

# Die wundersame Welt der Wolken

Wolken spielen eine wichtige Rolle für die Vorhersage von Wetter und Klima.

Manfred Wendisch und Joachim Curtius

Jede Wolke ist einzigartig, weil die Mechanismen ihrer Bildung und Entwicklung sehr vielfältig sind und sich auf unterschiedlichen Orts- und Zeitskalen abspielen. Sie bestimmen die Verteilung von Niederschlag auf der Erde, den Strahlungshaushalt und die atmosphärische Dynamik. Für Klima- und Wettermodelle ist ein detailliertes Verständnis von Wolkenprozessen essenziell.

Wolken faszinieren durch ihre Vielfalt und Einmaligkeit. Ihre phänomenologischen (*makrophysikalischen*) Charakteristika wie die Höhe der Wolkenbasis über Grund oder ihre vertikale Mächtigkeit erlauben es, sie in Gruppen mit typischen Merkmalen einzuordnen. Demnach unterscheidet man horizontal ausgerichtete, stratiforme Wolken, die sich in verschiedenen Höhen der Troposphäre ausbilden, von hauptsächlich vertikal ausgedehnten, konvektiven Wolkentürmen, die bis in die obere Troposphäre und darüber hinaus reichen und häufig mit Starkniederschlag, Windböen, Hagel oder Gewitter einhergehen (Abb. 1). Trotz der typischen äußeren Erscheinung ist jede Wolke einzigartig. Dies zeigt sich vor allem durch eine hohe Variabilität ihrer *mikrophysikalischen* Eigenschaften. So erstreckt sich die Größe von Wolkentropfen, Eiskristallen und Niederschlagspartikeln von einigen Mikrometern bis zu Zentimetern.

Wolken bestimmen durch den Niederschlag die geographische Verteilung des verfügbaren Süßwassers auf der Erde. Würde man den gesamten in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampf auskondensieren, ergäbe sich eine nur etwa 2,5 cm hohe flüssige Wasserschicht auf der Erdoberfläche. Wenn nur das vorhandene flüssige und eisförmige Wasser der Wolken akkumuliert würde, wäre die Wasserschicht 0,1 mm dünn. Trotz dieser im Vergleich zur Gesamtausdehnung der Troposphäre (10 bis 15 km) sehr kleinen Werte stellen troposphärische Wolken innerhalb des Erdsystems ein entscheidendes Bindeglied für den hydrologischen Kreislauf dar. Sie spielen eine wesentliche Rolle für die Verfügbarkeit von Trink- und Brauchwasser in Flüssen, Seen und Grundwasserreservoirs. Die geographische Verteilung von Niederschlag ist dabei eng mit dynamischen Atmosphärenprozessen verbunden, wobei Phasenumwandlungen und entsprechende latente Energietransformationen auftreten.

Die an der Obergrenze der Atmosphäre einfallende solare Strahlungsenergie (0,2 bis 5  $\mu\text{m}$ ) ist die



Abb. 1 Wolken kommen z. B. als flache Stratocumulus-Mischphasenwolke in der Arktis vor (links) oder als hochreichende Cumulonimbuswolke in den Tropen (rechts).

mit Abstand wichtigste Energiequelle für die meisten atmosphärischen Prozesse wie die Ausbildung von Windsystemen oder für chemische Umwandlungen. Daher sind alle Vorgänge von eminenter Bedeutung, welche die solare Strahlungsenergie örtlich oder spektral umverteilen, beispielsweise durch Streuung an Luftmolekülen, Aerosolpartikeln sowie Wolken- und Niederschlagsteilchen, durch Reflexion solarer Strahlung an der Erdoberfläche oder durch Absorption und Umwandlung der solaren Strahlungsenergie in andere Energieformen. Zudem kommt es innerhalb der Atmosphäre und am Boden durch Absorption solarer Strahlung und nachfolgender Emission terrestrischer Strahlung (3 bis 50  $\mu\text{m}$ ) zu einer spektralen Umverteilung (Verschiebung des Maximums) der Strahlungsenergie.

Wolken können erwärmend oder abkühlend auf einzelne atmosphärische Schichten bzw. auf das Gesamtsystem Erde-Atmosphäre wirken. Im solaren Spektralbereich kühlen Wolken das Erdsystem ab, weil sie einen Teil der solaren Strahlungsenergie in den Weltraum zurück reflektieren. Im terrestrischen Spektralbereich wirken niedrige Wolken schwach erwär-

## KOMPAKT

- Wolken sind äußerst vielfältig und unterscheiden sich nicht nur in ihren mikrophysikalischen Eigenschaften, sondern auch in ihrer Entstehung und Entwicklung.
- Sie spielen eine wichtige Rolle im System von Erde und Atmosphäre, da sie erwärmend oder abkühlend wirken können und den Niederschlag bestimmen.
- Aufgrund der hohen Variabilität lassen sich Wolken nur schwer modellieren. In Experimenten wie CLOUD am CERN lassen sie sich aber im Labor genau analysieren.

Prof. Dr. Manfred Wendisch, Leipziger Institut für Meteorologie, Universität Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig und Prof. Dr. Joachim Curtius, Institut für Atmosphäre und Umwelt, Goethe-Universität Frankfurt, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt am Main

mend; hauptsächlich da sie fast die gleiche Temperatur haben wie die Erdoberfläche bzw. das Meer. Im Gegensatz dazu erwärmen hohe Wolken die unter ihnen liegende Atmosphäre inklusive der Erdoberfläche deutlich aufgrund des starken Temperaturunterschieds zum Boden. Wolken wirken in diesem Sinne ähnlich wie Treibhausgase. Der Nettoeffekt (solar plus terrestrisch) von tiefen Wolken ist eher abkühlend, wohingegen hohe Wolken das Erdsystem erwärmen.

Die Stärke der Strahlungswirkung von Wolken hängt von ihren *makrophysikalischen* Eigenschaften (z. B. geometrische Wolkendicke, Höhe, Temperatur) ab sowie von ihren *mikrophysikalischen* und optischen Parametern (Flüssigwasser- und Eisgehalt, Tröpfchengröße, optische Dichte<sup>1)</sup>). Daher ist es notwendig, diese Parameter genau zu messen und in Modellen adäquat zu berücksichtigen. Hinzu kommen Randbedingungen wie der Sonnenstand und die Bodenbedo (Reflexionsvermögen). So können dieselben Wolken in unterschiedlichen Regionen der Erde verschieden wirken. Tiefer Stratocumulus in der Arktis erwärmt oftmals die Schicht unterhalb der Wolke, da die Sonne tief steht bzw. in der Polarnacht gar nicht scheint und die Bodenbedo durch helle Schnee- und Eisflächen sehr hoch ist. Derselbe Wolkentyp wirkt in mittleren bis niederen Breiten mit geringerer Bodenbedo und höherem Sonnenstand eher abkühlend.

## Eine atmosphärische Waschmaschine

Wolken beeinflussen die Kreisläufe der gasförmigen Komponenten der Atmosphäre und der Aerosolpartikel.<sup>2)</sup> Zum einen werden viele Aerosolpartikel von den fallenden Niederschlagstropfen oder Schneekristallen „aufgesammelt“ und aus der Atmosphäre ausgewaschen. Zum anderen stellen das flüssige Wasser der Tropfen und die Eispartikel ein Medium für chemische Reaktionen dar, die nur sehr ineffizient in der Gasphase ablaufen. So wandelt sich beispielsweise der größte Teil des Schwefeldioxids ( $\text{SO}_2$ ) in der Atmosphäre im flüssigen Wolkenwasser in Sulfat um. Dieser Prozess wird vor allem durch Reaktionen mit den Oxidationsmitteln Ozon ( $\text{O}_3$ ) oder Wasserstoffperoxid ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) herbeigeführt. Dabei lösen sich als erstes die Gase  $\text{SO}_2$ ,  $\text{O}_3$  oder  $\text{H}_2\text{O}_2$  in den Tröpfchen. Diese Substanzen reagieren in der Flüssigphase. Das entstehende Sulfat ist schwerflüchtig. Selbst wenn das Wasser der Wolken-tröpfchen wieder verdunstet, bleibt das Sulfat als Aerosolpartikel zurück. Sind  $\text{H}_2\text{O}_2$  oder  $\text{O}_3$  in ausreichender Menge vorhanden, kann sich das  $\text{SO}_2$  innerhalb von Minuten in einer Wolke in Sulfat umwandeln [1].

Die Wirkung des Sulfats in der Atmosphäre ist vielfältig. Wenn die Wolke verdunstet und nicht ausregnet, streuen die verbleibenden Sulfatpartikel einen Teil der solaren Strahlung ins Weltall zurück und wirken damit abkühlend. Das Sulfat kann, wenn es nicht durch Substanzen wie Ammoniak neutralisiert wird, auch den pH-Wert des Niederschlags absenken, wodurch es zu „saurem Regen“ kommen kann.

## Warum Wolkenprozesse kompliziert sind

Zahlreiche Prozesse greifen ineinander und bestimmen den Lebenszyklus der Wolken. Dies macht die Vorhersage ihrer Entstehung und Entwicklung bis zur Niederschlagsbildung äußerst kompliziert. Die Wachstumsprozesse spielen sich auf unterschiedlichen Größenskalen ab, beginnend bei Nanometern für die molekulare Diffusion des Wasserdampfs zur Oberfläche der Wolkentröpfchen bis hin zur Skala von komplexen Wolkensystemen mit mehr als tausend Kilometern horizontaler Ausdehnung. Die zeitlichen Skalen reichen von Sekunden bis zu Jahreszyklen.

Zur umfassenden Untersuchung der Wolken kommen in situ-Beobachtungen sowie Fernerkundungsmethoden zum Einsatz. Flugzeugmessungen sind auf lokale und kurzzeitige Skalen beschränkt und ermöglichen detaillierte Momentaufnahmen der Wolkenprozesse. Satelliten- oder bodengebundene Fernerkundungen erfassen weit größere Wolkenvolumina. Erhebliche Skalenprobleme gibt es auch bei der Beschreibung der Wolkenprozesse in numerischen Modellen. Insbesondere in konvektiven Wolken kommt es unter anderem durch Windscherungen häufig zu starken Turbulenzen. Dadurch können kleinskalige Zonen von Unter- oder Übersättigung entstehen, die zu Tropfen-Clusterbildung bzw. zu kleinskaligen „Wolkenlöchern“ führen können. Diese Prozesse lassen sich in großskaligen Wetter- und Klimamodellen aufgrund der dafür notwendigen enormen Computerkapazitäten (Speicherplatz, Rechengeschwindigkeit) nicht berücksichtigen. Solche Vorgänge können nur in parametrisierter Form in die numerischen Modelle eingebaut werden, was zu signifikanten Unsicherheiten bei der Erfassung von Rückkopplungseffekten im Klimasystem [2] und zu drastischen Fehlvorhersagen der Wolken- und Niederschlagsentwicklung führen kann.

Bei vielen Wolkenprozessen sind alle thermodynamischen Phasenübergänge von Wasser beteiligt: Wasserdampf kondensiert, flüssige Wassertropfen verdunsten, unterkühlte Tropfen gefrieren, Eiskristalle schmelzen. Bei diesen Umwandlungen werden große latente Energiemengen umgesetzt. Die freiwerdende latente Wärmeenergie beim Kondensieren oder Gefrieren erwärmt das Wolkeninnere und verstärkt den konvektiven Auftrieb in der Wolke. Das führt zur Übersättigung innerhalb der Wolke. Umgekehrt wirken Verdunstung und Schmelzen abkühlend, wodurch es zu abwärtsgerichteten Vertikalbewegungen in der Wolke kommt.

## Tropische Gewitterwolken

Gewitterwolken bilden sich nach einem bestimmten Schema (Abb. 2): Durch die Absorption von solarer Strahlung am Erdboden erwärmen sich bodennahe Luftvolumina, werden dadurch spezifisch leichter als die umgebende Luft und steigen auf, wobei sie sich nahezu adiabatisch abkühlen, also ohne Wärmeaustausch mit der Atmosphäre. Das Aufsteigen kann auch durch

1) Die optische Dichte ist ein Maß für die Extinktion (Streuung und Absorption) von elektromagnetischer Strahlung in einem Luftvolumen.

2) Als Aerosolpartikel bezeichnet man feste oder flüssige Teilchen, die in der Atmosphäre schwebend enthalten sind, wobei die Luft als Trägergas dient. Sie sind zwischen einigen Nanometern bis etwa  $10 \mu\text{m}$  groß. Damit sind Aerosolpartikel in der Atmosphäre einzeln nicht sichtbar. Als Aerosol hingegen bezeichnet man die Gesamtheit von Partikeln und Trägergas.

Aufgleitprozesse an Bergen oder Luftmassengrenzen geschehen. Durch die Abkühlung nimmt der Sättigungsdampfdruck innerhalb des Luftpakets ab und die relative Feuchte zu. Bei einsetzender Übersättigung kondensiert der Wasserdampf an atmosphärischen Aerosolpartikeln, wobei deren Anzahl, Größe und chemische Zusammensetzung eine wichtige Rolle spielen. Zunächst entstehen feuchte Dunstpartikel. Nach Überschreiten eines kritischen Werts der Wasserdampfübersättigung setzt die Tropfenbildung ein (Tröpfchen-Aktivierung). Ein Aerosolpartikel, das als Keim für einen Wolkentropfen<sup>3)</sup> dient, nennt man Wolkenkondensationskern (Cloud Condensation Nucleus, CCN). Hierfür eignet sich nur ein gewisser Anteil der in der Atmosphäre enthaltenen Aerosolpartikel.

Die Größe eines Partikels und seine chemische Eigenschaften, etwa ob seine Oberfläche hydrophil oder hydrophob ist, beeinflussen dessen Eignung als CCN. Ohne Wolkenkondensationskerne ist eine Tropfenbildung rein homogen aus der Wasserdampfphase bei üblichen atmosphärischen Temperaturen und Feuchtebedingungen kaum möglich, denn es werden in der Atmosphäre selten Übersättigungen von mehr als einem Prozent über dem Sättigungsdampfdruck erreicht – es wären aber mehrere 100 Prozent nötig. Der abrupte Übergang von CCN zu Tröpfchen (heterogene Kondensation), die im Durchmesser mindestens eine Größenordnung größer sind, sorgt für die optische Abgrenzung zwischen Wolken und Umgebung. Die Wolkentropfen sind so groß, dass das von ihnen gestreute Licht die Wolke weiß oder grau erscheinen lässt, während die Streuung durch kleinere Aerosolpartikel in der Umgebung kaum sichtbar ist.

Nach der CCN-Aktivierung an der Wolkenbasis wachsen die Tropfen bei anhaltender Wasserdampfübersättigung durch Kondensation im aufsteigenden Luftpaket weiter an, wobei latente Wärme frei wird, welche das Aufsteigen beschleunigt. Dieses Tropfenwachstum ist nur bei hohen absoluten Feuchten in den Tropen oder Subtropen so effizient, dass die Tröpfchen schwer genug werden, um in der Wolke trotz Auftrieb und Luftreibung nach unten zu sinken. In den mittleren und hohen Breiten steigen die kleineren Tropfen bis in größere Höhen, wo das Gefrieren weitere Wachstumsprozesse initiiert. Bei effizientem Kondensationswachstum in den Tropen oder Subtropen fallen die großen Tropfen mit relativ hoher Geschwindigkeit, wobei sie mit kleineren, langsamer fallenden Tröpfchen kollidieren und sich mit diesen vereinigen (Koaleszenz). In tropischen und subtropischen Regionen können die Tropfen auf diese Weise ohne Eisphase zu sehr großen Tropfen anwachsen, die als Niederschlag zu Boden fallen (warme Niederschlagsbildung).

Zudem können Wolkentropfen durch Vertikalwinde oder weiteres adiabatisches Aufsteigen des Luftpakets in höhere und kältere Luftschichten gelangen. Unterhalb von 0 °C beginnen die Tropfen zu gefrieren, wobei erneut latente Wärme frei wird. Dies geschieht hauptsächlich mittels heterogenen Immersionsgefrierens, bei dem ein im Tröpfchen eingeschlossener

Eiskeim die initiale Eiskristallbildung ermöglicht. Bei Temperaturen unterhalb von etwa –37 °C ist auch homogenes Gefrieren von Tröpfchen ohne Eiskeime möglich. Die gefrorenen Eiskristalle können über Deposition von Wasserdampf molekülen auf ihrer Oberfläche weiterwachsen. Dieses Wachstum ist vor allem beim Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess (WBF) effizient. Dabei wachsen die Eiskristalle auf Kosten der flüssigen, aber unterkühlten Wassertröpfchen, weil der Gleichgewichtswasserdampfdruck über einer unterkühlten (< 0 °C), flüssigen Wasseroberfläche höher ist als über festem Eis. Deshalb werden in der Wolke Wassermoleküle über die Gasphase von den verdunstenden, unterkühlten, flüssigen Wassertröpfchen hin zu den anwachsenden Eiskristallen transportiert.

Weitere Wachstumsprozesse sind (a) die Bereifung, bei der große Eiskristalle mit kleinen unterkühlten Wassertröpfchen kollidieren, die an den Eiskristallen anfröhen, (b) die Berührungsvereisung, bei der große unterkühlte Wassertröpfchen mit kleinen Eispartikeln zusammenstoßen und der Tropfen gefriert, und (c) die Aggregation, bei der Eiskristalle kollidieren und sich ineinander verhaken. Sekundäre Eisbildungsprozesse wie das Zersplittern komplexer Eiskristalle, die Fragmentierung während des Gefrierens, die Bruchstückbildung bei Kollisionen oder das Auseinanderbrechen großer Kristalle können zu einer erhöhten Anzahlkonzentration der kleinen Eispartikel in der Wolke führen.

Die Eiskristalle können als Niederschlag zu Boden fallen – entweder als Zusammenballung von verhakten Eiskristallen (Schnee) oder als gefrorene Eiskugeln (Graupel). Wenn die Eispartikel durch warme Luftschichten fallen und unterwegs schmelzen, bildet sich Regen. Hagel entsteht, wenn mehrere Auf- und Abwärtsbewegungen innerhalb der Wolke zum langanhaltenden Wachstum der Eispartikel führen.

Die Entwicklung konvektiver Wolken hängt auch von der Aerosolumgebung ab. So haben Messungen

3) Man kann sich Wolkentropfen wie „normale Regentropfen“ vorstellen, nur viel kleiner: Sie sind kugelförmig und etwa 10 µm groß, Regentropfen dagegen 100 µm bis einige Millimeter.

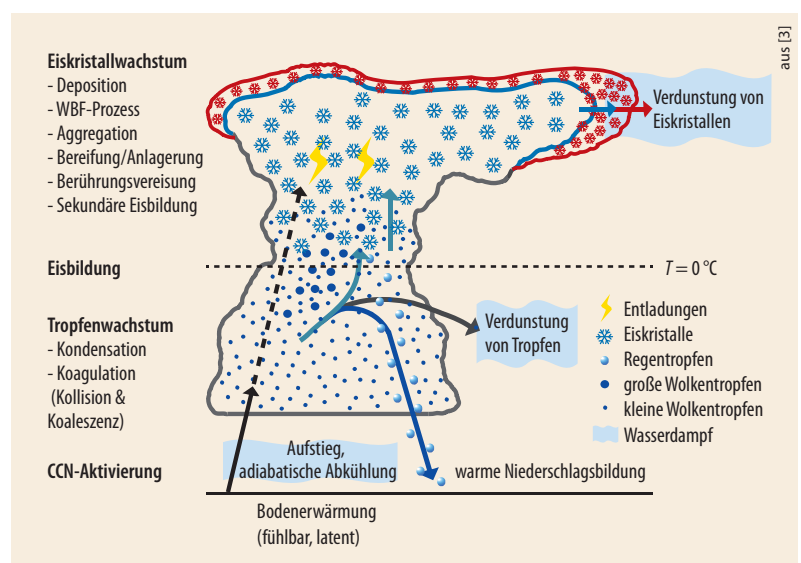
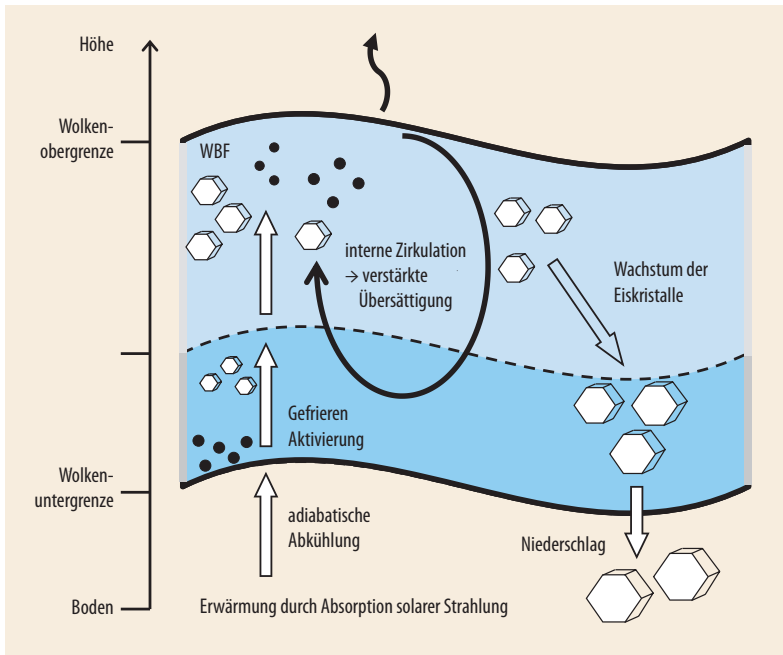


Abb. 2 Tropische Gewitterwolken bilden sich nach einem festen Schema, das mit der Absorption von Sonnenstrahlung am Erdboden und der Erwärmung bo-

dennaher Schichten beginnt. Diese steigen auf und kühlen sich adiabatisch ab. Dadurch nimmt die relative Feuchte zu. Nähere Erläuterungen siehe Haupttext.





**Abb. 3** In einer arktischen Mischphasenwolke steigen durch Erwärmung boden-naher Luftschichten Luftpakete auf, bis es zur Tropfenaktivierung kommt. Die Tröpfchen gefrieren teilweise, und die Eiskristalle wachsen im oberen Teil durch den WBF-Prozess. Durch Strahlungsab-

kühlung am oberen Rand entsteht eine interne Zirkulation, welche die Abkühlungs-raten im aufsteigenden Ast der Zirkulation verstärkt. Eine vollständige Vereisung bleibt aus, weswegen oft unterkühlte, flüssige Wassertropfen in den oberen Schichten auftreten.

über dem brasilianischen Regenwald gezeigt, dass in durch Brandrodung verschmutzter Umgebung die Wolkentropfen zahlreicher und kleiner sind als in Wolken aus sauberer Umgebung [3]. Die Verschmutzung unterdrückt die Niederschlagsbildung und vergrößert die Höhe der Wolken sowie ihre Lebensdauer.

### Arktische Mischphasenwolken

Arktische Mischphasenwolken sind eher schichtförmig (stratiform) aufgebaut und bestehen aus unterkühlten Wassertropfen, die mit Eispartikeln koexistieren (Abb. 3). Dynamische Prozesse verhindern eine durch den WBF-Prozess zu erwartende schnelle und vollständige Vereisung. Für kleine Aufwärtsgeschwindigkeiten und geringe Abkühlraten (geringe Übersättigungen) dominiert der WBF-Prozess im oberen Wolkenbereich, wo der aktuelle Wasserdampfdruck zwischen den Gleichgewichtswerten für unterkühltes Wasser und Eis liegt. Der Eisgehalt steigt kontinuierlich mit der Höhe an, wohingegen der Flüssigwassergehalt nach Erreichen eines Maximums im Mittelteil der Wolke nach oben hin abnimmt. Im oberen Teil der Wolke wachsen die Eispartikel auf Kosten der flüssigen Wassertropfen. Die Wolke vereist kontinuierlich von unten nach oben. Bei größeren Vertikalgeschwindigkeiten wird das aktuelle Wasserdampf-mischungsverhältnis durch die höheren Abkühlraten größer als die Gleichgewichtswerte über flüssigem Wasser und Eis (Abb. 3). Damit herrscht Übersättigung in Bezug auf unterkühltes flüssiges Wasser und Eis. Daher wachsen beide Phasen

durch Kondensation bzw. Deposition an. Demzufolge kann das unterkühlte Wasser der Tröpfchen über lange Zeiträume mit den Eiskristallen koexistieren.

Auch die strahlungsinduzierte Turbulenz spielt für Stratocumulus-Bewölkung nicht nur in der Arktis eine wichtige Rolle. Im oberen Teil der Wolke wird durch Emission von Infrarotstrahlung kontinuierlich Wärme in Strahlungsenergie umgewandelt, wodurch es zu einer lokalen Abkühlung und Abwärtsbewegungen wegen der erhöhten Luftdichte kommt. Die Abkühlung an der Wolkenoberkante ist horizontal unterschiedlich stark, wodurch die Abwärtsbewegung in der Fläche verschieden ausgebildet wird. Zusammen mit den parallel ablaufenden adiabatischen Aufwärtsbewegungen von unteren Wolkenschichten wird daher innerhalb der Wolke eine interne Zirkulation induziert. Dies unterscheidet die Stratocumulus-Bewölkung von Stratuswolken, die über adiabatische Hebung entstehen.<sup>4)</sup>

### Wolken im Labor

Die Erforschung der komplexen mikrophysikalischen und chemischen Prozesse der Aerosol- und Wolkenbildung auf Basis von Beobachtungen in der Atmosphäre ist aufwändig. Kleinskalige Prozesse lassen sich unter kontrollierten Bedingungen im Labor untersuchen. Eine Aerosol- und Wolkenkammer für solche Experimente ist die CLOUD-Kammer am CERN.<sup>5)</sup> In einem großen Edelstahltank wird eine künstliche Atmosphäre im Labor erzeugt (Abb. 4). Mit modernster Messtechnik werden Spurengase, Molekülcluster sowie Aerosol- und Wolkenpartikel beobachtet. Starke Pumpen verringern den Druck in der Kammer schnell, sodass die Luft durch adiabatische Expansion abkühlen kann, bis der Wasserdampf in der Kammer übersättigt ist und Wolkenbildung einsetzt. Ein Schwerpunkt bildet hierbei die Untersuchung von Prozessen, an denen Ionen beteiligt sind. Denn ein Elementarteilchenstrahl vom CERN erlaubt es, in der Kammer den Einfluss von Ionisierung, wie sie durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre vorkommt, gezielt zu simulieren.

Bei Messungen in der CLOUD-Kammer wurde die Bildung neuer Aerosolpartikel aus flüchtigen organischen Verbindungen, welche Bäume an die Atmosphärenluft abgeben, nachgestellt. Diese neuen Partikel können ab einer gewissen Größe als CCN dienen und spielen daher eine wichtige Rolle für das Klima. Eine der untersuchten Verbindungen ist alpha-Pinen, das Pinienwäldern den charakteristischen Duft verleiht und zu den wichtigsten biogenen Emissionen gehört. Alpha-Pinen wird in der Atmosphäre durch Ozon oxidiert. In nachfolgenden Reaktionsschritten entstehen extrem schwerflüchtige Substanzen, die in sehr geringen Mengen von etwa einem Molekül pro einer Billion anderen Luftmolekülen auftreten. Die CLOUD-Experimente zeigen, dass sich aus den schwerflüchtigen organischen Verbindungen sehr effizient neue Partikel bilden. Der Prozess läuft unter Atmosphärenbedin-

4) Die Details dieser Prozesse sind durch Modelle schwer realitätsnah zu reproduzieren. Ihre Erforschung ist Teil eines Verbundprojekts Klimaänderungen in der Arktis [4], <http://ac3-tr.de>

5) Cosmics Leaving Outdoor Droplets, <https://home.cern/about/experiments/cloud>

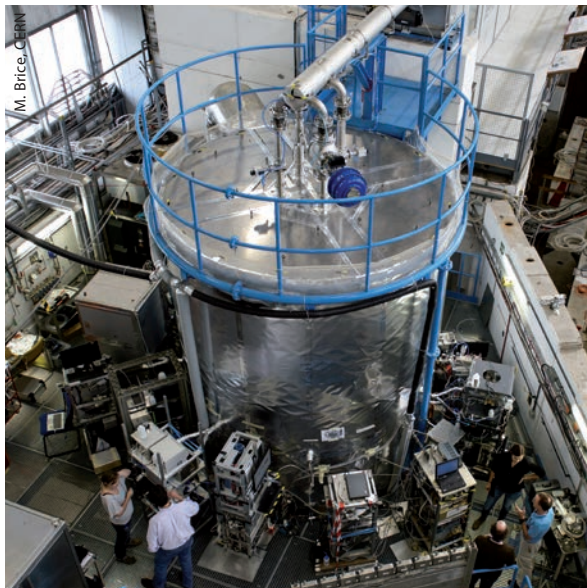


Abb. 4 Die CLOUD-Kammer am CERN erlaubt die Untersuchung von Aerosol- und Wolkenprozessen unter kontrollierten Laborbedingungen.

gungen ab und überraschenderweise ohne Beteiligung von Schwefelsäure.

Alpha-Pinen ist nach Methan, Isopren und Methanol der mengenmäßig viertgrößte biologische Kohlenwasserstoff, der in die Atmosphäre gelangt. Die geschätzten Emissionen liegen weltweit bei etwa 66 Millionen Tonnen pro Jahr. Für die Partikelentstehung spielt Alpha-Pinen eine sehr wichtige Rolle, vermutlich die wichtigste neben Schwefelsäure und Ammoniak.

Weiterhin stellte sich heraus, dass Ionen aus der kosmischen Strahlung die Bildung von organischen Partikeln erheblich verstärken, und zwar um einen Faktor 10 bis 100 im Vergleich zur Partikelbildung ohne Ionen, solange die Konzentrationen der partikelbildenden Gase niedrig sind. Die ioneninduzierte Bildung von organischen Partikeln stellt einen sehr wichtigen Mechanismus dar, der unter natürlichen Bedingungen die effiziente Bildung und das Anwachsen der Partikel erklären kann, teilweise bis zu Größen, bei denen sie als CCN dienen und das Klima beeinflussen [5].

Somit müssen die Partikelkonzentrationen speziell vor der Industrialisierung höher eingeschätzt werden. Daher fällt der abkühlende Strahlungsantrieb, der den zunehmenden Partikelkonzentrationen durch indirekte Einflüsse auf die Wolken zugeschrieben wird, kleiner aus als bisher angenommen. Zur Abschätzung dieses Effekts hat das CLOUD-Team globale Modellrechnungen vorgelegt. Die Ergebnisse der Experimente wurden parametrisiert und in ein globales Aerosolmodell der Universität Leeds eingebaut. Dabei zeigte sich, dass der Prozess insbesondere in der vorindustriellen Atmosphäre stark zur Partikelbildung beigetragen hat, da damals viel weniger Schwefelkomponenten in die Atmosphäre gelangten. Die kühlenden Wolkeneffekte durch zusätzliche vom Menschen gemachte Partikel fallen um 27 Prozent kleiner aus als in Klimasimulationen ohne diesen Effekt: Statt einer Abkühlung von  $-0,82 \text{ W/m}^2$  ergeben sich nur  $-0,60 \text{ W/m}^2$  [6].

Mit Modellrechnungen auf Basis der CLOUD-Messungen wurde untersucht, wie der Elf-Jahres-Sonnenzyklus die Bildung von Aerosolpartikeln beeinflusst. Demnach sind die Effekte durch Veränderungen der Ionisation durch die Sonne zu klein, um die atmosphärische Wolkenbildung deutlich zu verändern. Obwohl die Ionen ursprünglich an der Entstehung von fast einem Drittel aller neugebildeten Partikel beteiligt sind, ändert sich die Konzentration der großen CCN im Laufe des Elf-Jahreszyklus nur um 0,1 Prozent [7].

## Fazit

Die wundersame Welt der Wolken hält bis heute viele wissenschaftliche Fragen bereit. Durch die kombinierte Erforschung der Wolken mit Hilfe verschiedener Messungen und Modellierung sind viele Zusammenhänge besser verstanden. Wolken bestimmen wichtige Rückkopplungsprozesse, die den Wasser- und Strahlungshaushalt sowie die atmosphärische Dynamik beeinflussen. Ein besseres Verständnis von Wolkenprozessen ist daher wesentlich, um Unsicherheiten in Klima- und Wettermodellen zu reduzieren.

\*

M. Wendisch bedankt sich für die Unterstützung durch die DFG im Rahmen des transregionalen SFB TR 172 „Arctic Amplification: Climate Relevant Atmospheric and SurfaCe Processes, and Feedback Mechanisms (AC)<sup>3</sup>“. Beide Autoren bedanken sich bei der DFG für die langjährige Förderung des SPP 1294 zur wissenschaftlichen Nutzung von HALO. J. Curtius dankt für die Unterstützung des CLOUD-Projekts durch das BMBF (01LK1222A und 01LK1601A) und durch die EU im Rahmen der Marie-Curie Doktorandennetzwerke „CLOUD-TRAIN“ und „CLOUD-ITN“ (215072 und 316662).

## Literatur

- [1] C. R. Hoyle et al., *Atmos. Chem. Phys.* **16**, 1693 (2016)
- [2] T. Schneider et al., *Nature Climate Change* **7**, 3 (2017)
- [3] M. Wendisch et al., *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **97**, 1885 (2016)
- [4] M. Wendisch et al., *Eos* **98**, doi:10.1029/2017EO064803 (2017)
- [5] J. Kirkby et al., *Nature* **533**, 522 (2016)
- [6] H. Gordon et al., *PNAS USA* **113**, 12053 (2016)
- [7] E. M. Dunne et al., *Science* **354**, 1119 (2016)

## DIE AUTOREN

**Manfred Wendisch** hat Meteorologie an der HU Berlin studiert. Nach der Promotion in Leipzig arbeitete er am dortigen Institut für Troposphärenforschung, unterbrochen von Aufenthalten am NASA Ames Forschungszentrum (USA), der Chinesischen Akademie der Wissenschaften (Peking) und der Texas A&M University (USA). Seit 2006 ist er Professor für Meteorologie, erst in Mainz, seit 2009 in Leipzig.



**Joachim Curtius** (FV Massenspektrometrie, Umweltphysik) studierte Physik in Heidelberg. Nach der Promotion am MPI für Kernphysik in Heidelberg und einem Postdoc-Aufenthalt am NOAA in Boulder, Colorado, forschte er an der Universität Mainz. Seit 2007 ist er Professor für experimentelle Atmosphärenforschung an der Goethe-Universität Frankfurt am Main.

