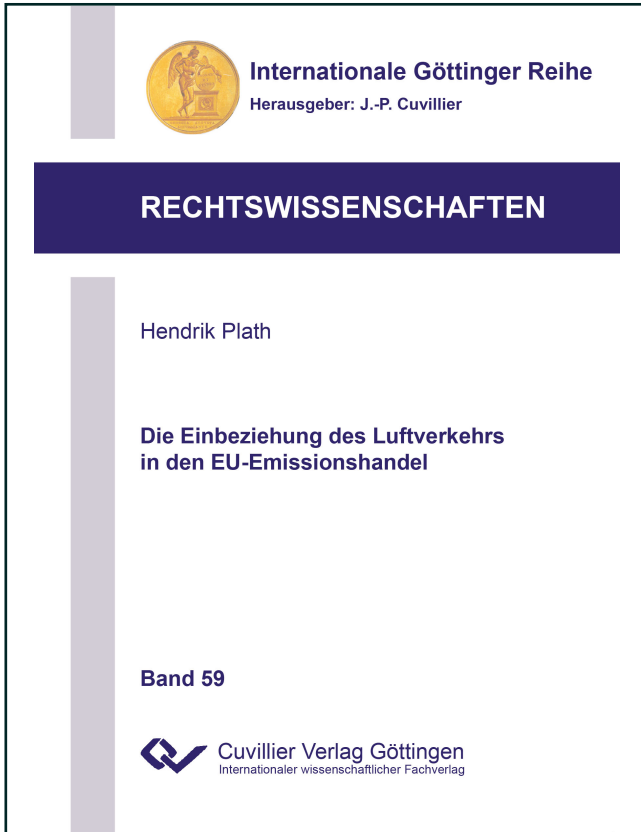




Hendrik Plath (Autor)
Die Einbeziehung des Luftverkehrs in den EU-Emissionshandel



<https://cuvillier.de/de/shop/publications/6881>

Copyright:
Cuvillier Verlag, Inhaberin Annette Jentsch-Cuvillier, Nonnenstieg 8, 37075 Göttingen,
Germany
Telefon: +49 (0)551 54724-0, E-Mail: info@cuvillier.de, Website: <https://cuvillier.de>

Einleitung

Mit der dritten Handelsperiode hat sich der durch die RL 2003/87/EG (EHRL) eingeführte Emissionshandel als Instrument des Klimaschutzes in Europa etabliert, obwohl er weiterhin nicht unumstritten ist. Er sollte zunächst einen Beitrag zur gemeinsamen Erfüllung der Verpflichtungen der EU und ihrer Mitgliedstaaten aus dem Kyoto-Protokoll leisten, die anthropogenen Treibhausgasemissionen im Zeitraum 2008–2012 gegenüber dem Stand von 1990 um 8 % zu senken. Die auf der Konferenz von Doha im Dezember 2012 beschlossenen Änderungen des Kyoto-Protokolls beinhalten die Verpflichtung der EU zu einer Reduktion um 20 % gegenüber dem Stand von 1990 im Zeitraum 2013–2020. Mangels Ratifikation sind diese Änderungen noch nicht in Kraft getreten, können von den Vertragsstaaten aber vorläufig angewendet werden. Der europäische Emissionshandel soll auch weiterhin einen Beitrag zur Erreichung dieser Reduktionsziele leisten.

Die Treibhausgasemissionen des internationalen Luftverkehrs sind allerdings nicht Gegenstand der verbindlichen Kyoto-Reduktionsziele. Die Vertragsparteien des Protokolls von 1997 verpflichteten sich lediglich, ihre diesbezüglichen Reduktionsbemühungen im Rahmen der Internationalen Zivilluftfahrtorganisation (ICAO) fortzusetzen. Nachdem trotz jahrelanger Verhandlungen keine spürbaren Fortschritte erzielt wurden, beschloss die EU im November 2008 die RL 2008/101/EG zur Einbeziehung des Luftverkehrs in das bestehende europäische Emissionshandelssystem. Seit Beginn des Jahres 2012 werden somit nicht mehr nur die Emissionen ortsfester Anlagen der Energiewirtschaft und der energieintensiven Industrie, sondern erstmals auch die CO₂-Emissionen einer mobilen Quelle des Verkehrssektors erfasst. Zudem unterliegen grundsätzlich nicht nur innereuropäische Flüge der Emissionshandelspflicht, sondern alle Flüge, die innerhalb der EU beginnen oder enden, auch soweit die Emissionen außerhalb des Hoheitsgebiets der EU-Mitgliedstaaten stattfinden. Der EuGH hat mittlerweile entschieden, dass das Völkerrecht der Einbeziehung dieser Flüge nicht entgegensteht.¹ Die dort behandelten völkerrechtlichen Fragestellungen sind allerdings nicht Gegenstand dieser Arbeit. Ungeachtet der EuGH-Entscheidung gab und gibt es erheblichen internationalen Widerstand gegen die Erstreckung des Systems auf diese »außereuropäischen Emissionen«. Die EU-Kommission kündigte daraufhin im November 2012 einen Vorschlag zur Änderung der Richtlinie an, wonach der Emissionshandel für das Jahr 2012 rückwirkend auf innereuropäische Flüge beschränkt werden soll und begründete dies mit Fortschritten bei den Verhandlungen im Rahmen der ICAO.

¹ EuGH, Rs. C-366/10, Rn. 157 – Air Transport Association of America.

In der vorliegenden Arbeit werden zunächst der Stand der naturwissenschaftlichen Erkenntnisse über die Wirkung der vom Luftverkehr emittierten Stoffe auf das Klima dargestellt, sowie der Strahlungsantrieb als Maß zur Quantifizierung dieser Wirkung. Anschließend werden tatsächliche Möglichkeiten zur Reduktion dieser Klimawirkungen aufgezeigt. Nach einer kurzen Darstellung der ökonomischen Grundlagen werden die Regelungen über den Emissionshandel im Luftverkehr erläutert. Einen Schwerpunkt bildet die Bestimmung des Anwendungsbereichs, insbesondere dessen Beschränkung auf die CO₂-Emissionen des Luftverkehrs. Unter Rückgriff auf die in den Naturwissenschaften entwickelten Maßstäbe zur Gewichtung von Klimawirkungen wird hier diskutiert, inwieweit eine Berücksichtigung der nicht CO₂-induzierten Klimawirkungen des Luftverkehrs möglich gewesen wäre. Ferner werden die Regelungen über die Zuteilung der Emissionsrechte an die Luftfahrzeugbetreiber erläutert. Im Anschluss erfolgt eine rechtliche Bewertung dieser Regelungen anhand der europäischen Kompetenznormen und Grundrechte. Die Zentralisierung wichtiger Entscheidungen bei der Festlegung der Emissionsobergrenze und der Zuteilung der Emissionsrechte auf europäischer Ebene und die damit einhergehende Einengung der nationalen Gestaltungsspielräume bringen es mit sich, dass sich der Maßstab zur Beurteilung der Rechtmäßigkeit dieser Maßnahmen gänzlich ins Europarecht verlagert.

Durch die Einbeziehung des Luftverkehrs in den Emissionshandel sollen die ihm zurechenbaren Klimaauswirkungen verringert werden. Fraglich ist allerdings, ob ein auf CO₂ beschränkter Emissionshandel das geeignete Instrument darstellt, da die CO₂-Emissionen nur einen Teil der Klimawirkungen des Luftverkehrs verursachen. Ferner soll das Handelssystem sicherstellen, dass die Einhaltung der festgelegten Emissionsobergrenze zu möglichst geringen volkswirtschaftlichen Kosten erfolgt. Dabei wird die kostenlose Zuteilung von Zertifikaten immer stärker durch deren Versteigerung abgelöst. Den Emittenten werden damit nicht nur die Kosten für die von ihnen vorzunehmenden Emissionsreduktionen aufgebürdet, sondern ihnen wird zudem eine Zahlung für die Teilhabe an dem verfügbaren Emissionskontingent abverlangt. Unter Kompetenzgesichtspunkten stellt sich einerseits die Frage, ob die Entgelte für die Zuteilung von Emissionsrechten als Abgaben einzuordnen sind. Für die Beurteilung möglicher Eingriffe in die unternehmerische Freiheit und das Eigentumsgrundrecht der Luftfahrzeugbetreiber ist andererseits von Bedeutung, ob sich diese Entgeltforderung allein durch das Effizienzziel rechtfertigen lässt. Schließlich stellt sich vor dem Hintergrund des allgemeinen Gleichheitssatzes die Frage, ob die Einbeziehung des Luftverkehrs als einzigem Verkehrsträger gerechtfertigt ist und ob neue Betreiber gegenüber den bereits tätigen bei der Zuteilung kostenloser Emissionsrechte unangemessen benachteiligt werden.

Erstes Kapitel: Klimawirkungen des Luftverkehrs

Die Emissionen des Luftverkehrs verändern die atmosphärische Konzentration strahlungsaktiver Substanzen und wirken dadurch auf das Klima ein. Strahlungsaktiv sind Substanzen, welche die einfallende Sonnenstrahlung und/oder die von der Erde ausgehende Strahlung beeinflussen und daher wärmend oder kühlend auf die Atmosphäre einwirken. Das als Treibstoff im Luftverkehr verwendete Kerosin ist ein Kohlenwasserstoffgemisch. Bei der Verbrennung mit Luft im Triebwerk eines Flugzeugs entstehen unter anderem Kohlenstoffdioxid, Stickoxide, Wasserdampf, Schwefeldioxid und Ruß.² Kohlenstoffdioxid, Wasserdampf, Schwefeldioxid und Rußpartikel sind selbst strahlungsaktive Substanzen, deren atmosphärische Konzentration durch Emission direkt erhöht wird. Andererseits verändern die Stickoxid-, Wasserdampf- und Partikel-Emissionen indirekt die Konzentration anderer strahlungsaktiver Substanzen wie Ozon, Methan und Eiskristalle in Kondensstreifen und Wolken. Die Prozesse, die infolge der Emissionen des Luftverkehrs direkt oder indirekt zu einer Konzentrationsveränderung strahlungsaktiver Substanzen in der Atmosphäre führen, werden im Folgenden allgemein als »luftverkehrsinduzierte Störungen« bezeichnet.

A. Emittierte Stoffe und deren Wirkungen

Die Atmosphäre ist ein Gemisch verschiedener Gase, welches die Erde bis zu einer Höhe von vielen Kilometern umgibt und durch die Schwerkraft an ihr festgehalten wird.³ Diese Lufthülle wird der Höhe nach in verschiedene Temperaturschichten unterteilt.⁴ Die unterste dieser Schichten, die Troposphäre, wird durch eine schmale Übergangsschicht, der Tropopause, von der nächsthöheren Schicht, der Stratosphäre, getrennt.⁵ Luftverkehr findet derzeit überwiegend in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre statt; lediglich Überschallflugzeuge erreichen die mittlere Stratosphäre.⁶ Die Höhe der Tropopause schwankt je nach geographischer Breite und Jahreszeit. Sie beträgt etwa 17 km am Äquator, 9–10 km an den Polen und bei 45° geographischer Breite etwa 12,5 km im Januar und 15 km im Juli.⁷ Während die Lufttemperatur in der Troposphäre mit zunehmender Höhe stetig sinkt (bis zu –60 °C an

² Wuebbles/Gupta/Ko, Eos 2007, 157.

³ Strahler/Strahler, Physische Geographie, S. 37.

⁴ Strahler/Strahler, Physische Geographie, S. 40.

⁵ Strahler/Strahler, Physische Geographie, S. 41.

⁶ IPCC, Aviation and the Global Atmosphere, S. 3; Lee, in: Gössling/Upham (Hrsg.), Climate Change and Aviation, S. 27 [28, 43].

⁷ Strahler/Strahler, Physische Geographie, S. 41.

der Tropopause), nimmt sie in der darüber liegenden Stratosphäre wieder zu und erreicht in etwa 50 km Höhe 0 °C.⁸

I. Kohlenstoffdioxid

Pro Kilogramm des im Triebwerk verbrannten Kerosins werden ca. 3,15 kg Kohlenstoffdioxid (CO₂) emittiert. Ca. 45 % des emittierten CO₂ verbleiben zunächst in der Atmosphäre, während der Rest von den Ozeanen und der Biosphäre aufgenommen wird.⁹ Im Kohlenstoffkreislauf der Erde werden ca. 50 % des atmosphärischen CO₂ innerhalb von 30 Jahren, weitere 30 % innerhalb von einigen hundert Jahren und die übrigen 20 % erst nach Jahrtausenden wieder aus der Atmosphäre entfernt.¹⁰ Dieser komplexe Abbauprozess wird mit Modellen des Kohlenstoffkreislaufs dargestellt und von Klimamodellen berücksichtigt, welche die Klimawirkungen des Luftverkehrs simulieren.

Aufgrund seiner langen Verweilzeit ist Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre gut vermischt; die CO₂-Emissionen des Luftverkehrs sind in Herkunft und Wirkung von bodennahen Emissionen nicht zu unterscheiden.¹¹ CO₂ wirkt als Treibhausgas, dessen Beitrag zur globalen Erwärmung allein von seiner Konzentration in der Atmosphäre abhängt.¹² Der sog. Treibhauseffekt wurde an anderer Stelle¹³ – auch im Zusammenhang mit dem Emissionshandel¹⁴ – bereits ausführlich beschrieben, sodass hier folgende knappe Darstellung genügen soll: Die CO₂-Moleküle absorbieren langwellige (infrarote) Wärmestrahlung, die von der Erdoberfläche und der unteren Atmosphäre ausgesendet wird.¹⁵ Die absorbierte Wärme wird anschließend in alle Richtungen gleichmäßig abgestrahlt, sodass ein Teil zurück zur Erdoberfläche gelangt.¹⁶ Infolgedessen erreicht die von den CO₂-Molekülen abgegebene Wärmestrahlung die Erdoberfläche *zusätzlich* zur Sonneneinstrahlung – dies führt tendenziell zu einer Erwärmung.¹⁷

II. Stickoxide

Bei der Verbrennung des Treibstoffs entstehen ferner Stickstoffmonoxid (NO) und Stickstoffdioxid (NO₂), welche zusammen als Stickoxide (NO_x) bezeichnet werden.

⁸ Strahler/Strahler, *Physische Geographie*, S. 40, 41.

⁹ Kappas, *Klimatologie*, S. 160.

¹⁰ Kappas, *Klimatologie*, S. 160.

¹¹ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 21.

¹² IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 21.

¹³ Bauer, *Treibhauseffekt*, S. 5 f.; Rahmstorf/Schellnhuber, *Klimawandel*, S. 30 ff.

¹⁴ Zimmer, *CO₂-Emissionsrechtehandel*, S. 22 ff.

¹⁵ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 21.

¹⁶ Rahmstorf/Schellnhuber, *Klimawandel*, S. 31.

¹⁷ Rahmstorf/Schellnhuber, *Klimawandel*, S. 31.

Pro Kilogramm verbranntem Kerosin werden ca. 12–17 g Stickoxide emittiert.¹⁸ Sie verweilen in Reiseflughöhe einige Wochen in der Atmosphäre und damit etwa zehn Mal länger als in Bodennähe.¹⁹ Da die NO_x-Hintergrundkonzentration zudem in der oberen Troposphäre etwa tausendmal geringer ist als in urbanen Regionen am Boden, beeinflussen die NO_x-Emissionen des Luftverkehrs die Gesamtkonzentration dort erheblich.²⁰ Aufgrund der relativ kurzen atmosphärischen Verweildauer von einigen Wochen verbleiben die emittierten Stickoxide in der Nähe der Flugrouten und sind, im Gegensatz zum langlebigen CO₂, global nicht gleichmäßig verteilt. Maxima liegen horizontal in mittleren nördlichen Breiten, vor allem über Europa und den USA und vertikal in der unteren Stratosphäre.²¹ Die NO_x-Emissionen des Luftverkehrs fördern einerseits die Bildung des Treibhausgases Ozon (O₃) und tragen damit zur Erwärmung bei, andererseits lösen sie den Abbau des Treibhausgases Methan (CH₄) aus und haben insofern einen kühlenden Effekt.²²

1. Ozonkonzentration

Auch ohne den Luftverkehr würde in der Atmosphäre ständig Ozon entstehen und wieder abgebaut. Die Ozonkonzentration in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre ist das Ergebnis einer Vielzahl komplexer Prozesse, von denen hier nur die wichtigsten dargestellt werden können.²³

In der Troposphäre entsteht Ozon vor allem durch die Oxidation des in der Atmosphäre vorhandenen Kohlenstoffmonoxids (CO).²⁴ Ein Ozonabbau findet überwiegend durch eine Reaktion mit dem Hydroperoxid-Radikal HO₂ statt, bei der das Hydroxyl-Radikal OH und Disauerstoff (O₂) entstehen.²⁵ In welchem Umfang diese Reaktionen stattfinden, hängt kritisch von den atmosphärischen Konzentrationen der Stoffe NO, NO₂, OH und HO₂ ab. Zusätzliche NO_x-Emissionen von Luftfahrzeugen wirken einerseits als Katalysatoren, d. h. sie beschleunigen die Oxidation des Kohlenstoffmonoxids und damit die Ozonproduktion.²⁶ Andererseits reagiert NO mit HO₂ und verhindert so,

¹⁸ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143 [145].

¹⁹ Cames/Deuber, Emissionshandel im internationalen zivilen Luftverkehr, S. 32.

²⁰ Cames/Deuber, Emissionshandel im internationalen zivilen Luftverkehr, S. 32.

²¹ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143 [145].

²² Sausen, promet 2004, 181 [182].

²³ Ausführliche Darstellung bei IPCC, Aviation and the Global Atmosphere, S. 36 ff.; Lee, in: Gössling/Upham (Hrsg.), Climate Change and Aviation, S. 27 [35 ff.]

²⁴ IPCC, Aviation and the Global Atmosphere, S. 36. CO reagiert mit dem Hydroxyl-Radikal OH, wobei das Hydroperoxid-Radikal HO₂ entsteht. Dieses HO₂ reagiert mit NO zu NO₂. Das NO₂ wird durch Sonnenlicht (Photolyse) wieder in NO und atomaren Sauerstoff (O) aufgespalten. Die O-Atome reagieren dann mit O₂ zu O₃.

²⁵ IPCC, Aviation and the Global Atmosphere, S. 38.

²⁶ IPCC, Aviation and the Global Atmosphere, S. 39; Lee, in: Gössling/Upham (Hrsg.), Climate Change and Aviation, S. 27 [38].

dass Ozon durch die zuvor beschriebene Reaktion mit HO_2 abgebaut wird.²⁷ In der mittleren und oberen Troposphäre wurden NO_x -Konzentrationen von 50 bis 200 pptv²⁸ gemessen. In den verwendeten Modellen steigt die Netto-Ozonproduktion (Produktion minus Abbau) mit zunehmender NO_x -Konzentration, bis sich der Trend bei einer NO_x -Konzentration von etwa 500 pptv umkehrt. Die NO_x -Hintergrundkonzentration beeinflusst damit sowohl die Größe als auch das Vorzeichen der durch den Luftverkehr verursachten Netto-Ozonproduktion.²⁹ Die NO_x -Emissionen eines Fluges verursachen daher bei einer niedrigen Hintergrundkonzentration in der Troposphäre einen relativ starken Anstieg der Ozonkonzentration, bei einer hohen Hintergrundkonzentration hingegen einen geringeren Anstieg oder gar eine Senkung der Ozonkonzentration.

In der Stratosphäre entsteht Ozon primär, indem O_2 durch Sonnenlicht aufgespalten wird und die entstehenden Sauerstoff-Atome sich mit anderen Sauerstoff-Molekülen zu Ozon verbinden.³⁰ Stickoxide verursachen hier wegen der höheren Ozonkonzentration und dem niedrigeren Druck einerseits einen Ozonabbau.³¹ Andererseits konkurrieren sie mit dem Ozon um Reaktionen mit OH, HO_2 und ClO (Chlormonoxid) und verhindern dadurch einen Ozonabbau.³² In der unteren Stratosphäre herrschen im Herbst, Winter und Frühling größtenteils relativ geringe NO_x -Hintergrundkonzentrationen. Infolgedessen überwiegt der zweite Effekt. Die zusätzlichen Emissionen des Luftverkehrs verlangsamen im Ergebnis den Ozonabbau. Bei hoher Stickoxid-Hintergrundkonzentration, vor allem in größeren Höhen und im Sommer, dominiert hingegen der erste Effekt, sodass die Luftverkehrsemissionen den Ozonabbau beschleunigen.³³ Die NO_x -Emissionen des Luftverkehrs lösen somit eine Veränderung der Ozonkonzentration aus, deren Umfang aber nicht allein von der emittierten Masse abhängt. Die Hintergrundkonzentrationen von NO_x , OH und HO_2 am Ort der Emission beeinflussen die chemischen Prozesse erheblich. In diesem Zusammenhang ist auch der von den meteorologischen Bedingungen abhängige Transport dieser Stoffe zu berücksichtigen.³⁴

Modellsimulationen zufolge steigt in der nördlichen Hemisphäre die Ozonkonzentration in erster Näherung linear mit der Gesamtmenge der Stickoxid-Emissionen.³⁵ Hier ist durch den starken Luftverkehr die Stickoxid- und in der Folge auch die Ozonkon-

²⁷ Lee, in: Gössling/Upham (Hrsg.), *Climate Change and Aviation*, S. 27 [38].

²⁸ Parts per trillion by volume.

²⁹ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 38.

³⁰ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 36; Lee, in: Gössling/Upham (Hrsg.), *Climate Change and Aviation*, S. 27 [36].

³¹ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 39. O_3 wird durch Photolyse in O_2 und O gespalten und das entstehende Sauerstoff-Atom reagiert mit NO_2 zu NO und O_2 . Das NO reagiert dann mit O_3 zu NO_2 und O_2 .

³² IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 39.

³³ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 39.

³⁴ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 40.

³⁵ Grewe u.a., *Geophysical Research Letters* 1999, 47; Sausen, *promet* 2004, 181 [182].

zentration insgesamt deutlich höher.³⁶ Andererseits fällt die gleiche Menge NO_x-Emissionen eines Fluges in der südlichen Hemisphäre aufgrund der dort geringeren Hintergrundkonzentration stärker ins Gewicht und produziert dort mehr Ozon.³⁷ Die atmosphärische Lebensdauer des Treibhausgases variiert mit Höhe und Breitengrad und beträgt durchschnittlich etwa einen Monat.³⁸ Als kurzlebiges Treibhausgas ist Ozon global inhomogen verteilt und wirkt vor allem in der näheren Umgebung seiner Entstehung. Im Gegensatz zu den globalen Auswirkungen einer Veränderung der CO₂-Konzentration ist die Wirkung des Ozons auf das Gebiet eines Kontinents oder einer Hemisphäre beschränkt.³⁹ Die global inhomogene Verteilung des produzierten Ozons erschwert den Vergleich mit global homogen verteilten, langlebigen Treibhausgasen, indem sie die Annahme eines annähernd konstanten Klimasensitivitätsparameters in Frage stellt.⁴⁰

2. Methankonzentration

Das in der Atmosphäre vorhandene Treibhausgas Methan (CH₄) wird durch natürliche Prozesse innerhalb von etwa zehn Jahren abgebaut und ist daher global relativ homogen verteilt.⁴¹ Die durch die NO_x-Emissionen eines Fluges ausgelösten photochemischen Reaktionen, die zur Bildung von Ozon führen, bewirken zugleich einen (vorzeitigen) Methanabbau.⁴² Denn das bei der Ozonproduktion entstehende Hydroxyl-Radikal OH steht für eine Oxidation des Methan zur Verfügung.⁴³ Es besteht daher eine Korrelation zwischen Ozonbildung und Methanabbau.⁴⁴ Der kurzfristigen und regional beschränkt wärmenden Nettosteigerung der Ozonkonzentration steht somit eine langfristig und global kühlende Abnahme der Methankonzentration gegenüber. Diese Unterschiede erschweren eine »Verrechnung« der beiden Effekte.

III. Wasserdampf, Schwefeldioxid und Rußpartikel

Ein geringer Teil der Klimawirkung des Luftverkehrs beruht ferner direkt auf den strahlungsaktiven Eigenschaften von Sulfat- und Rußaerosolen. Durch die Reaktion des im Treibstoff enthaltenen Wasserstoffs mit dem Sauerstoff in der Luft entstehen

³⁶ *Cames/Deuber*, Emissionshandel im internationalen zivilen Luftverkehr, S. 33.

³⁷ *Cames/Deuber*, Emissionshandel im internationalen zivilen Luftverkehr, S. 33; *Stevenson/Derwent*, *Geophysical Research Letters* 2009, L17810, 1 [4].

³⁸ *Cames/Deuber*, Emissionshandel im internationalen zivilen Luftverkehr, S. 32.

³⁹ *Lee u.a.*, *Atmospheric Environment* 2009, 3520 [3527]; *Cames/Deuber*, Emissionshandel im internationalen zivilen Luftverkehr, S. 32.

⁴⁰ Siehe unten B.I.3., S. 26 f.

⁴¹ *Sausen*, *promet* 2004, 181 [182, 183].

⁴² IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 31.

⁴³ *Lee*, in: *Gössling/Upham* (Hrsg.), *Climate Change and Aviation*, S. 27 [39]. CH₄ reagiert mit OH zu CH₃ und H₂O.

⁴⁴ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 31.

ca. 1,25 kg Wasserdampf (H_2O) pro Kilogramm Kerosin.⁴⁵ In der oberer Troposphäre emittiert, wirkt er als Treibhausgas, wird aber innerhalb weniger Wochen durch Niederschlag ausgewaschen.⁴⁶ Auch in der unteren Stratosphäre kann sich der Wasserdampf aufgrund des regen Austauschs mit der oberen Troposphäre kaum anreichern.⁴⁷ Pro Kilogramm Treibstoff werden etwa 0,8 g Schwefeldioxid (SO_2) und 10^{14} bis 10^{15} Rußpartikel aus unverbranntem Kohlenstoff emittiert.⁴⁸ Einige Prozent des Schwefels reagieren weiter zu Schwefelsäure (H_2SO_4), aus der kleine Tröpfchen Sulfataerosol (SO_4) entstehen.⁴⁹ Ein Aerosol ist ein Gemisch aus festen oder flüssigen Partikeln und der sie umgebenden Luft.⁵⁰ Sulfataerosole streuen die einfallende Sonnenstrahlung und haben daher einen kühlenden Effekt; ihre Absorption der von der Erde ausgehenden langwelligen Strahlung wird dagegen als vernachlässigbar erachtet.⁵¹ Im Gegensatz zu den Sulfataerosolen wird die Sonneneinstrahlung durch Rußaerosole nicht gestreut, sondern absorbiert, woraus sich eine wärmende Wirkung ergibt.⁵² Aufgrund ihrer kurzen Verweildauer in der Atmosphäre sind die Wirkungen des Wasserdampfs und der Aerosole räumlich begrenzt. Ihre direkte Strahlungsaktivität spielt eine untergeordnete Rolle im Vergleich zu ihrem Beitrag zur Bildung von Kondensstreifen und zur Veränderung der Wolkenbedeckung.

IV. Luftverkehrsinduzierte Bewölkung

Der vom Luftverkehr emittierte Wasserdampf regt die Bildung von Kondensstreifen an und die emittierten bzw. entstehenden Aerosolpartikel fungieren als Eiskeime bei der Entstehung von Zirruswolken und verändern die Eigenschaften bestehender Zirruswolken. Diese Prozesse werden unter dem Begriff der »luftverkehrsinduzierten Bewölkung« (aviation-induced cloudiness, AIC) zusammengefasst.

1. Entstehung linearer Kondensstreifen

Die Entstehung und die Lebensdauer von Kondensstreifen werden maßgeblich durch die Temperatur und die Feuchtigkeit der Umgebungsluft bestimmt. Nur wenn diese Feuchtigkeit über der Eissättigung liegt, verbleiben Kondensstreifen länger als einige Sekunden am Himmel und beeinflussen den Strahlungshaushalt spürbar.

⁴⁵ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143 [145].

⁴⁶ Cames/Deuber, Emissionshandel im internationalen zivilen Luftverkehr, S. 29.

⁴⁷ Sausen, promet 2004, 181 [183].

⁴⁸ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143 [145].

⁴⁹ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143 [145].

⁵⁰ Winkler, in: Guderian (Hrsg.): Hdb. Umweltveränderungen und Ökotoxikologie, Bd. 1B, S. 1; Kappas, Klimatologie, S. 325.

⁵¹ IPCC, Aviation and the Global Atmosphere, S. 204.

⁵² IPCC, Aviation and the Global Atmosphere, S. 205.

a. *Eisübersättigte Regionen*

Die Menge des in der Luft vorhandenen Wasserdampfes (Luftfeuchte) ist das Ergebnis kontinuierlich ablaufender Verdunstungs- und Kondensationsprozesse. Dabei beschreibt der Sättigungsdampfdruck eine Gleichgewichtskonzentration, bei der ebenso viel Wasser in die Luft hinein verdunstet, wie aus ihr heraus kondensiert. Die relative Luftfeuchtigkeit, d. h. das Verhältnis zwischen dem aktuellen Dampfdruck und dem Sättigungsdampfdruck,⁵³ liegt in diesem Zustand bei 100 %. Wird der Sättigungsdampfdruck überschritten (Übersättigung), liegt also die relative Luftfeuchtigkeit über 100 %, kondensiert mehr Wasserdampf (z. B. an Aerosolpartikeln) als flüssiges Wasser verdunstet. Der Sättigungsdampfdruck ist von der Temperatur abhängig, d. h. in größeren Höhen und damit bei geringeren Temperaturen kann die Luft weniger Wasserdampf »aufnehmen«.⁵⁴

Der Sättigungsdampfdruck kann sowohl in Bezug auf eine Wasseroberfläche (flüssige Sättigung), als auch in Bezug auf eine ebene Eisfläche (Eissättigung) angegeben werden. Luft kann bei gleicher Temperatur von einer Eisoberfläche weniger Wasserdampf »aufnehmen« als von Wasser, weil die Wassermoleküle im Eis stärker gebunden sind. Der Sättigungsdampfdruck ist daher über Eis niedriger als über Wasser.⁵⁵ Mit anderen Worten: Wird der Luft bei gleichbleibender Temperatur Wasserdampf zugeführt, wird zunächst die Eissättigung erreicht, bei weiterer Zuführung die flüssige Sättigung. In einigen Regionen der Atmosphäre liegt die Luftfeuchtigkeit über der Eissättigung, sodass Eispartikel in dieser Umgebung nicht verdampfen, sondern Feuchtigkeit aufnehmen und an Masse zunehmen. Eine solche, unabhängig von den Flugzeugemissionen vorhandene, Eisübersättigung der Umgebungsluft ist Voraussetzung für das Entstehen von Kondensstreifen und Zirruswolken.

b. *Wasserdampfemissionen*

Kurz hinter den Triebwerken eines Flugzeugs erreicht die kalte Umgebungsluft durch Zufuhr von heißem Wasserdampf aus den Abgasen die flüssige Sättigung, sodass ein Teil des Wasserdampfes zu kleinen Tropfen kondensiert.⁵⁶ In Reiseflughöhe ist die Lufttemperatur geringer als -40 °C , sodass die kondensierten Wassertropfen schnell zu Eispartikeln gefrieren.⁵⁷ In ansonsten trockener Umgebungsluft verdampfen diese Eispartikel nach einigen Sekunden wieder, der Kondensstreifen löst sich auf.⁵⁸ In sehr feuchter Umgebungsluft, wenn der Dampfdruck über der Eissättigung liegt, nehmen die Eispartikel hingegen diese Feuchtigkeit auf, werden immer größer und verbleiben

⁵³ Möller, Luft, S. 184.

⁵⁴ Möller, Luft, S. 184 f. Von einer maximalen Aufnahmekapazität der Luft zu sprechen, ist insofern ungenau, als der Sättigungsdampfdruck auch überschritten werden kann (Übersättigung).

⁵⁵ Möller, Luft, S. 185.

⁵⁶ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143 [145].

⁵⁷ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143 [145].

⁵⁸ Cames/Deuber, Emissionshandel im internationalen zivilen Luftverkehr, S. 29.

mehrere Stunden am Himmel.⁵⁹ Die Entstehung und die Persistenz der Kondensstreifen hängen somit nur unwesentlich von der emittierten Menge Wasserdampf, aber maßgeblich von der in der Umgebungsluft vorhandenen Menge Wasserdampf ab. Letztere variiert unter anderem mit der Jahreszeit. Da in mittleren Breiten die relative Luftfeuchtigkeit in Reiseflughöhe im Sommer am niedrigsten ist, sind Kondensstreifen im Sommer hier seltener.⁶⁰ Nach einiger Zeit verlieren die Kondensstreifen, etwa durch Turbulenzen und vertikale Scherwinde, ihr linienförmiges Aussehen und sind von natürlichen Zirruswolken nicht mehr zu unterscheiden.⁶¹

Während sich Kondensstreifen auch in nur leicht eisübersättigten Regionen bilden, muss die relative Luftfeuchtigkeit für die Bildung von Zirruswolken, die ebenfalls aus Eisparkeln bestehen, noch deutlicher über der Eissättigung liegen.⁶² Die Bildung von Kondensstreifen wird daher zwar häufig in oder in der Nähe von Zirruswolken, oft aber auch in deren Abwesenheit beobachtet.⁶³ Messungen ergaben, dass moderne Flugzeuge sich durchschnittlich während ca. 15 % der Flugzeit in eisübersättigten Luftmassen befinden.⁶⁴

2. Entstehung und Veränderung von Zirruswolken

a. *Natürliche Zirruswolken*

Zirruswolken, auch Schleierwolken genannt, bestehen ebenfalls aus Eiskristallen.⁶⁵ Sie bilden sich auf natürliche Weise, wenn feuchte Luftmassen in die obere Troposphäre aufsteigen und dabei auf unter -30 °C abkühlen.⁶⁶ Dies kann durch homogenes oder heterogenes Frieren oder eine Kombination dieser Prozesse geschehen.⁶⁷ Die Bildung von Eiskeimen aus reinen Wassertröpfchen oder vollständig flüssigen Lösungströpfchen wird als homogene Nukleation bezeichnet.⁶⁸ Gefrieren Wasserdampf, Wassertröpfchen oder eine andere Lösung dagegen unter Beteiligung einer unlöslichen, festen Oberfläche, spricht man von heterogener Nukleation.⁶⁹ Heterogene Nukleation setzt in der Regel bereits bei einer geringeren relativen Luftfeuchtigkeit und damit bei

⁵⁹ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143 [145].

⁶⁰ Stuber u.a., Nature 2006, 864.

⁶¹ Minnis u.a., Geophysical Research Letters 1998, 1157 [1160]. Marquart, Klimawirkung von Kondensstreifen, S. 2, 4.

⁶² Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [553].

⁶³ Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [553].

⁶⁴ Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [554].

⁶⁵ Schlicht, Wasser-Partitionierung in Zirruswolken, S. 1.

⁶⁶ Schlicht, Wasser-Partitionierung in Zirruswolken, S. 1, 6.

⁶⁷ Mangold, Mikrophysik von Eiswolken, S. 3.

⁶⁸ Mangold, Mikrophysik von Eiswolken, S. 4.

⁶⁹ Mangold, Mikrophysik von Eiswolken, S. 4.

höheren Temperaturen ein als homogene Nukleation.⁷⁰ Den Einfluss des Luftverkehrs auf die Entstehung und Veränderung von Zirruswolken von diesen natürlichen Prozessen und anderen anthropogenen Einflüssen zu trennen, erweist sich als schwierig.

b. Künstliche Zirrusbewölkung aus Kondensstreifen

Wenn Kondensstreifen, die ebenfalls aus Eiskristallen bestehen, nach einiger Zeit ihre charakteristische Linienform verlieren, sind sie von natürlichen Zirruswolken nicht mehr zu unterscheiden.⁷¹ Mehrfach wurde versucht, das Verhältnis zwischen linearen Kondensstreifen und luftverkehrsinduzierten Zirruswolken zu bestimmen. Erste Abschätzungen gehen davon aus, dass die Bedeckung durch Zirruswolken etwa 1,8 Mal so hoch ist wie die Bedeckung durch Kondensstreifen, aus denen sie entstehen.⁷² Das Ergebnis einer Studie, wonach die Zirrusbedeckung sogar zehn Mal so hoch sei,⁷³ konnte nicht aufrecht erhalten werden, nachdem sich die auf Satellitenbildern beobachtete Zirrusbedeckung auch ohne Luftverkehrseinflüsse simulieren ließ.⁷⁴ Der Unterschied zwischen den Ergebnissen ist aber ein Anhaltspunkt für die Unsicherheit bei der Abschätzung des Effekts.

c. Einfluss von Aerosolen

Durch die Emission von Rußpartikeln und durch die im Abgas entstehenden Schwefeloxide erhöhen sich in Luftverkehrsregionen die Anzahl und die Masse der Aerosolpartikel.⁷⁵ In eisübersättigten Regionen können diese Aerosole als Eiskeime fungieren, die Luftfeuchtigkeit aufnehmen und dadurch Zirruswolken ausbilden.⁷⁶ Die festen Rußpartikel ermöglichen eine heterogene Nukleation,⁷⁷ die flüssigen Schwefeloxide ein homogenes Gefrieren.⁷⁸ Aerosole verbleiben bis zu einigen Wochen in der Atmosphäre und können daher auch lange nach einem Flug noch Zirruswolken verursachen, falls die relative Luftfeuchtigkeit erst dann die Eissättigung überschreitet.⁷⁹ Ferner können Aerosole die mikrophysikalischen Eigenschaften bereits bestehender Zirruswolken

⁷⁰ Schlicht, Wasser-Partitionierung in Zirruswolken, S. 9; Nach Mangold, Mikrophysik von Eiswolken, S. 21 liegt die heterogene Gefrierschwelle (verschmutzte Atmosphäre) bei einer relativen Luftfeuchtigkeit über Eis (Eisübersättigung) bei etwa 130 %, die homogene Gefrierschwelle (saubere Atmosphäre) bei 140–160 %.

⁷¹ Minnis u.a., Geophysical Research Letters 1998, 1157 [1160]. Marquart, Klimawirkung von Kondensstreifen, S. 2, 4.

⁷² Minnis u.a., Journal of Climate Change 2004, 1671 [1678].

⁷³ Mannstein/Schumann, Meteorologische Zeitschrift 2005, 549 [553].

⁷⁴ Mannstein/Schumann, Meteorologische Zeitschrift 2007, 131.

⁷⁵ IPCC, Climate Change 2007: The Physical Science Basis, S. 188.

⁷⁶ Sausen u.a., Meteorologische Zeitschrift 2005, 555 [558].

⁷⁷ Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [556].

⁷⁸ Mangold, Mikrophysik von Eiswolken, S. 8.

⁷⁹ Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [556].

verändern sowie Anzahl, Größe und Form der Eispartikel beeinflussen.⁸⁰ Dies führt möglicherweise zu Änderungen der Niederschlagsrate, der Lebensdauer und der strahlungsaktiven Eigenschaften der Wolken.⁸¹

Der Einfluss der Aerosole auf Zirruswolken konnte bislang nicht durch Beobachtungen bewiesen werden.⁸² Experimente und numerische Simulationen haben gezeigt, dass in Luftmassen mit höherer Aerosolkonzentration mehr Eispartikel entstehen.⁸³ Die bislang durchgeführten Simulationen legen nahe, dass dabei die Anzahl der Rußpartikel größeren Einfluss hat als ihre Masse.⁸⁴ Unklar ist aber, wie effizient verschiedene Aerosolpartikel als Eiskeime sind und damit auch, ob homogene oder heterogene Nukleation bei der Bildung von Zirruswolken überwiegt.⁸⁵ Falls in der Hintergrundatmosphäre heterogene Nukleation vorherrscht, wird erwartet, dass die Rußpartikelemissionen des Luftverkehrs die Anzahl der Eispartikel erhöhen.⁸⁶ Dominiert dagegen die homogene Nukleation, können die Rußpartikel einen negativen Effekt haben.⁸⁷ Mithin ist selbst das Vorzeichen des Effekts unsicher.⁸⁸ Dies ist ein Grund, weshalb für den Strahlungsantrieb infolge luftverkehrsinduzierter Bewölkung bislang noch kein »bester Schätzwert« angegeben werden kann.⁸⁹

d. Beobachtungen

Auf Sattelitenbildern von Regionen mit starkem Luftverkehr wurde eine Zunahme der Zirrusbewölkung beobachtet, während abseits der Verkehrsregionen eine weniger starke Zunahme oder eine Abnahme beobachtet wurde.⁹⁰ Allerdings konnte in diesen Studien die durch den Luftverkehr hervorgerufene Zirrusbewölkung nicht von der natürlichen oder durch andere anthropogene Effekte hervorgerufenen Zirrusbewölkung unterschieden werden.⁹¹ Über den USA, nicht aber über Europa, standen Trends in der Zirrusbewölkung im Einklang mit Veränderungen der Kondensstreifenbedeckung.⁹² Auch diese Beobachtungen konnten daher die Unsicherheit über das Ausmaß der durch den Luftverkehr verursachten Veränderung der Bewölkung noch nicht entscheidend vermindern.

⁸⁰ Sausen u.a., Meteorologische Zeitschrift 2005, 555 [558].

⁸¹ Sausen u.a., Meteorologische Zeitschrift 2005, 555 [558].

⁸² Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [556].

⁸³ Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [556].

⁸⁴ Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [556].

⁸⁵ Hendricks u.a., Geophysical Research Letters 2005, L12814, 1 [2].

⁸⁶ Hendricks u.a., Geophysical Research Letters 2005, L12814, 1 [3].

⁸⁷ Hendricks u.a., Geophysical Research Letters 2005, L12814, 1 [3].

⁸⁸ Schumann, Comptes Rendus Physique 2005, 549 [557].

⁸⁹ Siehe unten B.II.1., S. 30.

⁹⁰ IPCC, Climate Change 2007: The Physical Science Basis, S. 187.

⁹¹ IPCC, Climate Change 2007: The Physical Science Basis, S. 187.

⁹² IPCC, Climate Change 2007: The Physical Science Basis, S. 187.

3. Wirkungsweise

Kondensstreifen und Wolken reflektieren einerseits die einfallende Solarstrahlung (kühlender Albedoeffekt) und absorbieren andererseits die von der Erde ausgehende Strahlung und strahlen diese unter anderem zur Oberfläche zurück (wärmender Treibhauseffekt).⁹³ Die meisten natürlichen Wolken sind optisch dick.⁹⁴ Bei ihnen überwiegt der Albedoeffekt den Treibhauseffekt; sie bewirken daher eine Abkühlung an der Erdoberfläche.⁹⁵ Der Effekt ist über dunklem Untergrund größer, da Wolken hier einen größeren Unterschied in der Albedo verursachen als über hellem Untergrund.⁹⁶ Die Absorption der terrestrischen Strahlung ist am größten, wenn ansonsten viel Strahlung die Erde ungehindert verlassen könnte, d. h. bei warmer Erdoberfläche, ansonsten klarem Himmel und geringer Luftfeuchtigkeit.⁹⁷

Zirruswolken können dagegen optisch dünn sein,⁹⁸ Kondensstreifen sind es in der Regel.⁹⁹ Sie reduzieren die kurzwellige Sonnenstrahlung lediglich in geringem Umfang und absorbieren die langwellige Strahlung von der Erdoberfläche deutlich stärker, so dass sie langfristig zur Erwärmung der Atmosphäre beitragen¹⁰⁰ – wenn auch in geringerem Ausmaß als ursprünglich angenommen.¹⁰¹ An der Erdoberfläche können sie allerdings kurzfristige, regional unterschiedliche Folge haben.¹⁰² Die terrestrische Strahlung variiert im Tageszyklus kaum.¹⁰³ Kondensstreifen erwärmen die Erdoberfläche daher vor allem nachts, wenn die kühlende Reflexion der Solarstrahlung entfällt.¹⁰⁴ Tagsüber ist diese Reflexion bei flacher Einstrahlung d. h. während des Sonnenauf- und des Sonnenuntergangs, deutlich stärker als bei senkrechter Einstrahlung am Mittag.¹⁰⁵

V. Zusammenfassung

Die Störungen des Klimasystems durch den Luftverkehr gehen über seine CO₂-Emissionen hinaus. Die übrigen Störungen unterscheiden sich von der Erhöhung der atmosphärischen CO₂-Konzentration dadurch, dass sie erstens von kürzerer Dauer sind, zweitens räumlich nicht gleichmäßig verteilt sind und drittens ihre Wirkung nicht

⁹³ Schumann, *Comptes Rendus Physique* 2005, 549 [557].

⁹⁴ Hupfer u.a., *Witterung und Klima*, S. 50.

⁹⁵ Hupfer, *Unsere Umwelt: Das Klima*, S. 87.

⁹⁶ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 100.

⁹⁷ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 100.

⁹⁸ Hupfer u.a., *Witterung und Klima*, S. 50.

⁹⁹ Schumann, *Comptes Rendus Physique* 2005, 549 [554].

¹⁰⁰ IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 100.

¹⁰¹ Lee u.a., *Atmospheric Environment* 2009, 3520 [3522 f.]; Sausen u.a., *Meteorologische Zeitschrift* 2005, 555 [558].

¹⁰² IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*, S. 199.

¹⁰³ Myhre/Stordal, *Geophysical Research Letters* 2001, 3119 [3120].

¹⁰⁴ Meerkötter u.a., *Annales Geophysicae* 1999, S. 1080 [1092].

¹⁰⁵ Myhre/Stordal, *Geophysical Research Letters* 2001, 3119 [3122].

allein von der emittierten Masse des die Störung auslösenden Stoffes abhängt. Dies erschwert, wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird, die Quantifizierung der verschiedenen Klimawirkungen anhand des Strahlungsantriebs.

B. Quantifizierung der Klimawirkungen

Wünschenswert wäre es, die komplexen Wirkungen des Luftverkehrs und anderen menschlichen Verhaltens auf das Klima umfassend beschreiben zu können. Dabei wären etwa die Auswirkungen auf örtliche Temperaturen, die Höhe des Meeresspiegels und die Häufigkeit extremer Wetterereignisse von Bedeutung. Eine solch umfassende Darstellung scheitert aber derzeit daran, dass die globalen Klimamodelle den verhältnismäßig kleinen Beitrag der luftverkehrsinduzierten Störungen auf globaler Ebene nicht adäquat erfassen können.¹⁰⁶ Um dennoch quantitative Aussagen über die Wirkungen einer menschlichen Aktivität treffen zu können, wird das Konzept des Strahlungsantriebs (Radiative Forcing, RF) verwendet, welches sich darauf beschränkt, einen Zusammenhang zwischen anthropogenen Störungen und der *globalen mittleren Temperatur* zu beschreiben.

I. Konzept des Strahlungsantriebs

Menschliche Aktivitäten wie industrielle Produktion, Landnutzung und Verkehr bewirken Änderungen der atmosphärischen Konzentration von Treibhausgasen und Aerosolen sowie Änderungen der Wolkenbedeckung und der Beschaffenheit der Erdoberfläche. Dadurch wird die Energiebilanz des Klimasystems gestört, d. h. das Verhältnis von Sonneneinstrahlung und Abstrahlung von der Erde in den Weltraum ändert sich. Als einfaches Maß für die Quantifizierung einer solchen Störung dient der Strahlungsantrieb. Er gibt nicht die durch eine Störung verursachte Temperaturveränderung, sondern lediglich die verursachte Erwärmungsrate in Watt pro Quadratmeter (W m^{-2}) an.¹⁰⁷ Erst in einem zweiten Schritt wird mithilfe der sog. Klimasensitivität die daraus resultierende Temperaturveränderung abgeleitet,¹⁰⁸ die allerdings mit größeren Unsicherheiten belastet ist als der Strahlungsantrieb. Aufgrund seiner Trägheit passt sich das Klima erst nach Jahrzehnten an eine konstante Störung an.¹⁰⁹ Berechnungen aktueller Klimamodelle zufolge führt ein Strahlungsantrieb von 1 W m^{-2} nach dieser Anpassung zu einer Erhöhung der mittleren globalen Temperatur zwischen 0,5 und $1 \text{ }^\circ\text{C}$.¹¹⁰

¹⁰⁶ IPCC, Aviation and the Global Atmosphere, 198.

¹⁰⁷ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143.

¹⁰⁸ Siehe unten B.I.3., S. 25.

¹⁰⁹ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143.

¹¹⁰ Schumann, Physik Unserer Zeit 2008, 143.

Der Strahlungsantrieb beschreibt ein Ungleichgewicht in der Strahlungsbilanz des Erde-Atmosphäre-Systems. Daher ist zunächst die Strahlungsbilanz zu erläutern, bevor dieses Ungleichgewicht und die Reaktion des Klimasystems darauf näher dargestellt werden können.

1. Strahlungsbilanz und Strahlungsflussdichte

Die Strahlungsbilanz des Erde-Atmosphäre-Systems, auch Nettostrahlung genannt, ist die Differenz zwischen der absorbierten Sonneneinstrahlung und der von der Erde an den Weltraum abgegebenen Strahlung.¹¹¹ Im *globalen und jährlichen Mittel* befindet sie sich im Gleichgewicht, d. h. die Menge der absorbierten kurzwelligigen Sonnenstrahlung und die Menge der an den Weltraum abgegebenen langwelligigen Strahlung sind gleich,¹¹² die Nettostrahlung ist somit Null. Durchschnittlich treffen 342 W m^{-2} solare Strahlung auf die Erde, wovon ca. 100 W m^{-2} ins All reflektiert werden ohne die Erde zu erwärmen und ca. 242 W m^{-2} von der Atmosphäre, den Ozeanen und den Landflächen wärmewirksam absorbiert und sodann wieder abgestrahlt werden.¹¹³ Die Einheit W m^{-2} (Watt pro Quadratmeter) ist die Einheit der Strahlungsflussdichte. Eine Strahlungsflussdichte von 1 W m^{-2} bedeutet, dass durch einen Quadratmeter der betrachteten Fläche eine Strahlung mit der Leistung von einem Watt (oder einem Joule pro Sekunde) dringt. Die betrachtete Fläche kann dabei der äußere Rand der Atmosphäre, die Tropopause oder die Erdoberfläche sein, je nachdem, ob die Strahlung des gesamten Erde-Atmosphäre-Systems, der Erde und der Troposphäre oder der Erde allein bilanziert werden soll. Eine solche Bilanzierung erfolgt, indem die *Netto-Strahlungsflussdichte* errechnet wird, d. h. die in den Weltraum abgegebene Strahlung von der einfallenden Sonnenstrahlung subtrahiert wird.

2. Strahlungsantrieb

Befindet sich die Strahlungsbilanz im Gleichgewicht (Netto-Strahlungsflussdichte = 0 W m^{-2}), bleibt die Temperatur im Erde-Atmosphäre-System konstant. Ändert sich durch anthropogene Einflüsse die atmosphärische Konzentration von Treibhausgasen oder Aerosolen oder die Wolkenbedeckung, tritt dadurch eine Störung im Gleichgewicht der Strahlungsbilanz auf. So führt etwa eine Zunahme von Treibhausgasen dazu, dass das Erde-Atmosphäre-System mehr Strahlung absorbiert als es in den Weltraum abstrahlt; die Netto-Strahlungsflussdichte nimmt einen positiven Wert an. In der Folge steigt die Temperatur bis die dadurch zunehmende Wärmeabstrahlung der gestiegenen Absorption entspricht und sich ein neues Gleichgewicht eingestellt hat.¹¹⁴

¹¹¹ Hendl/Liedtke, *Physische Geographie*, S. 344.

¹¹² Rahmstorf/Schellnhuber, *Klimawandel*, S. 12.

¹¹³ Rahmstorf/Schellnhuber, *Klimawandel*, S. 31.

¹¹⁴ Rahmstorf/Schellnhuber, *Klimawandel*, S. 12.