

Dynamik und Turbulenz in der unteren Atmosphäre

100 Jahre Prandtlscher Mischungswegansatz

THOMAS FOKEN | CHRISTOPH KOTTMEIER

Die untere Atmosphäre spielt in der Meteorologie und Klimatologie eine besondere Rolle, ihre Modellierung ist jedoch wegen des hohen Turbulenzanteils bis heute eine Herausforderung. Ein wichtiger erster Schritt war der Mischungswegansatz, den Ludwig Prandtl vor fast 100 Jahren entwickelte. Vor 90 Jahren skizzierte er dessen Anwendung in der Meteorologie. Dieser Artikel beleuchtet die Geschichte und gegenwärtige Probleme bei der Beschreibung der atmosphärischen Turbulenz.

Die untere Atmosphäre, auch Atmosphärische Grenzschicht genannt, ist besonders schwierig in Wetter- und Klimamodellen zu erfassen, ist aber wichtig für das Wettergeschehen. Ein entscheidender Durchbruch zu einer echten physikalischen anstelle einer rein phänomenologischen Beschreibung auf kleinen bis mittleren Skalen fällt in das Jahr 1925. Damals publizierte Ludwig Prandtl (Abbildung 1) eine Theorie, die in der Meteorologie bis heute eine bedeutende Rolle spielt. Prandtls Mischungswegtheorie ermöglichte es erstmals, bei einem Fluid den turbulenten Energie- und Stoffaustausch in der Grenzschicht an einer ruhenden Wand hydrodynamisch zu beschreiben [1]. 1933 wurde er



This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited and is not used for commercial purposes.

Dieses Foto zeigt sogenannte Wolkenstraßen, deren Ursache eine dynamische Instabilität in der Grenzschicht bei höheren Windgeschwindigkeiten ist (© D. Müller).



Abb. 1 Ludwig Prandtl (1862–1951) (Foto: © DLR, CC-BY 3.0).

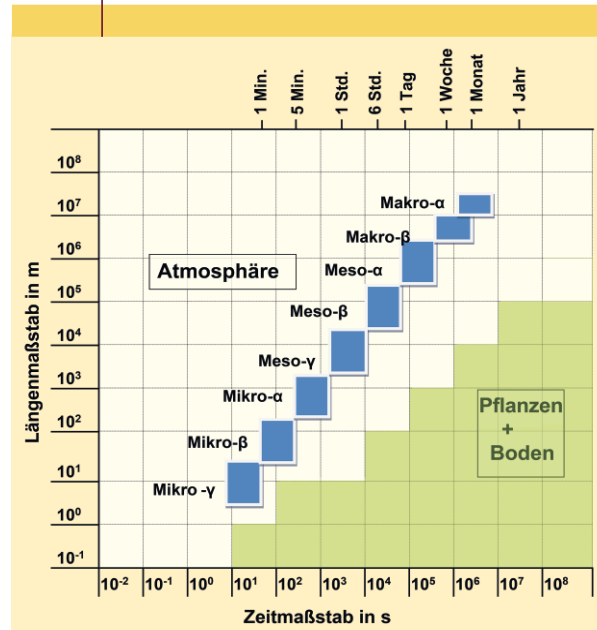
gebeten, einen Beitrag für die Festschrift zum 70. Geburtstag von Vilhelm Bjerkness (1875–1953) zu schreiben, der von 1913 bis 1917 Leiter des Geophysikalischen Institutes der Universität Leipzig und Begründer der Polarfronttheorie zur Entstehung von Tiefdruckgebieten war [2]. Aus „Mangel an eigenen neuen Erkenntnissen“ übertrug Prandtl seine Befunde zur Hydrodynamik auf die Meteorologie. Diese Sammlung reichte von der Mischungswegtheorie und den Grenzschichten bis zum Problem, die allgemeine atmosphärische Zirkulation in Gleichungssystemen zu beschreiben. Prandtls Ansätze sind noch heute Bestandteil von Meteorologielehrbüchern.

Das Spektrum der Prozesse in der Atmosphäre, die hierarchisch nach raumzeitlichen Maßstäben organisiert sind, ist zu weit, um sie in unserem Artikel abzudecken. Tabelle 1 und Abbildung 2 geben jedoch einen Überblick über die übliche Maßstabseinteilung [3, 4] und die den jeweiligen Maßstäben zugeordneten Prozesse. Die Dynamik großräumiger Druckgebilde war zwar Ende des 19., Anfang des 20. Jahrhunderts weitgehend bekannt, und die Probleme im Meso- und Mikromaßstab waren phänomenologisch erläutert, doch es fehlte die physikalische Beschreibung.

Energie- und Stoffaustausch an der Erdoberfläche

Parallel zu Prandtl entwickelte der österreichische Physiker, Meteorologe und Klimatologe Wilhelm Schmidt

ABB. 2 MASSSTÄBE IN DER ATMOSPHERE



Die atmosphärischen Prozesse sind entsprechend den meteorologischen Maßstäben klar raumzeitlich zugeordnet. Demgegenüber verlaufen Prozesse in Pflanzen und im Boden deutlich langsamer und auf kleineren räumlichen Maßstäben. Die Kopplung der Prozesse zwischen der Atmosphäre, der Vegetation und dem Boden einschließlich der Gewässer erfolgt somit vorwiegend in den Mikromaßstäben (© Springer Nature Switzerland).

(1883–1936) in Wien das Konzept des Austauschkoefizienten, das auch Prandtl als Ausgangspunkt für seinen Artikel aus dem Jahr 1933 nahm (siehe „Impulsaustausch in der Atmosphäre nahe der Erdoberfläche“ auf S. 26). Dieser Austauschkoefizient entspricht für eine neutrale (isotherme) Schichtung dem Prandtlschen Mischungswegansatz. Prandtl hatte als Pionier des geschlossenen Windkanals seinen Ansatz auf Basis von Windkanalexperimenten entwickelt. Im Gegensatz dazu ist die Atmosphäre aber zeitweise labil – vorwiegend am Tag, dann ist die Unterlage wärmer als die Atmosphäre – und stabil, vorwiegend nachts, geschichtet. Dies lässt sich nicht in einfacher Weise im Windkanal nachbilden, denn die sehr hohen Reynolds-Zahlen in der Atmosphäre von 10^6 bis 10^8 würden aus Ähnlichkeitsgründen sehr große Temperaturgradienten im Windkanal erfordern.

Bei labiler Schichtung werden der Energie- und Stoffaustausch intensiviert. Damit verringert sich der Temperaturgradient, obwohl die Flüsse zunehmen, was der Proportionalität von Fluss und Gradient entgegensteht. Im stabilen Fall treten große Gradienten auf, trotzdem sind die Flüsse sehr klein. Dieses Problem versuchte man in den Folgejahren durch tages- und jahreszeitlich abhängige Korrekturfaktoren zu beheben. Obwohl es bereits 1940 dem „Observator“ am Meteorologischen Observatorium Potsdam und Herausgeber des ersten Handbuchs zur atmosphärischen

TAB. 1 | MASSSTÄBE IN DER ATMOSPHÄRE

Maßstab	Zeit	Raum	Prozesse
Macro- α	> (10–30) a	> 10 000 km	Stehende Wellen
Macro- β	3 ... (10–30) d	2000 ... 10 000 km	Rossby-Wellen, Gezeitenwellen, große Hochdruckgebiete
Meso- α	12 ... 72 h	200 ... 2000 km	Tiefdruckgebiete, Fronten, Hurrikans
Meso- β	3 ... 12 h	20 ... 200 km	Low-level-Jets, Böenfronten, Interne Wellen, Wolkencluster, Gewitterfronten
Meso- γ	30 ... 180 min	2 ... 20 km	Gewitter, hohe Konvektion, Stadteffekte, Clear-Air-Turbulenz, thermische Zirkulation (Berg-Tal-Winde, Land-See-Winde)
Micro- α	5 ... 30 min	200 ... 2000 m	Schwerewellen, Tornados
Micro- β	1 ... 5 min	20 ... 200 m	Wirbelschleppes, kohärente Strukturen, Staubteufel, Grenzschichtturbulenz
Micro- γ	< 1 min	< 20 m	Rauigkeit, Bodenschichtturbulenz

Messtechnik, Fritz Albrecht [5], mit diesen Gleichungen gelang, die erste Beschreibung des Wärmehaushaltes der Erdoberfläche vorzulegen, war die Vorgehensweise unbefriedigend.

Wohl schon während des zweiten Weltkrieges gelang die Beschreibung eines Stabilitätsparameters durch den russischen Physiker Alexander Obuchow (1918–1989), die erst nach dem Krieg 1946 [6] publiziert wurde, und unabhängig davon durch den deutschen Meteorologen und Geophysiker Heinz Lettau (1909–2005) [7, 8]. Doch erst 1954 konnte Obuchow zusammen mit seinem Kollegen Andrei Monin (1921–2007) das Problem lösen: Die Monin-Obuchowsche Ähnlichkeitstheorie [9, 10] stellte die Flüsse und Profile in der Atmosphäre erstmals realistisch dar (siehe „Impulsaustausch in der Atmosphäre nahe der Erdoberfläche“). Diese Theorie ist bis heute, wenn auch stark modifiziert, in ihren Grundzügen Bestandteil der Wettervorhersage- und Klimamodelle.

ABB. 3 | STRUKTUR DER TROPOSPHÄRE

Höhe in m	Schichten in der Troposphäre	
10 000	freie Troposphäre	
1000	freie Inversion	Entrainment-Zone
	Oberschicht	
10 - 100	turbulente Schicht	Bodenschicht
	raue Unterschicht	
0,01	zähe Unterschicht	
0,001	laminare Grenzschicht	

Struktur der Troposphäre und insbesondere der Atmosphärischen Grenzschicht bis zirka 1000 m Höhe, auch als Mischungsschicht bezeichnet [4]. In der Entrainment-Zone wird Luft aus der freien Troposphäre in die Atmosphärische Grenzschicht eingemischt (© Springer Nature Switzerland).

In Analogie zur Wandgrenzschicht in der Hydrodynamik ist auch die Atmosphärische Grenzschicht, in der das Windfeld durch die Reibung am Boden abgeschwächt wird, in mehrere Höhenbereiche strukturiert (Abbildung 3). Allerdings sind die laminare und die viskose Schicht, auch zähe Unterschicht genannt, jeweils nur wenige Millimeter stark; darüber sind alle Austauschprozesse turbulent. In der 10 bis maximal 100 m dicken Bodenschicht, der Prandtl-Schicht, können die vertikalen Flüsse als nahezu höhenkonstant angenommen werden, und die Monin-Obuchowsche Theorie besitzt Gültigkeit. Das gilt allerdings nur für ebenes Gelände mit geringer Bewuchshöhe. Wälder, urbane Landschaften usw. stören dieses Schema. Ihre Einflüsse werden durch Korrekturterme der sogenannten Rauigkeitsschicht berücksichtigt.

Während man vor hundert Jahren rein empirisch den Austauschkoefizienten zwischen verschiedenen Schichten modifiziert hatte, um „vernünftige“ Daten zu erreichen, steht heute ein ganzes Instrumentarium zur Verfügung, um Modellparametrisierungen zu validieren. Unter Parametrisierung in den numerischen Wetter- und Klimamodellen versteht man die Behandlung der atmosphärischen Vorgänge durch einstellbare Parameter, die das Modell nicht direkt über physikalische Formeln berechnen kann, zum Beispiel wegen einer durch die Rechnerkapazität limitierten räumlichen Auflösung. Zur Validierung gehört ein weites Spektrum an Messtechnik, aber auch eine Modellierungstechnik, die turbulente Wirbel direkt auflösen kann (Large Eddy Simulation) und die unter anderem erfolgreich für Wälder und Städte eingesetzt wird.

Gegenwärtig wird weiter daran geforscht, die Grenzen der Gültigkeit der Monin-Obuchowschen Theorie zu bestimmen und Alternativen zu finden. Die Wege sind dabei vielfältig. Man versucht beispielsweise, wie bereits Lettau, die Turbulenz in eine isotrope und anisotrope zu unterteilen und unterschiedlich zu parametrisieren. Auch werden mittels künstlicher Intelligenz, also Maschinenlernen, aus Messdaten geeignete Parametrisierungen entwickelt. Der Schwerpunkt liegt aber dem Anschein nach derzeit in der

Erfassung des Anteils kohärenter Strukturen bei Austauschprozessen. Das erfordert eine entsprechende, zeitlich und räumlich hochauflösende Messtechnik.

Messungen in der Atmosphärischen Grenzschicht

Um turbulente und dynamische Strukturen in der Atmosphäre zu erkennen, gibt es einen großen Umfang an Messtechniken (Abbildung 4). Sie haben eine unterschiedliche zeitliche Auflösung und sind in bestimmten Höhenstufen einsetzbar, von klassischer Messtechnik auf Türmen, in Flugzeugen einschließlich unbemannten Fluggeräten (Uncrewed Aircraft System, UAS) sowie Radiosonden an Wetterballonen bis zu diversen indirekten Sondierungstechniken.

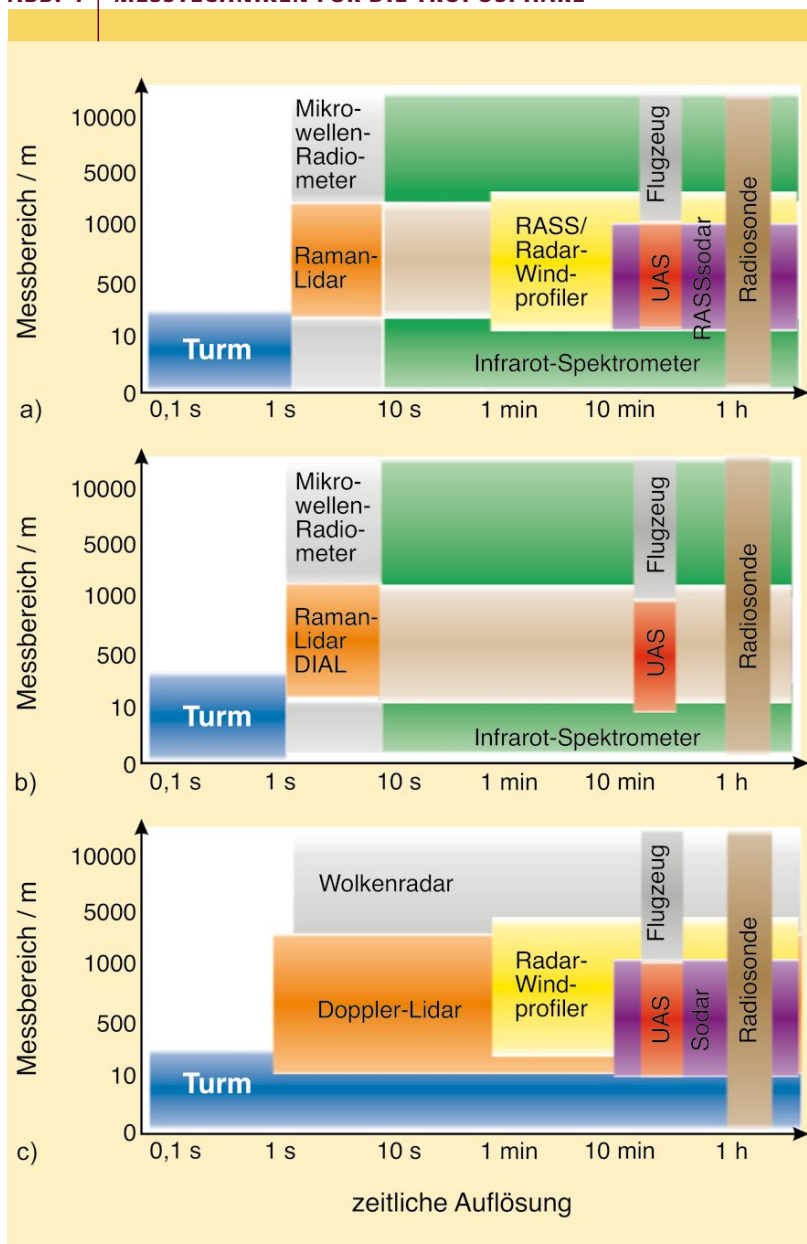
Die direkte Messung der feinsten Turbulenzstrukturen und damit von turbulenten Flüssen – Impulsaustausch, Wärmeströme und Flüsse von Luftbeimengungen wie Kohlendioxid – erfolgt vorwiegend durch Ultraschallanemometer und Gasanalysatoren auf Türmen oder mittels modifizierten Prandtlischen Staurohren (Lochsonden) auf UAS und Forschungsflugzeugen. Zunehmend sind auch indirekte Sondierungen bei hinreichend kleinen Messvolumina in der Lage, diese hohe zeitliche Auflösung zu gewährleisten. Der Deutsche Wetterdienst betreibt in Lindenberg südöstlich von Berlin ein derart bestücktes Messfeld, auf dem zum Beispiel spezielle radioakustische Windprofiler-Systeme in der Säule über ihnen Luftbewegungen bis in 16 km und Temperaturprofile bis in 4 km Höhe aufnehmen können (Abbildung 4). Analoge Messfelder gibt es beispielsweise in den Niederlanden, der Schweiz und an den Universitäten in Karlsruhe, Hohenheim und Innsbruck.

Turbulenz in der Atmosphärischen Grenzschicht

Insbesondere über rauen Unterlagen wie Wald oder städtischen Gebieten kommt es zu starken Gradienten der Windgeschwindigkeit – Scherungen – und damit zu sogenannten Kelvin-Helmholtz-Instabilitäten. Diese generieren speziell über dem Wald periodische kohärente Strukturen, die in zeitlich hoch aufgelösten Messungen als Rampen erkennbar sind. Diese kohärenten Strukturen tragen bis zu 10 bis 50% zum Energie- und Stoffaustausch in der Atmosphäre bei, neben der rein stochastischen Verteilung turbulenter Wirbel. Sie sind vorzugsweise vertikal orientiert.

Das Auftreten derartiger Strukturen wird in Zusammenhang gebracht beispielsweise mit einer Kopplung des Stammraumes zwischen den Bäumen – also des Bereiches im Wald, der unterhalb der Baumkronen liegt – oder von Straßencanyons mit der darüberliegenden Atmosphäre. Dies bedeutet, dass turbulente Wirbel aus der Region oberhalb des Baumbestandes bis in den Stammraum eindringen können. Dadurch koppeln beide Schichten und ermöglichen somit einen Gasaustausch. Das Gegenteil wäre eine Entkopplung. Da die Strukturen nur wenige Minuten überdauern und kleinräumig sind, ändern sich dadurch die

ABB. 4 | MESSTECHNIKEN FÜR DIE TROPOSPHÄRE



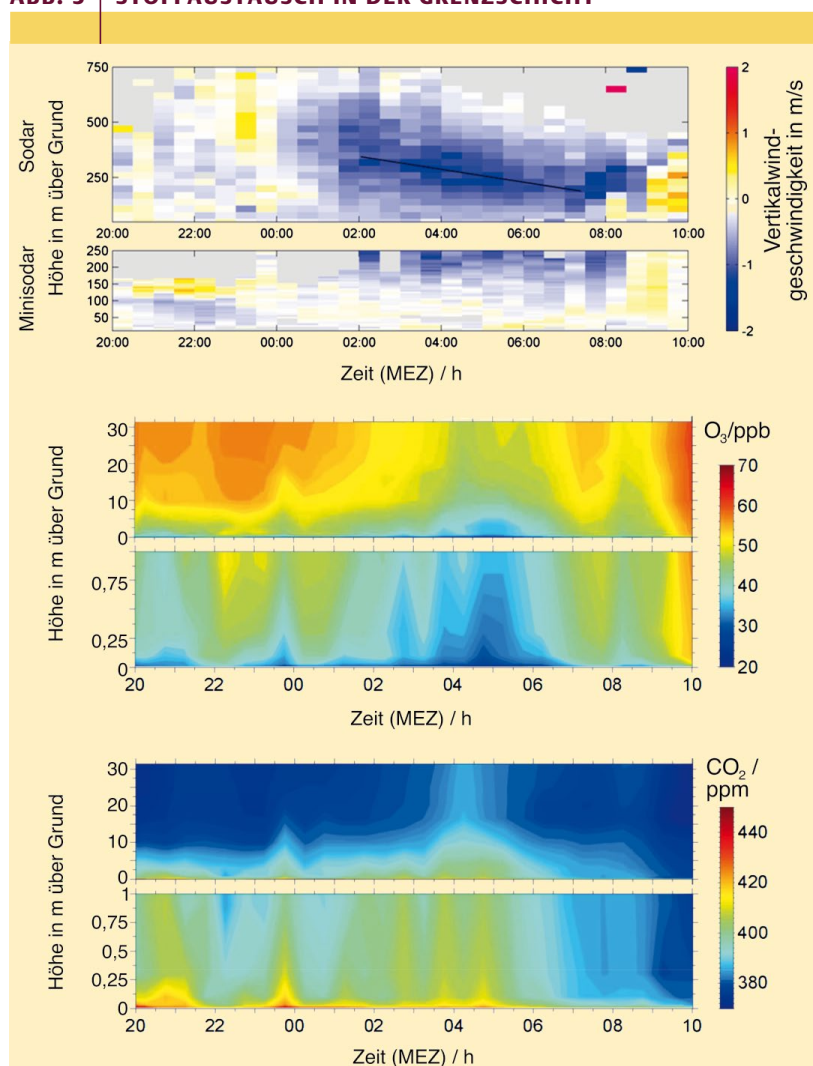
Raumzeitliche Zuordnung verschiedener Messtechniken für die Troposphäre: Messtechnik zur Erfassung der a) Lufttemperatur, b) Luftfeuchte und c) des Windes in bestimmten Höhenstufen der Atmosphärischen Grenzschicht und Troposphäre sowie ihre zeitliche Auflösung [11]. RASS: Radio Acoustic Sound System in Windprofilern, UAS: Uncrewed Aircraft System, Flugzeug: Sensorik an Bord von Forschungsflugzeugen, Radiosonde an Wetterballonen (© Springer Nature Switzerland).

Gradienten von Temperatur und anderen Skalaren nur wenig, sodass Flüsse faktisch entgegen einem solchen Gradienten entstehen (Counter-Gradient-Flüsse). Das sind die Fälle, in denen die auf Gradienten basierende Monin-Obuchowsche Theorie völlig versagt.

Speziell bei stabiler Schichtung gibt es turbulente Strukturen, die an einzelne Ereignisse gebunden sein können. Dazu zählt das Brechen von internen kleinräumigen Schwerewellen, die an Dichte-Grenzflächen zwischen

Luftschichten durch Auftriebskräfte, oft in Verbindung mit Kelvin-Helmholtz-Instabilität, entstehen. In der Grenzschicht kommen sie etwa beim Überströmen von Hindernissen wie Bergen oder hohen Gebäuden vor. Ein anderes singuläres Ereignis, das solche Turbulenzen verursachen kann, ist ein morgendlicher Low-Level-Jet, ein Starkwindband mit Geschwindigkeiten von 5 bis 20 m/s in wenigen 100 m Höhe. Abbildung 5 zeigt beispielhaft den davon stark beeinflussten Stoffaustausch in einem Wald, der unterhalb des Jets wenig vertikalen Austausch zulässt, am Beginn und Ende jedoch den Austausch intensiviert.

ABB. 5 | STOFFAUSTAUSCH IN DER GRENZSCHICHT



Beispiel für den Stoffaustausch in der stabilen Atmosphärischen Grenzschicht. Morgendlicher Low-Level Jet (LLJ) am 01. Juli 2008, Waldstein im Fichtelgebirge. Vor Beginn des LLJ gibt es starke Vertikalbewegungen durch brechende Schwerewellen (oberes Bild), die zum Einmischen von Ozon in den 15 m hohen Wald bis nahe dem Waldboden führt (22 und 00 h, mittleres Bild, O₃). In der sich danach unter dem LLJ stabilisierenden Schicht ist aus dem Boden emittiertes Stickstoffmonoxid in der Lage, mit dem Ozon zu reagieren und dessen Konzentration zu senken (mittleres Bild). Kohlendioxid kann in dieser Zeit sich im Stammraum zu sammeln (unten). Bodennah herrscht nahezu Windstille, und in der im oberen Bild mit einer Linie gekennzeichneten Achse des LLJ wurden 8 m/s gemessen [12].

Zwischen unterschiedlich erwärmten Oberflächen, zum Beispiel Land-See oder Stadt-Umland, entstehen sogenannte Mesozirkulationen mit nur geringer horizontaler Ausdehnung und geringer vertikaler Mächtigkeit, die aber einen erheblichen Beitrag zum Energieaustausch in der Atmosphäre leisten. Diese werden ebenfalls nicht in größermaßstäblichen Modellen erfasst. Ihr Entstehen ist eng mit den nachfolgend beschriebenen konvektiven Prozessen verbunden.

Konvektion in der Atmosphäre

Konvektion in der atmosphärischen Grenzschicht wird durch dreidimensionale kohärente Wirbelstrukturen mit typischen horizontalen Ausdehnungen von einigen Hundert bis zu wenigen Tausend Metern Ausdehnung gekennzeichnet. In Bodennähe sind die Konvektionselemente kleiner, sie wachsen erst oberhalb von 100 m Höhe zu größeren zusammen.

Konvektion ist in allen Fluiden zu finden, in denen sich größere Dichteunterschiede ausbilden können, zum Beispiel im Erdmantel, im Ozean und im kleinen Maßstab auch bei Strömungen in technischen Anwendungen wie in Turbinen oder Rohrleitungen. In der Vergangenheit wurde vor allem das scheinbar einfache Problem der thermo-hydrodynamischen Instabilität mit Ausbildung unterschiedlicher Eigenformen der Konvektion – zweidimensionale Rollen, dreidimensionale offene und geschlossene Zellen – auf der Grundlage der Rayleigh-Bénard-Konvektion bearbeitet.

Das Bénard-Experiment ist ein Standardbeispiel für die Ausbildung dissipativer Strukturen in konvektiven, offenen Systemen fern vom thermodynamischen Gleichgewicht. Der französische Physiker Henri Claude Bénard (1874–1939) stellte 1900 bei systematischen Laborversuchen fest [13], dass sich bei Variation der Versuchsbedingungen trotzdem immer die gleichen Eigenformen der Konvektion einstellen, wenn die Kombination mehrerer Einflussgrößen, Rayleigh-Zahl genannt [14], gleiche Werte annahm. Konvektion setzte bei Überschreiten einer kritischen Rayleigh-Zahl ein. Die Einflussgrößen umfassten externe Faktoren wie die Schichtdicke des Fluids und die Temperaturdifferenz zwischen Unter- und Oberseite sowie Stoffeigenschaften wie Temperatur, Viskosität und Wärmeausdehnungskoeffizient. In verallgemeinerter Form entspricht die so aufgefundene Selbstähnlichkeit dem sogenannten Buckingham'schen Π -Theorem, für dessen Gültigkeit auch die bereits erwähnte Monin-Obuchow-Ähnlichkeitstheorie ein Beispiel ist. Dieses Theorem findet in der Meteorologie verbreitete Anwendung, da man aus der Anzahl der physikalischen Größen und ihrer Dimension dimensionslose Parameter bestimmen kann, die den jeweiligen Prozess beschreiben (siehe auch „Impulsaustausch nahe der Erdoberfläche“).

Durch Weiterführen der Konzepte [15, 16] gelang die Anwendung auf die Atmosphäre, also ein rotierendes Fluid mit Wirkung der Coriolis-Kraft, ohne dass alle Phänomene befriedigend erklärt werden konnten. Offene Fragen sind

in diesem Zusammenhang die Wirkung von Phasenübergängen bei der Wolkenbildung und -auflösung sowie die Baroklinität, also die Nichtparallelität von Isobaren und Isothermen. Aber auch die Auslösung und Entwicklung singularer Gewitter bei bestimmten Landschaftsformen oder Mechanismen, die zur Bildung von Superzellengewittern führen, sind weitgehend ungeklärt.

Für die konvektive, wolkenfreie Mischungsschicht (Oberschicht, Abbildung 3) erwies sich die sogenannte Deardorff-Geschwindigkeitsskala w^* [17] (James Deardorff, 1928–2014) als charakteristische Größe für die Stärke der Vertikalbewegungen, die oft bei zirka 1 m/s liegen:

$$w^* = \left(\frac{g}{T_v} z_1 \overline{w'\theta_v'} \right)^{\frac{1}{3}},$$

in der g die Schwerebeschleunigung, T_v die absolute virtuelle Temperatur, z_1 die Grenzschichthöhe, der kinematische turbulente Wärmefluss $\overline{w'\theta_v'}$ am Boden sind, mit w' für die turbulenten Schwankungen des Vertikalwindes und θ_v' den turbulenten Schwankungen der potentiellen virtuellen Temperatur. w^* findet oft Anwendung in der Ähnlichkeitstheorie für die gesamte konvektive Grenzschicht, eine Erweiterung der Monin-Obuchow-Theorie für die bodennahe Grenzschicht.

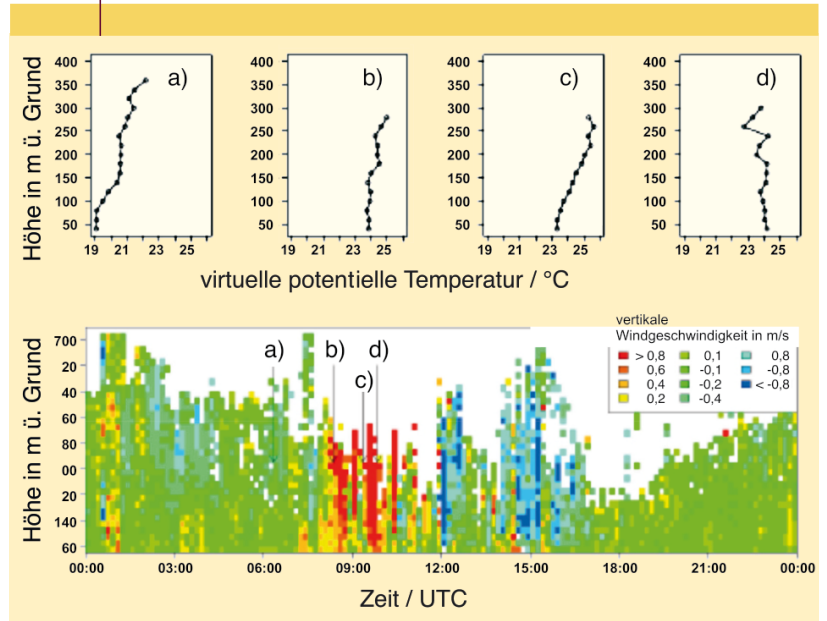
Konvektive Phänomene in der Grenzschicht

In der atmosphärischen Grenzschicht ist eine stark erhitze Erdoberfläche Ursache für die vertikalen Dichteunterschiede, die eine Konvektion benötigt, und damit ihre Ausbildung. Das Beispiel in Abbildung 6 zeigt den Übergang von der nächtlichen stabilen Grenzschicht ohne Vertikalbewegungen zu kräftigen vertikalen Bewegungen, nachdem bei schwachem Wind die zunehmende Sonneneinstrahlung einen überhitzten Erdboden verursacht hat. Bei mittlerem Wind mit mehr als zirka 5 m/s in 10 m Höhe und stärkerem Wind erfolgt oft ein Übergang zu windparallel langgestreckten Strukturen. Diese sind mit sogenannten Wirbelrollen in der Grenzschicht verbunden.

Mit heutigen Doppler-Lidarmessungen des Windes lassen sich die konvektiven Bewegungen sehr gut vermessen. Mit einer horizontalen Auflösung von etwa 60 m und einer dichten Abfolge der Laserpulse in vertikaler Richtung ergibt sich beispielsweise ein Abbild der Vertikalwinde über gesamte Tage und den ganzen Höhenbereich der konvektiven Grenzschicht von mehr als 1000 m. Beschränkt wird die vertikale Reichweite entweder durch die verstärkte Absorption an der Unterseite der konvektiven Cumuluswolken oder durch die zu schwache Rückstreuung bei 2 μm , weil die dafür nötigen Aerosole in der freien Atmosphäre oberhalb der Grenzschicht fehlen.

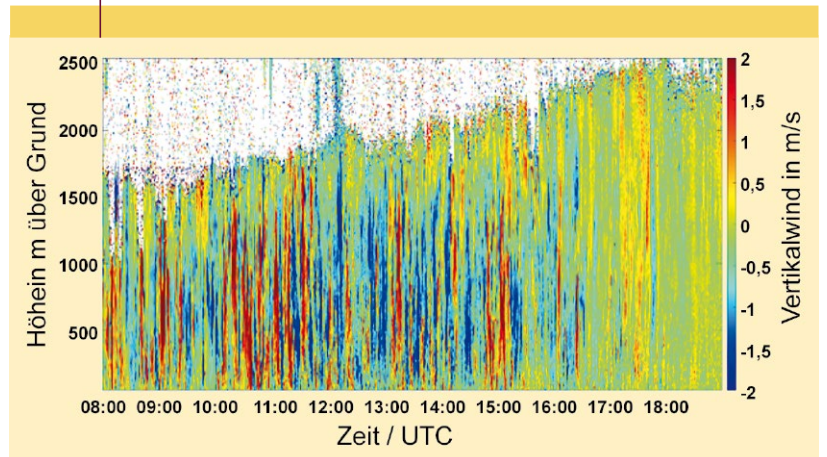
Abbildung 7 zeigt ein Beispiel aus solchen Messungen in der Nähe von Rottenburg südlich von Stuttgart beim Messprogramm Swabian MOSES [19]. Die konvektiven Auf- und Abwinde setzen gegen 8 Uhr (UTC) ein und erstrecken sich zunächst bis etwa 1200 m Höhe, im Laufe des Tages bis auf 2500 m Höhe. Sie werden mit dem Wind als hori-

ABB. 6 KONVEKTIVE ZELLEN IN DER GRENZSCHICHT



Vertikale Windgeschwindigkeit in kleinräumigen Konvektionszellen in der Atmosphärischen Grenzschicht am Morgen im Kinzig-Tal, Schwarzwald, und korrespondierende Profile der virtuellen potentiellen Temperatur. Diese ist invariant gegenüber Druck- und Feuchteänderungen, Zunahme mit der Höhe bedeutet stabile Schichtung [18].

ABB. 7 LIDAR-MESSUNGEN IN DER GRENZSCHICHT



Tagesgang der Vertikalwinde am 2. Juli 2021, gemessen beim Swabian MOSES Projekt bei Rottenburg [19]. Doppler-Lidarmessungen machen die Konvektion „sichtbar“. Die alternierenden Auf- und Abwinde schwanken meistens zwischen -2 und +2 m/s, maximale Werte erreichen -3 bis +4 m/s. Die Daten wurden vom IMK-TRO des Karlsruher Instituts für Technologie zur Verfügung gestellt.

zontal und vertikal zusammenhängende Strukturen über den Messort hinweg transportiert und dauern hier jeweils einige Minuten, entsprechend einem Durchmesser von zirka 300 bis 1500 m. Im Bereich von Cumuluswolken am Oberrand (hier nicht gezeigt) treten stärkere Aufwinde bis in die Wolken hinein auf, in wolkenfreien Abschnitten schwächen sie sich bereits 100 bis 200 m unter der Obergrenze ab. Neben der dominanten konvektiven Skala sind

IMPULSAUSTAUSCH NAHE DER ERDOBERFLÄCHE

Den Impulsaustausch in der Atmosphäre nahe der Oberfläche beschreiben folgende grundlegende Formeln:

- Profogleichung bei laminaren Bedingungen $\tau = \rho v \frac{\partial u}{\partial z}$,
- Prandtlscher Mischungsweg: $\tau = \rho l^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$,

- Schmidtscher Austauschkoeffizient:

$$\tau = A \frac{\partial u}{\partial z} \text{ mit}$$

$$A = \rho l^2 \frac{\partial u}{\partial z} = \rho \kappa^2 z^2 \frac{\partial u}{\partial z} = \rho \kappa z u_*,$$

- Monin-Obuchowsche Ähnlichkeitstheorie:

$$\tau = \rho \kappa z u_* \frac{1}{\varphi\left(\frac{z}{L}\right)} \frac{\partial u}{\partial z} = \rho \kappa u_* \frac{1}{\varphi\left(\frac{z}{L}\right)} \frac{\partial u}{\partial \ln z};$$

τ : Schubspannung; ρ : Luftdichte; v : kinematische Zähigkeit; u : Windgeschwindigkeit; z : Höhe; l : Prandtlscher Mischungsweg; A : Austauschkoeffizient nach Schmidt; κ : von-Kármán-Konstante; u_* : Schubspannungsgeschwindigkeit; $\varphi(z/L)$: universelle Funktion nach Monin und Obuchow; L : Obuchow-Länge.

Dabei ergibt sich der dimensionslose Stabilitätsparameter z/L nach Obuchow-Lettau aus dem Buckingham'schen Π -Theorem als Verhältnis zwischen dem Impulsfluss, dem kinematischen Wärmefluss und dem Auftrieb nach der Monin-Obuchowschen Ähnlichkeitstheorie. Die universelle Funktion $\varphi(z/L)$ ist < 1 für labile Schichtung und erhöht somit den Impulsaustausch und > 1 für stabile Schichtung, was den Impulsaustausch dämpft. Die Formeln für den Austausch von Skalaren ergeben sich in analoger Weise.

auch Modulationen von einigen Stunden Periodendauer zu erkennen, wobei Aufwinde häufiger als Abwinde oder umgekehrt auftreten. In den frühen Abendstunden werden die konvektiven Bewegungen schwächer, da die Erdoberfläche abkühlt und die Konvektionsauslösung am Boden ausbleibt.

Konvektion in der Grenzschicht kann sich zu hochreichender Konvektion entwickeln, wenn die Luftmasse auch oberhalb der Grenzschicht einen Temperatur- und Feuchteaufbau besitzt, der das freie Aufsteigen von „Luftpaketen“ innerhalb sich bildender Wolken bis in große Höhen ermöglicht. Dann kommt es zur Ausbildung kräftiger Schauer- und Gewitterwolken, die mit gefährlichen Begleiterscheinungen wie Blitzen, Hagel, Sturmböen und lokalem Starkregen mit Überflutungen kleinerer Flüsse verbunden sein können. Förderlich für hochreichende Konvektion sind Wettersituationen, bei denen in der Höhe oberhalb von 2 bis 3 km kalte Luft über bodennahe Warmluft einströmt und ein ausreichender Feuchtegehalt der Luft bereits in Bodennähe vorliegt, der eine Wolkenbildung in

geringer Höhe unter 1000 m zulässt. Hochreichende Konvektion wird oft über Mittel- und Hochgebirgen verstärkt und an höheren Bergen ausgelöst.

Die Prognose gefährdeter Gebiete und Zeiträume ist bereits recht gut möglich, doch zielt die Forschung auf eine bessere Lokalisierung in Zeit und Raum für eine aktuelle Wetterwarnung ab. Bei starken Hochwasserereignissen wie 2002 und 2013 an der Mulde und Elbe 2002 sowie 2021 im Ahrtal war Konvektion oft ein verstärkender Faktor. Dies gilt besonders, wenn sich Konvektionszellen wenig bewegen und das gleiche Flusseinzugsgebiet länger von Starkregen betroffen ist. Wegen Zirkulationsänderungen und der Zunahme blockierender Hochdrucklagen im Zusammenhang mit den Klimawandel wird erwartet, dass sich solche Hochwasserereignisse in Zukunft häufen werden [20].

Bedeutung für das Klima

Vertikale Transporte durch Konvektion haben einen wichtigen Einfluss auf die Verteilungen von Wind (Impuls), Temperatur (innere Energie), Wasserdampf und anderer Spurenstoffe in der Atmosphäre. Die für die vertikale Umverteilung dieser Größen bedeutsamen Mechanismen reichen in einer quasi hierarchisch geordneten Rangfolge von der molekularen Diffusion über die kleinräumige Turbulenz, die thermische Konvektion und die hochreichende feuchte Konvektion bis hin zur Konvektion entlang von Aufgleitflächen (Slantwise Convection).

Es ist beobachtbar, dass jeweils der in der Größenskala nächstgrößere Umverteilungsmechanismus aktiviert wird, wenn der untergeordnete nicht mehr wirksam genug ist, um eine effiziente Umverteilung im Raum herbeiführen zu können. So bildet sich aus der Zunahme der Windscherung, die zunächst den molekularen Transport vergrößert, ab einem Grenzwert die Turbulenz aus. Wenn die mechanisch erzeugte Turbulenz den Wärmetransport nicht mehr effektiv genug gestaltet, entwickeln sich große intensive Konvektionszellen. Es gehört zu den Kernfragen der atmosphärischen Forschung herauszufinden, wann und unter welchen Bedingungen sich die einzelnen Prozesse ausbilden, und wie ihr Lebenszyklus gestaltet ist.

Für den Energiehaushalt der Atmosphäre und damit das Klima der Erde ist die Konvektion ein wichtiges Bindeglied zwischen Wasser- wie Landoberflächen und der Atmosphäre. Ließe die Atmosphäre keine Konvektion zu, dann ergäbe sich in weiten Teilen der Erde eine Erhitzung der Erdoberfläche, die den Effekt des menschenbeeinflussten Klimawandels durch Treibhausgase weit übertreffen würde.

Zusammenfassung

Die untere Atmosphäre spielt in der Meteorologie und Klimatologie eine besondere Rolle, ihre Modellierung ist jedoch wegen des hohen Turbulenzanteils bis heute eine Herausforderung. Ein wichtiger erster Schritt war der Mischungswegansatz, den Ludwig Prandtl vor fast 100 Jahren in der Hydrodynamik entwickelte. Vor 90 Jahren skizzierte er des-

sen Anwendung in der Meteorologie. Dieser Artikel gibt einen kurzen Abriss der Prandtschen Mischungswegtheorie und älterer Arbeiten zur Konvektion von Henri Claude Bénard und Lord Rayleigh. Dann beschreibt er deren Anwendung in der Meteorologie, speziell bezogen auf die Atmosphärische Grenzschicht. Er geht auf die Maßstabsbezogenheit atmosphärischer Prozesse, zugrundeliegende theoretische Ansätze und messtechnische Lösungen anhand ausgewählter Beispiele ein und schildert die Bedeutung konvektiver Prozesse sowie offene Fragestellungen.

Stichwörter

Prandtscher Mischungswegansatz, Monin-Obuchowsche Ähnlichkeitstheorie, atmosphärische Maßstäbe, kohärente Strukturen, atmosphärische Grenzschicht, Konvektion.

Danksagung

Open-Access-Finanzierung ermöglicht und organisiert durch das Projekt DEAL.

Literatur

- [1] L. Prandtl, Z. angew. Math. Mech. **1925**, 5, 136.
- [2] L. Prandtl, Beitr. Phys. freien Atmos. **1932**, 19, 188.
- [3] I. Orlanski, Bull. Am. Meteorol. Soc. **1975**, 56, 527.
- [4] T. Foken et al., in: Springer Handbook of Atmospheric Measurements (Hrsg.: T. Foken), Springer, Cham 2021, Seite 3.
- [5] F. Albrecht, Reichsamt f. Wetterdienst, Wiss. Abh., **1940**, VIII (2), 1.
- [6] A. M. Obuchow, Trudy Inst. Theor. Geofiz. Inst. AN SSSR **1946**, 1, 95.
- [7] H. Lettau, Geophys. Res. Pap. **1949**, 1, 1.
- [8] T. Foken und M. Börngen, Boundary-Layer Meteorol. **2021**, 179, 369.
- [9] A. S. Monin und A. M. Obuchow, Trudy Geofiz. Inst. AN SSSR **1954**, 24(151), 163.
- [10] T. Foken, T., Boundary-Layer Meteorol. **2006**, 119, 431.
- [11] C. Kottmeier et al., in: Springer Handbook of Atmospheric Measurements (Hrsg.: T. Foken), Springer, Cham 2021, Seite 1281.
- [12] T. Foken et al., Atmos. Chem. and Phys., **2012**, 12, 1923.
- [13] H. Bénard, J. Phys. Theor. Appl., **1901**, 10, 254.
- [14] L. Rayleigh, The London, Edinburgh, and Dublin Phil. Mag. and J. of Sci., **1916**, 32(192), 529.
- [15] D. Müller et al., Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **1985**, 111(469), 761.
- [16] D. Etling, R. A. Brown, Boundary-Layer Meteorol. **1993**, 65, 215.
- [17] J. W. Deardorff, J. Atmos. Sci. **1970**, 27, 1211.
- [18] B. Brötz et al. Boundary-Layer Meteorol. **2014**, 152, 45.
- [19] M. Kunz et al., Frontiers in Earth Sci., Meth. **2022**, 10, 999593.
- [20] A. T. Rädler et al., npj Climate and Atmosph. Sci. **2019**, 2, 30.

Die Autoren



Thomas Foken ist Professor für Mikrometeorologie (i. R.) an der Universität Bayreuth, promovierte 1978 an der Universität Leipzig und erhielt nach Tätigkeiten beim Meteorologischen Dienst der DDR und dem Deutschen Wetterdienst 1997 den Ruf nach Bayreuth. Sein Spezialgebiet ist der Energie- und Stoffaustausch zwischen der Atmosphäre und der Unterlage.



Christoph Kottmeier wurde nach Forschungsarbeiten zu den Polargebieten in Hannover und Bremen/Bremerhaven (seit 1982) 1997 zum Professor für Meteorologie nach Karlsruhe berufen. Er befasst sich mit der experimentellen und modellierenden Erforschung der Troposphäre über Landoberflächen. Von 2003 bis zum Ruhestand 2020 war er Institutsleiter am KIT (IMK-TRO).

Anschrift

Prof. Dr. Thomas Foken, Am Herrgottsbaum 28, 96120 Bischberg, thomas.foken@uni-bayreuth.de

Prof. Dr. Christoph Kottmeier, Steinlesweg 2a, 76227 Karlsruhe, Christoph.Kottmeier@kit.edu