

P. PREUSSE, A. DÖRNBRACK

11 Interne Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre

Internal gravity waves in the middle atmosphere

Zusammenfassung

Atmosphärische Wellen treiben die mittlere Zirkulation der Stratosphäre und Mesosphäre an. Insbesondere für Schwerewellen existieren große Wissenslücken z. B. über deren Quellen und Ausbreitung. Beispiele zeigen, wie diese Parameter in der mittleren Atmosphäre bestimmt werden können: Die Messung einer welleninduzierten polaren Stratosphärenwolke vom Flugzeug lässt eindeutige Rückschlüsse auf Wellenlänge, Amplitude und Quelle der Schwerewelle zu. Satellitenmessungen der globalen Schwerewellenverteilung zeigen die Schwierigkeit, Quellen und Eigenschaften von Schwerewellen in allen Regionen des Globus zu bestimmen. Nur durch die Kombination verschiedener Messgeräte (u.a. neu zu entwickelnder Satelliteninstrumente) und numerischer Modellierung besteht die Möglichkeit, existierende Wissenslücken zu schließen.

1 Einleitung

Bei internen Schwerewellen handelt es sich um vertikale Schwingungen von Luftpaketen in einer statisch stabil geschichteten Atmosphäre. Die entscheidende Rückstellkraft ist die Schwerkraft, die nach oben ausgelenkte, sich abkühlende Luftpakete wieder nach unten zieht, da sie schwerer werden als ihre Umgebung. Die Erwärmung beim Absinken bewirkt, dass sich der Auftrieb der Luftpakete erhöht und diese wieder aufsteigen können. Im Unterschied zu externen Schwerewellen (Wasserwellen) können sich interne Schwerewellen in alle Raumrichtungen ausbreiten. Sichtbar werden interne Schwerewellen zum Beispiel durch die Kondensation von Wasserdampf in den Kämmen der Linsenwolken im Lee von Gebirgen, aber auch verformte Kondensstreifen und wellenförmige Wolkenbänder deuten auf Schwerewellen hin. Weniger zahlreich sind sichtbare Wellensignaturen in der mittleren Atmosphäre, jedoch ähneln Perlmutterwolken und nachleuchtende Wolken (NLC, siehe Kapitel 3) häufig den bekannten Leewellenwolken. Die bekanntesten Anregungsmechanismen sind die Überströmung von Gebirgen und Vertikalbewegungen in Konvektion und Frontalzonen. Auch die Anregung von Schwerewellen durch Strahlströme ist möglich.

2 Dispersionsbeziehung und Wellenbrechen

Für Wellen, deren Frequenz deutlich kleiner als die Brunt-Väisälä-Frequenz N und deutlich größer als der Coriolis-Parameter f ist, nimmt die Dispersionsrelation eine einfache Form an:

$$\omega^2 = \frac{\lambda_z^2}{\lambda_x^2} N^2 \Leftrightarrow \lambda_z^2 = 4\pi^2 \frac{(c-u)^2}{N^2} \quad (1)$$

wobei λ_x und λ_z die horizontale und vertikale Wellenlänge, c die Phasengeschwindigkeit zum Boden und u die Hintergrund-Windgeschwindigkeit bezeichnen. Wellen können sich nur ausbreiten, wenn $\omega^2 > 0$, d. h.

wenn die Atmosphäre statisch stabil geschichtet ist ($N^2 > 0$) und wenn die Phasengeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit verschieden bleibt. Eine Welle, die sich von der Troposphäre in die mittlere Atmosphäre ausbreitet, trifft auf eine kritische Windschicht, falls der Hintergrundwind gleich der Phasengeschwindigkeit der Welle ($u = c$) ist. An der kritischen Windschicht bricht die Welle oder wird nach unten reflektiert. Es gibt noch einen zweiten Grund für Wellenbrechen: durch die exponentiell abnehmende Dichte und die Erhaltung der Wellenenergie nimmt die Amplitude der Wellen mit der Höhe zu. Wird die Amplitude zu groß, erzeugt die Welle selbst konvektive Instabilität ($N^2 < 0$) und bricht. Wellenbrechen ist ein aktueller Forschungsgegenstand und wie eine Welle bricht, ist nicht abschließend geklärt. Auch die Wechselwirkung von Wellen untereinander spielt dabei eine große Rolle. Eine vertikal propagierende Schwerewelle transportiert horizontalen Impuls über mehrere Skalenhöhen. Wenn eine Welle bricht, überträgt sie diesen Impuls an die Hintergrundströmung.

3 Beobachtung von Schwerewellen

Ein Beispiel für eine beobachtete gebirgsinduzierte stratosphärische Schwerewelle zeigt Abb. 11-1. Es handelt sich hierbei um eine sogenannte Perlmutterwolke, eine im Wesentlichen aus Eisteilchen bestehende polare Stratosphärenwolke (PSC). Die Färbung charakterisiert die Rückstreuung des gemessenen LIDAR-Signales von Partikeln innerhalb der PSC, die Konturlinien geben simulierte Isentropen, Linien konstanter potentieller Temperatur, wieder. Luftpakete bewegen sich annähernd auf diesen Isentropen, hier entsprechend dem vorherrschenden Westwind von links nach rechts durch die Abbildung. Das untere Teilbild zeigt den Querschnitt durch den skandinavischen Bergrücken, über dem die Messung stattfand. Durch die Überströmung des Gebirges erfährt die Luft eine vertikale Auslenkung, die sich nach oben als Welle ausbreitet. Das Besondere an der gemessenen Welle ist zum einen die

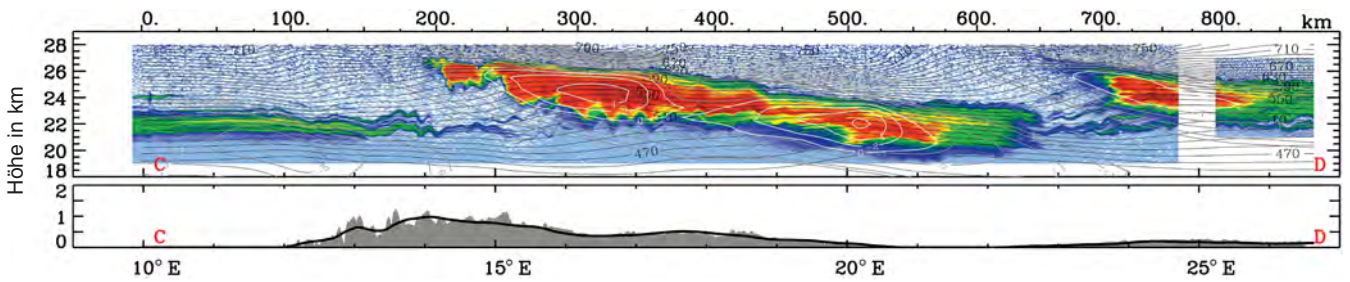


Abb. 11-1: LIDAR-Rückstreusignal von Partikeln innerhalb der PSC. Die Konturlinien geben simulierte Isentropen wieder. Das untere Teilbild zeigt den Querschnitt durch den skandinavischen Bergrücken, über dem die Messung stattfand.

große horizontale Wellenlänge ($\lambda_x \approx 300$ km) und zum anderen das Auftreten eines zweiten welleninduzierten Temperaturminimums über Finnland. Durch eine langandauernde Überströmung des breiten skandinavischen Bergrückens können sich auch lange Wellen (großes λ_x) bis in die Stratosphäre ausbreiten. Das zweite Temperaturminimum über Finnland wird durch den Einfluss der Erdrotation verursacht, ein Phänomen, welches Queney schon 1948 mittels linearer Wellentheorie vorhergesagt hat, was aber hier erstmals experimentell verifiziert wurde (DÖRNBRACK et al. 2002). Bei 23 km Höhe werden die Luftpakete durch die Welle um 1,5 km nach oben ausgelenkt. Dies entspricht einer adiabatischen Kühlung von 15 K. Durch diese starke Abkühlung kondensiert der stratosphärische Wasserdampf bei Temperaturen kleiner 185 K, verdampft aber wieder im wärmeren Wellental. PSC-Bildung durch Schwerewellen hat demnach große Bedeutung für den Ozonabbau in der Nordhemisphäre.

4 Messung von Schwerewellen mittels Satellit

Um globale Verteilungen von Schwerewellen zu messen, die auch entlegene Regionen gleichmäßig überdecken, setzt man Fernerkundung vom Satelliten ein. Die vertikale Auflösung für Horizontsondierung (siehe auch Kapitel 8 und 10) beträgt zwischen etwa 250 m und 2 km, je nach Messgeschwindigkeit, Signal-zu-Rauschverhältnis und verwendetem Teleskop (bei Emissionsmessungen) bzw. beobachteter Quelle (bei Okkultationsmessungen). Durch die Integration entlang des Sehstrahls lassen sich nur Wellen mit horizontalen Wellenlängen $\lambda_x > 200$ km entlang des Sehstrahls erfassen; bei günstigen Blickwinkeln sind auch Wellen mit Wellenlängen von 100 km oder kürzer sichtbar (PREUSSE et al. 2002).

Eine globale Verteilung von Amplituden dieser mesoskaligen Schwerewellen, gemessen mit dem CRISTA-Instrument am 6. Nov. 1994, ist in Abb.11-2 gezeigt. Erhöhte Amplituden finden sich über Gebirgsregionen wie z. B. über dem nordamerikanischen Kontinent, Zentralsibirien und dem Südzügel Südamerikas. Die vorherrschenden Windbedingungen an diesem Tag unterdrücken aber Schwerewellen über den höchsten Gebirgen der Erde, z. B. dem Himalaya und den An-

den nördlich von 40° S. Auch die Wellenaktivität über den Rocky Mountains ist am 6. Nov. 1994 eher schwach ausgeprägt. Zusätzlich zur Anregung durch Gebirge werden auch Wellen z. B. über konvektiven Quellen in den Tropen beobachtet.

Die Schwerewellenverteilung in der Stratosphäre hängt also nicht nur von der Verteilung der unterschiedlichen Wellenquellen ab, sondern auch davon, ob die vorherrschenden Winde eine Ausbreitung der Wellen zulassen. Will man die Effektivität einer Wellenquelle ermitteln, reichen einzelne Messungen nicht aus, sondern man braucht eine größere Stichprobe unter verschiedenen Windbedingungen. Schwerewellen beeinflussen die Atmosphäre vor allem durch den Transport und die Ablagerung von horizontalem Impuls (Kapitel 1). In Klimamodellen wird dies mit Hilfe einfacher Parameterisierungen beschrieben. Diese basieren auf unterschiedlich vereinfachenden Annahmen, je nachdem, welches Modell verwendet wird. Deshalb sollte eine Reihe grundlegender Fragen durch Messungen geklärt werden, z. B.:

- Was bestimmt die räumliche und saisonale Verteilung der Anregung von Schwerewellen?
- Welche Phasengeschwindigkeiten haben diese Wellen, wie verändert sich das Spektrum dieser Wellen in der mittleren Atmosphäre?

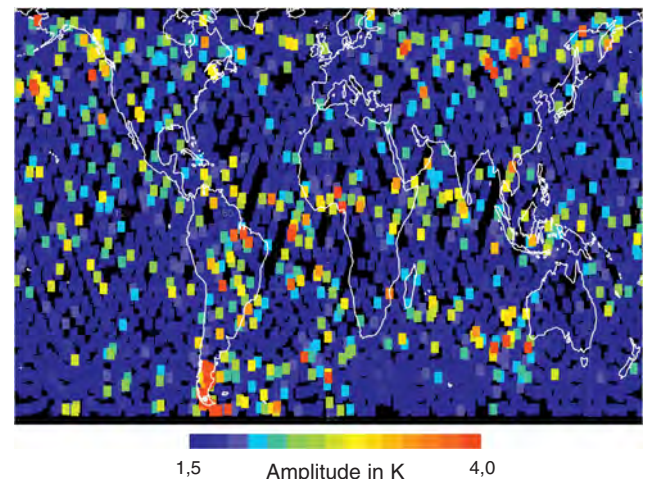


Abb. 11-2: Globale Verteilung von Amplituden mesoskaliger Schwerewellen, gemessen mit dem CRISTA-Instrument am 6. Nov. 1994.

- Wie wechselwirken und brechen Schwerewellen?
- Wie viel und an welcher Stelle geben die Wellen Impuls an die Grundströmung in der mittleren Atmosphäre ab? Wie verteilt sich dieser Impulsfluss auf die unterschiedlichen Wellenquellen?

Diese Fragen und unser aktueller Wissensstand dazu werden ausführlich von FRITTS und ALEXANDER (2003) dargestellt. An die Messtechnik stellen diese Fragen Anforderungen, die ein einzelnes Messinstrument nicht erfüllen kann. Um eine globale Statistik zu erstellen, braucht man Satelliteninstrumente. Nur sie liefern über Land und über den Ozeanen eine hohe Datendichte bis in die großen Höhen der mittleren Atmosphäre. Außerdem können Satelliten prinzipiell ein dreidimensionales Bild der Welle in kurzer Zeit aufnehmen. Erste 3D-Bilder von Schwerewellen werden von Nadir-schauenden Instrumenten aufgenommen. Bedingt durch die schlechte vertikale Auflösung geht dabei ein wesentlicher Teil des Wellenspektrums verloren. Eine gleichzeitig hohe vertikale und horizontale Auflösung ließe sich nach heutigem Stand der Technik mit Horizont-abbildenden Verfahren erreichen. Will man Schwerewellen-Brechen verstehen, braucht man eine räumliche Auflösung besser als 100 m sowohl in der vertikalen wie auch in der horizontalen Richtung. Diese Auflösung kann ein passiv messendes Satelliteninstrument prinzipiell nicht liefern. Außerdem ist es von Vorteil Winde zu messen, da man anhand der Windmessungen unterscheiden kann, ob eine Welle sich nach oben oder unten ausbreitet.

Diese Parameter kann man aus den Höhenprofilen von Radiosondenaufstiegen oder Raketenmessungen ableiten. Gemessen wird jedoch nur an wenigen ausgewählten Orten der Erde und meist nur über Land.

Zeitlich aufgelöste Windprofile lassen sich mit Radar und Lidar messen. Leider finden sich qualitativ hochwertige Geräte nur an wenigen Orten der Erde und auch sie können kein dreidimensionales Bild der Welle aufnehmen. Wie in Abb.11-1 gezeigt, nehmen Lidarmessungen das zweidimensionale Abbild einer Welle da auf, wo sich rückstreuende Teilchen befinden. Zudem werden boden- oder flugzeuggestützte Lidars bisher vor allem in zeitlich begrenzten Feldkampagnen eingesetzt. Um die Annahmen, die die Repräsentation von Schwerewellen in Klimamodellen bestimmen, durch experimentell gesicherte Fakten ersetzen zu können, ist es daher notwendig, die bisherigen Instrumente weiter zu verbessern und kontinuierliche Messungen durchzuführen. Insbesondere weiterentwickelte Satelliteninstrumente und die Kombination verschiedener Geräte werden hier einen wichtigen Beitrag liefern.

Literatur

- DÖRNBRACK, A., T. BIRNER, A. FIX, H. FIENSTJE, A. MEISTER, H. SCHMID, E. V. BROWELL, M. J. MAHONEY, 2002: Evidence for inertia gravity waves forming polar stratospheric clouds over Scandinavia. *J. Geophys. Res.* **107**, 8287, doi:10.1029/2001JD000452.
- FRITTS, D. C.; M. J. ALEXANDER, 2003: Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. Geophys.* **41**, doi:10.1029/2001RG000106.
- PREUSSE, P., A. DÖRNBRACK, S. D. ECKERMANN, M. RIESE, B. SCHAELE, J. T. BACKMEISTER, D. BROUTMAN, K.-U. GROSSMANN, 2002: Space-based measurements of stratospheric mountain waves by CRISTA, 1, Sensitivity, analysis method, and a case study. *J. Geophys. Res.* **107**, 8178, doi:10.1029/2001JD000699.