones*, Geophys. Res. Lett. **26**, 3581 (1999)
- [5] *M. Gadsden* und *W. Schröder*, Noctilucent clouds, Springer-Verlag, New York (1989)
- [6] *G. Hansen*, *M. Serwazi* und *U. von Zahn*, Geophys. Res. Lett. **16**, 1445 (1989)
- [7] *J. Fiedler*, *G. Baumgarten* und *G. von Cossart*, J. Geophys. Res. **108(D8)** (2003)
- [8] *J. Höffner*, *C. Fricke-Begemann* und *F.-J. Lübken*, Atmos. Chem. Phys. Discuss. **3**, 521 (2003)
- [9] *X. Chu*, *C. Gardner* und *R. Roble*, J. Geophys. Res. **108(D8)** (2003)
- [10] *G. E. Thomas*, Rev. Geophys. **29**, 553 (1991)
- [11] *U. Körner* und *G. Sonnemann*, J. Geophys. Res. **106(D9)** (2001)
- [12] *U. Berger* und *U. von Zahn*, J. Geophys. Res. **107(A11)** (2002)
- [13] *P. Czechowsky*, *R. Rüster* und *G. Schmidt*, Geophys. Res. Lett. **6**, 459 (1979)
- [14] *V. Nussbaumer*, *K.-H. Fricke*, *M. Langer*, *W. Singer* und *U. von Zahn*, J. Geophys. Res. **101**, 19161 (1996)
- [15] *J. Cho* und *J. Röttger*, J. Geophys. Res. **102**, 2001 (1997)
- [16] *M. Rapp* und *F.-J. Lübken*, J. Geophys. Res. **108(D8)** (2003)
- [17] *F.-J. Lübken*, *M. Rapp* und *P. Hoffmann*, J. Geophys. Res. **107(D15)** (2002)

Der Autor

Franz-Josef Lübken hat an der Universität Bonn studiert, promoviert und sich auch habilitiert und ist über die Laserspektroskopie zur Atmosphärenphysik gekommen. Nach der Berufung zum Professor in Bonn hat er die gleichnamige Arbeitsgruppe geleitet, bevor er 1999 einen Ruf an die Universität Rostock annahm. Gleichzeitig wurde er zum Direktor des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn ernannt.

