

LUFTVERKEHR, KLIMAFAKTOR HEUTE UND IN ZUKUNFT

Ulrich Schumann
DLR, Institut für Physik der Atmosphäre
Oberpfaffenhofen, Weßling

Zusammenfassung:

In den letzten fünf Jahren wurden die Auswirkungen der Emissionen aus den Triebwerken von Verkehrsflugzeugen im globalen Verkehrssystem intensiv untersucht. In diesem Beitrag wird der Stand des Wissens zusammenfassend dargestellt. Dabei werden die Emissionen des Luftverkehrs in Form von Kohlendioxid, Wasserdampf, Stickoxide, Ruß, Schwefeldioxid, Kohlenmonoxid, Kohlenwasserstoffe und ihre Wirkung auf Kondensstreifen, Ozon und auf das Klima betrachtet. Langfristig dominiert der Einfluß des emittierten Kohlendioxids. Offene Fragen gibt es vor allem im Zusammenhang mit Partikeln und deren Einfluß auf Chemie und Bewölkung.

1. EINLEITUNG

Der Linienluftverkehr ist in den letzten 10 Jahren, wie die ICAO (International Civil Aviation Organisation) meldet, global um durchschnittlich 5.1% jährlich auf eine Verkehrsleistung von 2230 Milliarden Personen-Kilometern im Jahr 1995 gewachsen. Für die nächsten Jahre wird mit einem Wachstum um 5 bis 7% pro Jahr gerechnet. Die Triebwerke der Strahlflugzeuge verbrennen Kerosin und emittieren dabei Kohlendioxid, Wasserdampf, Stickoxide, Kohlenmonoxid, Kohlenwasserstoffe, Ruß und Schwefeloxide in die Atmosphäre. Generell ist es zum Schutz der Erdatmosphäre notwendig, den Anstieg der Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre zu verringern. Bei der Diskussion über Treibhauseffekt und Ozon stellt sich auch die Frage nach den Klimawirkungen des globalen Luftverkehrs.

Triebwerke emittieren Kohlendioxid (CO_2), Stickoxide ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$), Wasserdampf (H_2O), Kohlenmonoxid (CO), Kohlenwasserstoffe (HC), Rußpartikel und Schwefeldioxid (SO_2). CO_2 ist ein Treibhausgas mit langer Verweilzeit in der Atmosphäre (10 bis 200 Jahre). NO_x führt zur Bildung von Ozon durch sogenannte Photosmog-Reaktionen in der Troposphäre und kann zum katalytischen Abbau von Ozon in der Stratosphäre beitragen. H_2O beeinflusst die Wolkenbildung, den Treibhauseffekt und die Chemie der Atmosphäre. Ruß und Schwefelemissionen sind eine Quelle von Partikeln, die den Strahlungstransport in der Atmosphäre, die Wolkenbildung und die Chemie der Atmosphäre beeinflussen. Kohlenmonoxid und die Kohlenwasserstoffe sind grundsätzlich geeignet, die Ozonbildung zu verstärken. Zum Verständnis der Grundlagen der Physik und Chemie der Atmosphäre sei das Buch von Fabian (1994) empfohlen.

Die Emissionen des weltweiten Luftverkehrs sind klein im Vergleich zu anderen globalen anthropogenen Quellen. Die Wirkungen einiger der emittierten Gase sind aber bei Emissionen im Reiseflug, in Höhen von typisch 8 bis 13 km, größer als bei vergleichbaren Emissionen in Bodennähe. Dies liegt an den Eigenschaften der Atmosphäre in den Reiseflughöhen, in der Nähe der Tropopause zwischen Troposphäre und Stratosphäre: große Verweil-

zeiten, geringe Konzentrationen von Spurenstoffen, niedrige Temperaturen, hohe Wahrscheinlichkeit zur Bildung von Kondensstreifen und große Strahlungswirksamkeit von Spurenstoffen und Wolken. Wie im folgenden dargestellt, bewirkt der Luftverkehr trotz dieser Verstärkungsfaktoren (soweit bekannt) heute nur einen kleinen Beitrag zu dem anthropogenen Treibhauseffekt und den Veränderungen der großräumigen Ozonverteilung. Aufgrund der starken Wachstumsraten des Luftverkehrs stellt sich jedoch die Frage, wann der Luftverkehr das Klimasystem wesentlich ändert und ob nicht schon heute Vorsorgemaßnahmen notwendig sind.

Frühere Bestandsaufnahmen des Wissens (Schumann, 1990; Schumann, 1994) haben die Klimaeffekte des Luftverkehrs qualitativ identifiziert, mußten aber noch viele Fragen offen lassen. Inzwischen wurde eine Reihe von Forschungsvorhaben begonnen und teilweise abgeschlossen. So fördert das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF) seit 1992 ein Atmosphärenforschungsprogramm im nationalen Verbundforschungsprogramm „Schadstoffe in der Luftfahrt“. Der Atmosphärenforschungsteil in diesem Verbundprogramm ist bis 1998 geplant. Von 1991 bis 1996 förderte die Deutsche Forschungsgemeinschaft ein Schwerpunktprogramm „Grundlagen der Auswirkungen der Luft- und Raumfahrt auf die Atmosphäre“. Von 1992 bis 1995 wurde mit Förderung der Europäischen Union (EU) das Forschungsprogramm AERONOX (The Impact of NO_x Emissions from Aircraft Upon the Atmosphere at Flight Altitudes 8-15 km) durchgeführt (Schumann, 1995). Derzeit laufen eine Reihe weiterer EU-geförderter Programme, wie MOZAIC, POLINAT, STREAM, AERO-CHEM, AERO-CONTRAIL, AERO-TRACE, LOW-NO $_x$, AEROJET u.a. (Schumann and Wurzel, 1996; Amanatidis and Angeletti, 1997, Schumann, 1997a, 1997b). Der Stand des Wissenschaft wurde auf einem Internationalen Kolloquium 1994 in Köln dargestellt (Schumann und Wurzel, 1994). Die UNEP und WMO haben 1994 die Wirkung des Luftverkehrs auf Ozon und Klima einer internationalen Bewertung unterzogen (WMO, 1995). Im Oktober 1996 fand eine umfangreiche Tagung in Paris statt, deren Proceedings weitere wichtige Informationen enthalten (ONERA, 1997). Gegenwärtig werden weitere Bewertungen vorbereitet. Daher sind auch die hier dargestellten Kenntnisse und Schlußfolgerungen zu diesem komplexen Thema vorläufig.

2. EMISSIONEN AUS TRIEBWERKEN

Bei der Verbrennung von Flugtreibstoffen (Kerosin, einem Kohlenwasserstoffgemisch) mit dem Sauerstoff der Luft entstehen pro kg Treibstoff 3.15 kg CO_2 und 1.25 kg H_2O . Kerosin enthält, je nach Herkunft und Verarbeitung, zwischen 0.001 und 3 g Schwefel je kg Treibstoff, im Mittel 0.4 g/kg. Bei der Verbrennung im Triebwerk bilden sich so im Mittel 0.8 g SO_2 je kg Treibstoff. Wegen unvollständiger Verbrennung und zahlreicher chemischer Reaktionen, u.a. mit dem Stickstoff der Verbrennungsluft, werden weitere Stoffe emittiert. Hierzu gehören die Stickoxide, in geringen Mengen auch das Treibhausgas Lachgas (N_2O) (siehe Wiesen et al., 1994), Kohlenmonoxid, diverse Kohlenwasserstoffe und Rußpartikel. Die Kohlenwasserstoffe umfassen eine Vielzahl von Verbindungen mit sehr unterschiedlichen Ozonbildungspotentialen. Der Methan-Anteil ist klein (im Reiseflug ist die Konzentration an CH_4 im Abgas kleiner als in der Umgebungsluft). Es handelt sich also vorwiegend um Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe (NMHC). Die Emissionsindizes, d.h. die Masse emittierter Stoffe je Masse verbrannten Treibstoffes, hängen stark vom Triebwerkslastzustand ab. Für NO_x ist es üblich, solche Angaben auf die äquivalente Menge von NO_2 -Emissionen zu beziehen. Für HC bezieht man die Emissionsmassen auf die äquivalente Masse von CH_4 .

Der Emissionsindex von NO_x nimmt mit Druck und Temperatur im Triebwerk zu, der Emissionsindex von CO und NMHC dagegen ab. Die Emissionen von CO und NMHC sind

daher bei Leerlaufbetrieb am Flughafen und evtl. beim Sinkflug wichtig. Die emittierte Masse pro Zeiteinheit von Stickoxiden ist beim Start am höchsten und sinkt im Reiseflug auf ca. 1/10 des Wertes beim Start. Direkt am Austritt der heißen Triebwerksdüse liegt der größte Teil der Stickoxide in Form von Stickstoffmonoxid (NO) vor. Ein Teil des NO reagiert aber sehr schnell mit dem Ozon der umgebenden Luft zu NO₂. Nach wenigen Minuten stellt sich im Sonnenlicht ein photochemisches Gleichgewicht ein, wobei der NO-Anteil um so größer ist, je stärker die Photolyse wirkt.

In der Troposphäre und unteren Stratosphäre wirken Stickoxide katalytisch auf die Reaktion von CH₄ und CO mit Hydroxylradikalen (OH) zu CO₂ und H₂O. Dabei kann im Sonnenlicht Ozon entstehen (Photosmog). Nach einiger Zeit werden die reaktiven Stickoxide in weniger reaktive Stickoxide umgewandelt (insbesondere gasförmige Salpetersäure). Diese Umwandlung dauert mehrere Tage (in der oberen Troposphäre länger als in der unteren). Letztlich werden die wasserlöslichen Produkte mit dem Regen oder Schnee aus der Atmosphäre ausgewaschen. In der mittleren Stratosphäre bewirkt NO_x unter dem Einfluß kurzweiliger UV-Strahlung einen photokatalytischen Ozonabbau. Diese Abbaureaktion nimmt mit der Höhe (bis etwa 40 km) zu und überwiegt ab einer gewissen Höhe oberhalb ca. 15 km die Ozonerzeugung durch die Photosmogreaktion. Die Wirkung einer Stickoxidemission hängt dabei von einer Vielzahl von Parametern ab, weswegen die Grenze zwischen Ozonzunahme und Ozonabbau infolge einer Stickoxidemission keine feste Größe ist und sich die Wirkung von Stickoxiden letztlich nur mit komplexen Modellen berechnen läßt.

In der Vergangenheit hatte man die spezifischen Emissionen nur am Boden gemessen. Um aus diesen Messungen auf die Emissionen im Flug, bei niedrigen Luftdrücken, Feuchten und Temperaturen, zu schließen, benutzt man einfache Näherungsgleichungen. Im Rahmen der Verbundprogramme Schadstoffe in der Luftfahrt, AERONOX und POLINAT wurden Emissionen nun auch in Höhenprüfständen und im Reiseflug gemessen (Schumann, 1997a, 1997b). Die Messungen haben gezeigt, daß die Näherungsgleichungen, wenn sie den jeweiligen Bodenmessungen angepaßt sind, die Emissionen mit einem Fehler von 10 bis 20% richtig wiedergeben. Aufgrund der niedrigeren Außentemperatur und Staudrücke sind die Emissionen im Reiseflug kleiner als bei gleichem Triebwerkslastzustand am Boden. Je nach Triebwerk und Lastzustand werden 7 bis 30 g Stickoxide je kg verbranntem Treibstoff emittiert. Der Mittelwert über alle zivilen Strahl-Flugzeuge im globalen Verkehr liegt bei 13 bis 15 g/kg.

Die Emission sichtbarer Rußpartikel ist bei modernen Triebwerken sehr viel kleiner als bei älteren Triebwerken, die, insbesondere beim Start, eine deutlich sichtbare Rauchwolke hinter sich ließen. Ruß besteht aus sehr kleinen Partikeln von Kohlenwasserstoffen mit ca. 90% Kohlenstoff-Massenanteil. Das Größenspektrum von Rußpartikeln reicht von 10 nm (Nanometer = 10⁻⁹ m) bis einige µm (10⁻⁶ m). Partikel kleiner als 300 nm sind kleiner als die Wellenlänge des sichtbaren Lichtes und daher kaum noch sichtbar. Zur Messung von Ruß mißt man die Schwärzung eines Papierfilters durch eine vorgegebene Abgasmenge. Solche Filter können nur Partikel größer als ca. 100 nm erfassen. Nach diesen Messungen emittieren Triebwerke 0.01 bis 0.5 g Ruß je kg Treibstoff. Dabei werden typisch 10¹⁵ bis 10¹⁶ Partikel pro kg Treibstoff freigesetzt (Hagen et al., 1996; Schumann, 1996a).

3. EMISSIONEN AUS DEM WELTWEITEN LUFTVERKEHR

Um aus diesen spezifischen Emissionen auf die gesamten Emissionsmengen zu schließen, muß man den Treibstoffverbrauch durch den Luftverkehr kennen. Erstaunlicherweise gibt es hierzu bis heute widersprüchliche Angaben. Die International Energy Agency (IEA) in

Paris publiziert alle ein bis zwei Jahre statistische Angaben der Erdölindustrie über die weltweite Produktion von Flugtreibstoffen. Danach wurden 1993 insgesamt 173 Tg Kerosin produziert (1 Tg = 1 Teragramm = 1 Mt = 1 Megatonne = 10^9 kg). In mehreren Studien (WSL, NASA, ANCAT, siehe Schumann 1995) wurde der Treibstoffverbrauch anhand des spezifischen Verbrauchs von Flugzeugen und dem weltweiten Flugverkehr (unter Einschluß des militärischen Flugverkehrs, der stark schwankt und 10 bis 20% zum Treibstoffverbrauch beiträgt) hochgerechnet. Diese Rechnungen ergaben, daß der weltweite Luftverkehr weniger Treibstoff verbraucht, als von der IEA berichtet. Die neuesten Rechnungen (Juni 96) liefern einen Wert von 145 Tg je Jahr für 1991/2, inklusive Militärfluganteil. Möglicherweise wird ein Teil des Flugtreibstoffes auch für andere Zwecke benutzt. Allerdings sind auch verbleibende Fehler in den Rechnungen nicht auszuschließen (z.B. aufgrund von wetterbedingten Abweichungen der Flugrouten vom Großkreis, Rollverkehr am Boden vor Start und nach Landung)

Die globalen Emissionen an Kohlendioxid infolge der Verbrennung fossiler Treibstoffe, Zement-Produktion und Änderung in der Landnutzung betragen im Jahr 1994 ca. 7 GtC/Jahr (IPCC, 1995; 1 GtC = 1 Gigatonne Kohlenstoff; 1 Gt = 10^{12} kg). Der Treibstoffverbrauch des Weltluftverkehrs von 123 bis 173 Tg/Jahr, mit einem Kohlenstoffmassenanteil von 0.84, trägt hierzu 0.1 bis 0.15 GtC/Jahr bei. Insgesamt beträgt der Beitrag für Transport 1.3 GtC/Jahr (IPCC, 1995). Die CO₂-Emissionen des Luftverkehrs machen heute also 2% (1.5 bis 2.5%) der weltweiten anthropogenen Kohlendioxidemissionen aus. An den CO₂-Emissionen des Transports ist der Luftverkehr heute mit 8 bis 12% beteiligt. Bei den Stickoxiden beträgt der Anteil an den anthropogenen Emissionen aus Verkehr und Industrie 2 bis 3%.

Außer beim CO₂ hängt die Wirkung der Emissionen sehr stark von der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Emissionen ab. In den letzten Jahren wurden daher erhebliche Anstrengungen unternommen, um die räumliche Verteilung zu errechnen. Grundlage hierfür sind Verkehrskataster, Angaben zu den vom Flugzeug, Triebwerk und Flugzustand abhängigen Treibstoffverbräuchen und Emissionsindizes sowie Annahmen über die geflogenen Flugstrecken.

Insgesamt waren 1993 18930 Strahl-Flugzeuge, 14590 Turboprops, 328330 Flugzeuge mit Kolbenmotoren und 2057 Hubschrauber im Einsatz (nach ICAO, 1994). Nach Boeing wird erwartet, daß die Flugzeugflotte der Welt im Jahr 2015 aus 23000 Jets (mit mehr als 70 Sitzen) umfassen wird, davon ca. 2260 Frachtflugzeuge. Den größten Anteil an der Flotte werden stückzahlmäßig mit 68% kleine Flugzeuge mit 100 bis 240 Sitzen ausmachen.

Derzeit wird der größte Teil des Treibstoffs von den Großraumflugzeugen, wie B747 und DC-10, auf den Langstrecken verbraucht. Allein die B747-Flugzeuge sind für ca. 30% aller Stickoxidemissionen verantwortlich. Der Treibstoffverbrauch der kleinen Geschäfts- und Sportflugzeuge und des Kurzstreckenverkehrs ist demgegenüber klein.

Bisher wird bei den Emissionsrechnungen angenommen, daß die Flugzeuge entlang von Großkreisen zwischen Start und Zielflughafen verkehren. Als Ergebnis dieser Rechnungen hat man Emissionsdatenbasen erstellt. Der größte Anteil der Emissionen erfolgt zwischen 30° und 55°N über den USA, über Europa und auf den stark beflogenen transatlantischen Strecken. Aufgrund der Abweichungen der Flugstrecken vom Großkreis können die Emissionen auch noch bis 65°N erheblich sein. Nur 8 bis 10% der Emissionen finden südlich des Äquators statt.

Im Hinblick auf die Wirkung der Emissionen ist es wichtig zu wissen, wie sich der Luftverkehr auf verschiedene Höhengniveaus und auf die Troposphäre und Stratosphäre aufteilt.

Etwa 65% der Emissionen erfolgt beim Reiseflug in Höhen zwischen 11 und 13 km. Über dem Nordatlantik wird 47% des Treibstoffs in der unteren Stratosphäre, oberhalb der Tropopause, der Rest in der oberen Troposphäre verbraucht. Global wird ca. 34% des Treibstoffs oberhalb der Tropopause verbrannt. Diese Aufteilung hängt stark von der Jahreszeit ab. Im Winter erreicht der stratosphärische Anteil über dem Nordatlantik 70%.

4. TRENDS

Der Luftverkehr ist stark wachsend. Von 1960 bis 1990 hat der Weltluftverkehr, gemessen in Tonnen-Kilometern, um durchschnittlich 10% pro Jahr zugenommen. Für die Zukunft rechnet die ICAO mit einem Wachstum des Weltluftverkehrs an Personenkilometern um 5.4% pro Jahr bis zum Jahr 2000 und mit 5% pro Jahr in den Jahren 2000 bis 2010. Die größten Wachstumsraten des Weltluftverkehrs erwartet man auf den Strecken nach und in Fernost. Dabei wachsen die geflogenen Streckenlängen, und die Flugzeuge werden größer und effektiver. Daher wächst der Treibstoffverbrauch langsamer als die Transportleistung. In den Jahren 1977 bis 1989 wuchs der Treibstoffverbrauch nach Angaben der IEA jährlich um 3%. Der Anteil des zivilen Unterschallverkehrs in Höhen oberhalb 9 km wuchs zwischen 1970 und 1990 (nach Rechnungen der NASA) allerdings um ca. 5% pro Jahr. In den Jahren 1990 bis 1992 stagnierte der Treibstoffverbrauch. Für die kommenden Jahre rechnet man mit 2.8 bis 3.6% pro Jahr Zunahme des Treibstoffverbrauchs. Dabei würde sich der Treibstoffverbrauch in 20 bis 25 Jahren verdoppeln. Zum Vergleich: Die weltweiten anthropogenen CO₂-Emissionen wachsen derzeit um 1.3 bis 1.5% pro Jahr.

5. TREIBSTOFFVERBRAUCH UND KOHLENDIOXID

Der Luftverkehr verbraucht gegenwärtig 5 bis 6% des insgesamt geförderten Erdöls. Die heute bekannten Erdölvorräte reichen bei der heutigen Förderrate noch 50 bis 100 Jahre (Martin and Moon, 1995).

Der Luftverkehr trägt gegenwärtig etwa 2% zur gesamten anthropogenen Kohlendioxidemission und damit zum Anstieg des entsprechenden Treibhauseffektes bei. Bei Vernachlässigung aller Senken errechnet man aus der emittierten CO₂-Masse im Verhältnis zur gesamten Masse der Erdatmosphäre, daß der gegenwärtige Luftverkehr die CO₂-Konzentration um 0.05 ppmv (parts per million by volume) pro Jahr ansteigen läßt. Zum Vergleich: Der beobachtete mittlere Anstieg aufgrund aller CO₂-Quellen betrug in den achtziger Jahren ca. 1.5 ppmv/Jahr (IPCC, 1995). Insgesamt ist die CO₂-Konzentration in den letzten 150 Jahren um 80 ppmv angestiegen (IPCC, 1995). In den letzten 3 Jahrzehnten haben die CO₂-Emissionen des Luftverkehrs zum Anstieg der CO₂-Konzentration 1.5% beigetragen. Der Anstieg der CO₂-Konzentration in den letzten 100 Jahren hat die Strahlungsbilanz der Troposphäre, das sogenannte radiative forcing, um 1.56 W m⁻² vergrößert. Zusammen mit anderen Treibhausgasen beträgt der Zuwachs dieser Strahlungsbilanz 2.45 W m⁻² (IPCC, 1995). Der Beitrag des CO₂ des heutigen Luftverkehrs wurde auf 0.02 bis 0.03 W m⁻² abgeschätzt (Fortuin et al., 1995).

In Anbetracht der starken Wachstumsraten des Luftverkehrs, der langen Verweildauer von CO₂ in der Atmosphäre und der Notwendigkeit, die CO₂-Emissionen generell einzuschränken, ist der CO₂-Beitrag des gegenwärtigen und zukünftigen Luftverkehrs für das Weltklima langfristig zunehmend wichtig.

6. WASSERDAMPF UND KONDENSSTREIFEN

Die emittierten Wassermengen sind nur in Reiseflughöhen bedeutsam, da nur dort die natürliche Wasserdampfkonzentration so klein ist, daß sie vom Luftverkehr, zumindest lokal nennenswert verändert werden kann. Wasserdampf ist ein stark absorbierendes Gas und trägt direkt zur Treibhauswirkung bei. Eine indirekte Wirkung entsteht zudem durch die zusätzlichen Wolken, die sich bei erhöhter Luftfeuchte bilden und die den Strahlungshaushalt der Erde stark beeinflussen. Auf regionaler und globaler Skala sind die vom Luftverkehr emittierten Wassermengen jedoch zu klein, um eine nennenswerte Änderung der Luftfeuchte und der damit verbundenen Wolkenbildung auszuüben. Abschätzungen (Schumann, 1994) haben gezeigt, daß der heutige Luftverkehr die Wasserdampfkonzentration in der Stratosphäre im Mittel um 0.07 ppmv (part per million by volume) erhöht. Dies ist ca. 0.7% der natürlichen Wasserdampfkonzentration von 5 bis 20 ppmv in der unteren Stratosphäre und würde eine Erhöhung der Strahlungsbilanz von weniger als 0.01 W m^{-2} bewirken (Fortuin et al., 1995). Die klimatischen Auswirkungen der Wasserdampfemissionen wurden mit einem globalen Klimamodell untersucht. Das Modell hat für dynamische Prozesse eine Auflösung von ca. 1000 km. In einer Folge von Rechnungen wurden die Emissionen des heutigen Unterschall-Luftverkehrs als zusätzliche Wasserdampfquellen entweder direkt oder um die Faktoren 10, 100, 1000 und 10000 überhöht eingebracht. Bis zu einem Faktor 100 zeigt das gestörte Klima im Modell keine signifikante Klimaänderung. Erst bei einem Faktor 1000 tritt das Signal aus dem Hintergrundrauschen hervor. Für eine Überhöhung von 10000 ergibt sich eine deutliche Klimaänderung (Ponater et al., 1996).

Allerdings führen Flugzeuge zu Kondensstreifen. Kondensstreifen ähneln dünnen Cirruswolken, die zu einer Erwärmung der Erdoberfläche beitragen können. Ihre Klimawirksamkeit ist größer als die des emittierten Wasserdampfes. Kondensstreifen bestehen aus kleinen Tropfen oder Eiskristallen. Neue Partikel bilden sich dabei (soweit bekannt) nur über die flüssige Phase. Zur Bildung flüssiger Wassertropfen muß die Feuchte im Abgas die Sättigungsfeuchte für Wasser überschreiten. (Neuere Untersuchungen deuten daraufhin, daß Kondensstreifen sich auch schon dann bilden, wenn die Feuchte etwas unterhalb der Sättigungsfeuchte für flüssiges Wasser liegt; siehe Kärcher et al., 1996). Bei der Vermischung der heißen und feuchten Abgase der Triebwerke mit der Umgebungsluft wird kurzzeitig die Sättigung für flüssiges Wasser überschritten, wenn die Außentemperatur einen Grenzwert unterschreitet. In mittleren Breiten bilden sich Kondensstreifen im Mittel ab Höhen von ca. 8 km. Die Grenztemperatur liegt in der Nähe von -40°C , sie steigt mit der relativen Feuchte der Luft, sinkt mit der Höhe und steigt mit dem Wirkungsgrad der Triebwerke. Moderne Triebwerke mit hohen Wirkungsgraden führen im Vergleich zu alten Triebwerken schon bei ca. 4 K wärmerer Außenluft oder bei 800m tieferen Flugniveaus zu Kondensstreifen. Kondensstreifen bilden sich auch in völlig trockener Umgebung. Allerdings lösen sie sich dann auch rasch wieder auf. Die kurzlebigen Kondensstreifen haben keine wesentliche Strahlungswirkung. Ihr Flächenanteil liegt global unter 10^{-5} und ist daher für das Klima unwesentlich (Ponater et al., 1996).

Anders ist das, wenn Kondensstreifen in einer relativ feuchten Luftmasse gebildet werden. Bei Temperaturen um -50°C beträgt die Sättigungsfeuchte für Eis nur ca. 60% der Sättigungsfeuchte für Wasser. Wenn die Luftfeuchte die Sättigungsfeuchte bezüglich Eis übersteigt, lösen sich die Kondensstreifen nicht auf, sondern wachsen zu großräumigen Eis-Cirrus-Wolken an, die viele Stunden am Himmel bestehen können. Trotz solch hoher Luftfeuchten ist die Luft unterhalb der Tropopause häufig frei von sichtbaren Wolken, da sie zur Tropfenbildung zu trocken ist und zur Eispartikelbildung zu wenige Partikel enthält, an denen Wasserdampf sublimieren könnte. Die Kondensstreifen enthalten gefrierende Tröpfchen, die in der Folge die Bildung von Eiswolken anstoßen. Auch andere emittierte oder hinter dem

Flugzeug gebildete Partikel können hierzu beitragen. Die Partikel nehmen in der feuchten Luft dann den Feuchteüberschuß über der Eissättigung auf und enthalten daher sehr viel mehr Wasser als vom Flugzeug emittiert.

Langlebige Kondensstreifen sind für einige Zeit gut in Satellitenbildern als lange gerade Linienwolken sichtbar. Nach einiger Zeit verformen sich die Kondensstreifen und sind dann nicht mehr von natürlichen Cirruswolken unterscheidbar. Es können sich auch sehr dünne unsichtbare Cirruswolken bilden, deren Wirkung auf das Klima unbekannt, aber nicht ohne weiteres vernachlässigbar ist. Aufgrund von Satellitendaten hat man den Bedeckungsgrad durch die langlebigen Kondensstreifen, soweit sie sich noch von natürlichen Cirren unterscheiden lassen, auf 0.2 bis 0.4% im Jahresmittel über Mitteleuropa und knapp 1% über dem östlichen Nordatlantik geschätzt. Weltweit wird mit einem Bedeckungsgrad heute von weniger als 0.05% gerechnet. Der Flächenanteil von Cirruswolken, die aus solchen Kondensstreifen entstanden sind, sich aber nicht mehr von natürlichen Cirren unterscheiden, ist unbekannt. Neuere Arbeiten haben gezeigt, daß etwa 10% der Atmosphäre in der oberen Troposphäre in unseren Breiten feucht genug sind, um dort langlebige Kondensstreifen zu bilden. Insofern sollte 10% ein oberer Grenzwert für den möglichen Wolkenbedeckungsgrad infolge Luftverkehr darstellen. Dies muß aber noch weiter untersucht werden.

Eine direkte Auswirkung von Kondensstreifenbewölkung auf die mittlere solare Strahlung oder den Treibhauseffekt in einer Region ist zwar zu erwarten, war aber mit Beobachtungen bisher nicht nachweisbar (Haupt and Rotter 1991, Liepert et al. 1994).

Eine Studie speziell für Süddeutschland mit einem stark vereinfachten eindimensionalen Klimamodell ohne dynamische Rückkopplung hat gezeigt, daß 0.4% Zuwachs an Bedeckungsgrad durch Kondensstreifen 0.02 bis 0.05K Temperaturerhöhung am Boden bewirkt. Eine derartige Temperaturänderung wäre nicht meßbar.

Eindimensionale Klimamodelle berechnen für eine 0.5%-Cirrusbewölkung eine Änderung der Strahlungsbilanz der Troposphäre von -0.15 bis 0.3 W m^{-2} (Fortuin et al., 1995). Der Wert hängt wesentlich von den Annahmen über die Partikelgröße und die Dicke der Wolken ab. Dünne Wolken mit großen Partikeln wirken erwärmend, dicke mit kleinen wirken abkühlend. Bei einer globalen Bedeckung von 0.05% Kondensstreifen errechnet man so eine globale mittlere Strahlungsbilanzänderung von bis zu 0.03 W m^{-1} . Offensichtlich sind solche Abschätzungen äußerst unsicher. Der globale Effekt der Kondensstreifen ist aber von gleicher Größenordnung wie der Luftverkehrsbeitrag zum bisherigen Anstieg des CO_2 .

Mit einem dreidimensionalen globalen Klimamodell wurde versucht, die klimatische Wirkung solcher Kondensstreifen genauer abzuschätzen (Ponater et al., 1996). Dazu wurde angenommen, daß der Bedeckungsgrad an Cirruswolken infolge des Luftverkehrs im Bereich der Hauptflugrouten (Europa, Nordatlantik, USA) lokal um entweder 2, 5 oder 10% der Erdoberfläche zunimmt. Die Rechnungen zeigen für 2% Zunahme lokale Änderungen der Temperaturverteilung im Flugniveau, aber noch keinen zonal oder global signifikanten Effekt. Bei 5 und 10% zusätzlichem Bedeckungsanteil ist ein deutlicher Klimateffekt mit erhöhter Temperatur in der mittleren Troposphäre zu erkennen.

Diese Rechnungen sind aus vielen Gründen nur als Abschätzung der Effekte zu betrachten. Die Modellierung von Wolken ist heute generell noch mit erheblichen Unsicherheiten verbunden. Die kleinräumige Struktur von Kondensstreifen ist nur sehr grob mit solchen Modellen zu erfassen. Zudem ist die Wechselwirkung zwischen den Partikeln, der Chemie und der Strahlung bisher nicht ausreichend bekannt. Für die Zukunft sind genauere Rechnungen geplant, die den Bildungsmechanismus von Kondensstreifen berücksichtigen. Erst dann kann

man definitive Aussagen über die Klimawirksamkeit von Kondensstreifen machen. Nach dem Stand des Wissens kann man nicht ausschließen, daß Kondensstreifen bei weiter zunehmenden Verkehr das Klima merklich beeinflussen.

7. STICKOXIDE

Die Stickoxid-Emissionen sind erheblich. Die Konzentration an Stickoxiden liegt in der oberen Troposphäre in unseren Breiten typisch bei 50 bis 100 pptv (part per trillion by volume, 10^{-12}). In der Nähe von Stadtgebieten rechnet man dagegen mit Werten um 10 bis 100 ppbv (part per billion by volume, 10^{-9}). Daher genügen relativ niedrige Emissionsraten, um die NO_x -Konzentration in der oberen Troposphäre spürbar zu verändern.

Die Stickoxid-Emissionen des Luftverkehrs betragen nach der ANCAT-Datei von 1995 1.9 Tg (NO_2) je Jahr (und damit deutlich weniger als noch vor 2 Jahren angenommen). Andere Stickoxidquellen sind deutlich größer: Verbrennung von Biomasse: 17.5, Industrie und Verkehr an der Erdoberfläche: 72, Bodenmikroben: 11.7, Blitze: 16.4, stratosphärische Produktion (aus N_2O und kosmischer Strahlung): 2.1; jeweils in Einheiten von Tg(NO_2)/Jahr. Alle diese Werte haben erhebliche Unsicherheiten. Am größten sind die relativen Unsicherheiten bei den Stickoxidquellen aus Blitzen. Von diesen Emissionen gelangt aber nur ein kleiner Teil in die obere nördliche Troposphäre. Daher sind hier die Emissionen des Luftverkehrs zu einem erheblichen Teil für die sich ergebende NO_x -Konzentration in der oberen Troposphäre verantwortlich.

Infolge des Luftverkehrs hat sich die Konzentration von Stickoxiden in Höhen von 8 bis 12 km - nach Modellrechnungen - über Europa, den USA und dem Nordatlantik heute gegenüber den sonst vorhandenen Werten etwa verdoppelt. Dies konnte auch durch Messungen bestätigt werden, die im Rahmen der Projekte POLINAT und Schadstoffe in der Luftfahrt durchgeführt wurden (siehe Schumann, 1996a, 1997b). Anders ausgedrückt ist der Luftverkehr für 20 bis 80% der Stickoxidkonzentrationen in diesen Höhen verantwortlich. Diese Spannweite erfaßt die jahreszeitlichen Variationen und die bekannten Unsicherheiten der berücksichtigten Quellen. Die Werte sind im Winter größer als im Sommer.

8. OZON

Eine Zunahme von Stickoxidkonzentrationen in der oberen Troposphäre führt zu einer Zunahme des Ozons in der oberen Troposphäre. Die Zahl der gebildeten Ozonmoleküle je zusätzlichem Stickoxidmolekül (10 bis 30) ist um so größer, je geringer die Hintergrundkonzentration an Stickoxiden ist. Der Zuwachs an Ozon erreicht dabei innerhalb von einigen Tagen bis Wochen sein neues Gleichgewicht. Frühere zweidimensionale Modellrechnungen (Beck, 1992; Johnson et al., 1992) wurden in dieser Hinsicht durch neuere dreidimensionale Modellrechnungen (u.a. im AERONOX Projekt) bestätigt. Allerdings berechnen die dreidimensionalen Modelle etwas kleinere Ozonänderungen. Nach dem gegenwärtigen Stand der Rechnungen hat der Luftverkehr bisher das Ozon in der oberen Troposphäre in mittleren Breiten um 2 bis 4 % im Winter und 4 bis 8% im Sommer erhöht. Amerikanische Studien (Brasseur et al., 1996) berechnen nur halb so große Ozonänderungen, da sie von einer Emissionsdatei ausgehen, die 50% kleinere Stickoxidemissionen enthält. Bei einer Verdopplung der Emissionen wächst die Ozonkonzentration um weniger als einen Faktor zwei. Bei einem heute noch nicht genau bekannten Grenzwert (Ehhalt and Rohrer, 1995, Brasseur et al., 1996, Flatøy and Hov, 1996) der Stickoxid-Konzentration käme der Ozonzuwachs zu einem Maximum, um danach wieder abzunehmen. Über Europa ist dieser Grenzwert möglicherweise bereits heute nahezu erreicht.

Aufgrund der großen natürlichen Variationen der Ozonkonzentration, die an einem Ort von Jahr zu Jahr um mehr als 20% schwankt (und da Vergleichsmessungen zum Zustand ohne Luftverkehr fehlen), ist der Beitrag des Luftverkehrs zum Ozon meßtechnisch kaum nachweisbar. Regelmäßige Ozonsondierungen, wie z.B. am Hohenpeißenberg in Süddeutschland, aber auch in Uccle (Belgien) und Payerne (Schweiz) deuten auf einen überdurchschnittlich großen Ozonzuwachs in der oberen Troposphäre seit 1970 hin. Dieser Ozonzuwachs hat sich aber seit 1985 deutlich abgeschwächt und war auch davor nur schwach signifikant. In Kanada und Japan wurden in der oberen Troposphäre Ozonabnahmen beobachtet, die mit den Ozonzunahmen aus dem Luftverkehr nicht im Einklang stehen (Logan, 1994). Auch in der unteren Stratosphäre mittlerer Breiten geht das Ozon zurück. Man vermutet, daß dies eine Folge der Chlor- und Bromverbindungen ist, die über die Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKW) freigesetzt wurden. Da aber bisher vollständige Erklärungen fehlen, ist nicht auszuschließen, daß die Wirkungen des Luftverkehrs anders sind, als heute bekannt (siehe Diskussion zu Rußeffekten).

Nur ein sehr kleiner Teil der Stickoxide wird aus den Flugniveaus von maximal 14 km in größere Höhen in die Stratosphäre transportiert. Dies gilt zumindest für den Luftverkehr in Breiten nördlich von 30°N, von wo die stratosphärische Zirkulation im wesentlichen einen Transport zu den Polen und nach unten bewirkt. In den Tropen könnte ein Teil in sehr große Höhen transportiert werden und dort zum Abbau des stratosphärischen Ozons beitragen. Jedoch ist der Beitrag des Luftverkehrs zu den Stickoxidenquellen in den Tropen insgesamt sehr klein im Vergleich zu Stickoxiden aus Bodenquellen, Blitzen und der Oxidation von Lachgas zu NO_x in der Stratosphäre.

Der heutige Luftverkehr trägt nicht zu dem in der Antarktis seit 1986 beobachteten starken Rückgang der Ozonschicht im Frühjahr (Ozonloch) bei. Aufgrund von Reaktionen zwischen Stickoxiden und Chloroxiden können Stickoxidemissionen sogar die ozonzerstörende Wirkung von Chlor etwas vermindern (aber nicht beseitigen). Dies gilt insbesondere in Anwesenheit von Partikeln (wie nach einem Vulkanausbruch), die die Aktivierung von reaktionsträgen Chlorverbindungen fördern. Aus diesem Grund wird heute auch die ozonzerstörende Wirkung der Stickoxidemissionen einer hypothetischen zukünftigen Flotte von Überschallflugzeugen als kleiner angesehen als noch vor einigen Jahren (Stolarski, 1995).

Es gibt hierbei jedoch noch eine Reihe von Unbekannten. Hierzu gehören insbesondere die Bildung von Partikeln aus Schwefelsäure, Salpetersäure und Wasser (insbesondere bei niedrigen Temperaturen), das Gefrieren von unterkühlten Tropfen und die an den Partikeln ablaufenden chemischen Vorgänge, die zu einer Chloraktivierung und damit zum Ozonabbau beitragen.

Ozon in der Troposphäre wirkt ebenfalls als Treibhausgas und bewirkt dabei eine Temperaturzunahme an der Erdoberfläche. Die Treibhauswirkung zusätzlichen Ozons ist an der Tropopause im Vergleich zu anderen Höhen am größten, weil es dort besonders kalt ist. Der Treibhauseffekt ist um so größer, je näher zum Äquator die Ozonänderung auftritt. Nach Modellrechnungen (Brasseur et al., 1996) bewirkt die veränderte Ozonverteilung eine mittlere Erwärmung der Oberfläche durch Strahlung auf der Nordhalbkugel der Erde um 0.01 bis 0.04 W m⁻². Abschätzungen (Brühl und Crutzen, 1988) zeigen, daß 10% Ozonzunahme in der oberen Troposphäre die Temperatur an der Erdoberfläche um einige Hundertstel Grad Celsius steigen läßt. Dieser Effekt ist für sich genommen zu klein, um eigenständig nachweisbar zu sein. Allerdings weisen neueste Rechnungen der DLR mit einem Klimamodell (Sausen et al., in Vorbereitung) darauf hin, daß die Ozonzunahme infolge des Luftverkehrs eine kleine aber systematische Änderungen der Temperaturen in der unteren Atmosphäre

bewirken, wenn man die berechnete Ozonzunahme fünffach gegenüber den heute zu erwartenden Werten vergrößert.

Ein Vergleich der Klimawirksamkeit des gebildeten Ozons mit der des emittierten Kohlendioxids ist schwierig. Während sich das Ozon räumlich sehr ungleichmäßig verändert und die Ozonänderung in wenigen Tagen bis Monaten auf die Stickoxidemission reagiert, verteilt sich das Kohlendioxid über lange Zeiträume und letztlich gleichmäßig über die Atmosphäre. Die Wirkung hängt daher vom betrachteten Zeitraum ab. Die Strahlungswirksamkeit eines Treibhausgases hängt zudem von der bereits vorhandenen Konzentration ab und wächst nicht linear (etwa logarithmisch) mit der Konzentrationserhöhung. Daher ist ein Vergleich der Klimawirksamkeit verschiedener Treibhausgase von der erwarteten Entwicklung aller Emissionen (dem sogenannten Szenarium) abhängig. Betrachtet man nur die Wirkung der Emissionen des Luftverkehrs eines Jahres, so ist der Klimateffekt infolge Ozon groß im Vergleich zu dem infolge Kohlendioxid. Im Verlauf von Jahrzehnten kann sich das Verhältnis umdrehen. Hier stehen genaue Untersuchungen noch aus.

Für die Wirkung des Luftverkehrs in der Vergangenheit kann man aufgrund der Emissionen annehmen, daß der Beitrag beim CO_2 1.5% der Änderung der Strahlungsbilanz von 1.6 W m^{-2} ausmacht, also 0.026 W m^{-2} . Dieser Wert ist von der gleichen Größenordnung wie der aufgrund des bisherigen Zuwachses von Ozon durch Luftverkehr.

Das zusätzliche Ozon reduziert (geringfügig) die UV-B-Belastung und verstärkt (durch Bildung von Hydroxylradikalen) den Abbau anderer Treibhausgase, wie z.B. Methan. Der Zuwachs an Ozon in der Troposphäre vermindert die UV-Strahlung in Bodennähe und dadurch wird die Ozonbildung durch Photochemie in Bodennähe geringfügig verkleinert. Die Ozonbildung in der oberen Troposphäre ist also für das Klima nicht nur schädlich, aber diese Nebeneffekte sind vergleichsweise klein.

Nur ein sehr kleiner Teil des vom Flugverkehr in Reiseflughöhe verursachten Ozons erreicht die Erdoberfläche und beeinflusst dort die Biosphäre. Dieser Beitrag ist klein im Vergleich zum örtlich gebildeten Ozon in Smogsituationen.

9. RUSS UND SCHWEFELDIOXID

Ruß absorbiert und reflektiert Sonnenlicht und kühlt damit die Erde. Moderne Triebwerke emittieren mehr aber kleinere Rußteilchen als ältere Triebwerke (siehe Schumann, 1999a). Die emittierte Masse ist zu klein, um einen wesentlichen direkten Strahlungseffekt zu verursachen.

An der Oberfläche von Ruß kann es zudem zu katalytischen Reaktionen kommen, bei denen HNO_3 in NO_x umgewandelt und Ozon katalytisch abgebaut wird. Derzeit laufen weltweit mehrere Studien, um die Größe dieses Effektes abzuschätzen (z.B. Blake and Kato, 1996, Lary et al., 1997; Bekki, 1997). Es ist nicht auszuschließen, daß der Ozonabbau an Ruß aus Luftverkehr bereits heute einen wesentlichen Beitrag zum beobachteten Ozonabbau in der unteren Stratosphäre liefert. Allerdings sind diese Überlegungen noch sehr spekulativ.

Da der Treibstoff auch Schwefel enthält, entstehen verschiedene Oxidationsprodukte des Schwefels. Direkt hinter den Triebwerken wird 0.4 bis ca. 10% des Schwefeldioxids zu Schwefelsäure umgewandelt (Brown et al., 1996). Auch hier gibt es noch große Unbekannte. Die Konzentration von H_2SO_4 ist dabei so groß, daß sich viele Schwefelsäure-Partikel bilden können. An solchen Partikeln kommt es zu heterogenen chemischen Reaktionen, z.B. Umwandlung reaktiver Stickoxide in HNO_3 und Aktivierung passiver Chlorverbindungen.

Neue Modellrechnungen von Weisenstein et al. (1996) deuten darauf hin, daß wegen dieser Reaktionen die Schwefelemissionen einer zukünftigen Flotte von Überschallflugzeugen den Ozonabbau durch Chlor verstärken könnten. Der Ozonabbau ist dabei paradoxer Weise am größten, wenn die gleichzeitigen Stickoxidemissionen am kleinsten sind. Jedoch sind dies nur Prinzipstudien, die z.B. die Reduktion der Oberfläche durch Koagulation der gebildeten Partikel untereinander oder mit Ruß nicht berücksichtigen. Für Unterschall-Verkehr gibt es bisher keine vergleichbaren Rechnungen. Hier ist die Chlor-Chemie, soweit wir bisher wissen, weniger wichtig (siehe aber Keim et al., 1996).

Zusammen mit dem Ruß ändern die zusätzlichen Partikel die Kondensation und Eisbildung von Wolkenpartikel. Versuche haben neuerdings gezeigt, daß sehr hohe Schwefelanteile im Treibstoff (5.5 g Schwefel je kg Treibstoff) die Bildung von Kondensstreifen sichtbar und meßbar verstärken (Schumann et al., 1996). Es wurde dabei eine Zunahme der Partikel größer als 7 nm um 25% gemessen. Die Zahl der Partikel größer als 18 nm wuchs um 50%. Bei normalem Schwefelgehalt war kein Effekt sichtbar (Busen und Schumann, 1995). Die Versuche wurden mit einem zweistrahligen Flugzeug durchgeführt, bei denen die beiden Triebwerke gleichzeitig mit verschiedenen Treibstoffen mit unterschiedlichem Schwefelgehalt betrieben wurden. Die Triebwerke dieses Flugzeuges stammen aus den siebziger Jahren. Messungen an einem Airbus A310 im März 1996 haben diesen Effekt grundsätzlich bestätigt (siehe Schumann, 199a). Die Partikelbildung hängt von einer Reihe weiterer Parameter ab (Kärcher, 1996).

Es ist weiter zu untersuchen, ob die emittierten und die aus Schwefelsäure, Salpetersäure, Wasserdampf und Ruß gebildeten Partikel zu einer nennenswerten Veränderung der Zahl und Größe natürlicher Eiskerne und Kondensationskeime beitragen. Wäre das der Fall, könnte der Luftverkehr die Eigenschaften natürlicher Wolken verändern. Niederschlag, Strahlung und Klima hängen empfindlich von den Partikeleigenschaften von Wolken ab.

10. KOHLENMONOXID UND KOHLENWASSERSTOFFE

Das Kohlenmonoxid und die Kohlenwasserstoffe aus den Triebwerken haben, soweit man heute weiß, im Reiseflughöhe keine wesentliche Wirkung. Die emittierten Mengen sind zu gering um die Hintergrundkonzentrationen spürbar zu ändern. Zudem ist die Ozonbildung in diesen Höhen vom verfügbaren NO_x und nicht von den Kohlenwasserstoffen her begrenzt. Die Kohlenwasserstoffemissionen erhöhen geringfügig die Bildung von Ozon und die Oxidation von NO_x zu HNO_3 und von SO_2 zu H_2SO_4 . Dies kann die Bildung neuer Partikel verstärken, wurde aber bisher nicht im Detail untersucht. Zudem ist denkbar, daß ein Teil der emittierten Kohlenwasserstoffe zu organischen Säuren oxidiert wird und dann mit Wasser in die Partikelphase übergeht. Dies ist aber bisher nicht näher untersucht worden.

11. DISKUSSION EINIGER MASSNAHMEN

Es ist nicht sicher, ob eine Reduktion der Flughöhe für die Umwelt Vorteile bringt oder sogar die Belastung steigert. Der Treibstoffverbrauch pro Flug nimmt in der Regel zu, wenn man die optimale Reiseflughöhe verläßt. Der Zuwachs an Treibstoffverbrauch ließe sich im Prinzip vermindern, wenn man die Flugzeuge für niedrigere Flughöhen optimiert, was jedoch kurzfristig keine Wirkung hätte. Die Emission an Stickoxiden nimmt noch stärker als der Treibstoffverbrauch zu, wenn man die Flughöhe absenkt. Allerdings könnte die Konzentration der dadurch verursachten Stickoxide abnehmen, weil die Verweilzeiten in der oberen Troposphäre kleiner sind als in der unteren Stratosphäre. Gegenwärtig findet der Luftverkehr in Höhen statt, auf denen sich die Ozonerzeugung durch Photochemie und der photokatalytische Ozonabbau durch Stickoxide etwa die Waage halten. Die Ozonproduktionsrate nimmt

daher mit abnehmender Flughöhe zu. Obwohl bisher nicht ausreichend untersucht, deuten diese Fakten darauf hin, daß die Wirkung des Luftverkehrs auf Ozon und Klima bei einer Verminderung der Flughöhen eher zu- als abnimmt. Will man die langlebigen Kondensstreifen vermeiden, so muß man entweder sehr tief (unter 8 km) oder eher oberhalb der Tropopause in der trockenen unteren Stratosphäre fliegen. Der Stand des Wissens reicht also nicht aus, um bereits heute Forderungen nach einer Änderung der mittleren Flughöhe von Unterschall-Flugzeugen zu rechtfertigen.

Flüge über den Polarregionen mit den heutigen Verkehrsflugzeugen sind für die Ozonschicht und deren klimatischen Wirkung von eher geringerer Wirkung als andernorts. In der Polregion überwiegt eine abwärtsgerichtete Strömung. Emissionen werden hier also nach unten transportiert. Anders als in mittleren und tropischen Breiten liegt das Temperaturminimum in der Polregion oberhalb der Tropopause. Die wenigen bisher durchgeführten Modellrechnungen deuten daraufhin, daß der Unterschallverkehr auch in der nördlichen Polregion nicht zu einem Ozonabbau beiträgt. Der Treibhauseffekt zusätzlichen Ozons ist hier wegen der geringen Temperaturen an der Erdoberfläche klein. Problematischer als die Polregion sind evtl. die Regionen, in denen die Luftmassen in die Stratosphäre aufsteigen (z.B. an Strahlströmen) und wo die Luft sonst wenig Stickoxide enthält.

Eine Verminderung des Schwefelgehalts im Treibstoff scheint ratsam. Die Reinigung des Treibstoffs von Schwefelanteilen erfordert jedoch zusätzliche Energie und vergrößert damit die CO₂-Emission. Ohne genaue Kenntnis der Wirkungen und sinnvoller Grenzwerte, sollte man also auch hier mit einschneidenden Maßnahmen warten.

12. ZUSAMMENFASSUNG

In den letzten fünf Jahren wurden, speziell in Deutschland und Europa, die Auswirkungen der Emissionen aus den Triebwerken von Verkehrsflugzeugen im globalen Verkehrssystem intensiv untersucht. Im Mittelpunkt standen anfänglich die Emissionen an Stickoxiden und deren Wirkung auf die Ozonkonzentration. Allmählich verlagert sich der Forschungsschwerpunkt zunehmend auf die Klimawirkung infolge von Emissionen von Kohlendioxid und Partikeln.

Der weltweite Luftverkehr hat zu dem globalen Anstieg des Treibhausgases Kohlendioxid bisher knapp 2% beigetragen. Der Anteil des Luftverkehrs an den anthropogenen Emissionen dieses Gases steigt jedoch an.

Die Stickoxidemissionen aus Triebwerken des Luftverkehrs haben bisher bereichsweise die Konzentration dieses Gases in 8 bis 12 km Höhe in der Atmosphäre verdoppelt. Die Stickoxide haben in diesen Höhen einen geringen Ozonanstieg von einigen Prozent bewirkt. Der Anstieg ist zu klein, als daß er sich in Routinebeobachtungen nachweisen ließe. Ein Ozonabbau in der Stratosphäre durch Emissionen des heutigen Luftverkehrs ist nicht erkennbar. Rechnerisch ist der Klimaeffekt des durch die Stickoxide bisher verursachten Ozonanstiegs global gesehen gegenwärtig von gleicher Größenordnung wie der Klimaeffekt infolge der vom Luftverkehr bisher emittierten Kohlendioxide. Aus Vorsorge müssen Triebwerke mit verminderten Stickoxidemissionen entwickelt werden.

Es gibt neue Erkenntnisse über die Wirkung von Kondensstreifen sowie von Ruß und Schwefelanteilen im Treibstoff auf die Bildung von Wolkenpartikeln. Es ist nicht auszuschließen, daß diese Emissionen einen größeren Klimaeffekt haben als die anderen Emissionen. Abschließende Aussagen sind hier aber noch nicht möglich.

Für sich genommen sind die Wirkung des weltweiten Luftverkehrs auf das globale Klima klein im Vergleich zu natürlichen Klimastörungen. Die Wirkungen des Luftverkehrs addieren sich jedoch zu anderen vom Menschen verursachten Klimastörungen. Die spezifischen Wirkungen pro Transportleistung (Personenkilometer) sind in vielen Fällen nicht wesentlich größer als bei einer Fahrt mit dem PKW. Ohne Zweifel wird jedoch bei einer Urlaubsreise mit dem Flugzeug in der Regel mehr Kohlendioxid freigesetzt als bei einer Urlaubsreise mit dem PKW, da man damit einfach nicht so weit kommt.

Für eine dauerhaft tragbare Entwicklung des Luftverkehrs wird es zunehmend wichtig, langfristige Szenarien der Entwicklung aller Verkehrsträger und ihrer Klimawirkung zu entwickeln, zu bewerten und zu berücksichtigen.

Bei Diskussionen über Verkehr und Umwelt darf man nicht nur die Klimawirkung des Verkehrs sehen. Man muß vielmehr Kosten und Nutzen gegenüberstellen. Hier fehlt es bisher an objektiven Maßstäben.

LITERATUR

- Amanatidis, G.T., G. Angeletti (1997) European Commission research on aircraft impacts in the atmosphere. Intern. Coll. on Impact of Aircraft Emissions upon the Atmosphere, Paris, 15-18 Oct. 1996.
- Arnold F., Scheidt J., Stilp T., Schlager H., and Reinhardt M. E. (1992) Measurements of jet aircraft emissions at cruise altitude I: The odd-nitrogen gases NO, NO₂, HNO₂, and HNO₃ *Geophys. Res. Lett.* 19, 2421-2424.
- Beck J. P., Reeves C. E., de Leeuw F. A. A. M., and Penkett S. A. (1992) The effect of air traffic emissions on tropospheric ozone in the northern hemisphere. *Atmospheric Environment* 26A, 17-29.
- Bekki, S. (1997) On the possible role of aircraft generated soot in the middle latitude ozone depletion. *J. Geophys. Res.*, in press.
- Blake, D.F., K. Kato (1996) Latitudinal distribution of black carbon in the upper troposphere and lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 100, 7195-7202.
- Brasseur G. P., Müller J.-F., and Granier C. (1996) Atmospheric impact of NO_x emissions by subsonic aircraft: A three-dimensional model study. *J. Geophys. Res.* 101, 1423-1428.
- Brown, R. C., M. R. Anderson, R. C. Miake-Lye, C. E. Kolb, A. A. Sorokin, and Y. Y. Buriko (1996) Aircraft exhaust sulfur emissions. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3603-3606.
- Brühl C. and Crutzen P. J. (1988) Scenarios of possible changes in atmospheric temperatures and ozone concentrations due to man's activities, estimated with a one-dimensional coupled photochemical climate model. *Clim. Dyn.* 2, 173-203.
- Busen R. and Schumann U. (1995) Visible contrail formation from fuels with different sulfur contents. *Geophys. Res. Lett.* 22, 1357-1360.
- CIAP (1975) Climatic Impact Assessment Program, US Department of Transportation Final Report, DOT-TST-75-51 and ff. (8 vols.).
- Crutzen P. J. (1971) Ozone production rate in an oxygen-hydrogen-nitrogen oxide atmosphere. *J. Geophys. Res.* 76, 7311-7327.
- Deutscher Bundestag, Editor (1994) *Mobilität und Klima. Wege zu einer klimaverträglichen Verkehrspolitik*. Enquete-Kommission „Schutz der Erdatmosphäre“ des Deutschen Bundestages, Economica Verlag, Bonn, pp. 390.
- Ehhalt D. H., Rohrer F. (1994) The impact of commercial aircraft on tropospheric ozone. Paper presented at the 7th BOC Priestley Conference, Lewisburg, Penn., June 24-27, 1994.

- Ehhalt D. H., Rohrer F., and Wahner A. (1992) Sources and distribution of NO_x in the upper troposphere at northern mid-latitudes. *J. Geophys. Res.* 97, 3725-3738.
- Fabian P. (1994) *Atmosphäre und Umwelt*, Springer-V., Berlin.
- Fehsenfeld F. C. and Liu S. C. (1994) Tropospheric ozone: distribution and sources. In *Global Atmospheric Chemical Change*. (edited by Hewitt C. N. and Sturges W. T.), Elsevier, London, Chapter 5, pp. 169-231.
- Flatøy F., Hov Ø. (1996) Three-dimensional model studies of the effect of NO_x emissions from aircraft on ozone in the upper troposphere over Europe and the North Atlantic. *J. Geophys. Res.* 101, 1401-1422.
- Fortuin J. P. F., van Dorland R., Wauben W. M. F., and Kelder H. (1995) Greenhouse effects of aircraft emissions as calculated by a radiative transfer model. *Ann. Geophys.* 13, 413-418.
- Hagen, D. E., P. D. Whitefield, and H. Schlager (1996) Particulate emissions in the exhaust plume from commercial jet aircraft under cruise conditions. *J. Geophys. Res.*, 101, 19551-19557.
- Haupt H., Rotter M. (1991) Untersuchung der Flugzeugkondensstreifen und ihrer klimatischen Auswirkungen in Kärnten. *Wetter und Leben*, 43, 173-188.
- Held M. (1990) *Ecological impacts of aircraft emissions*. Tutzing Materialie Nr. 66, Ev. Akad. Tutzing, Postfach 227, 82327 Tutzing, ISSN 0930-7850, pp. 59.
- Hoinka K. P., Reinhardt M. E., and Metz W. (1993) North Atlantic air traffic within the lower stratosphere: Cruising times and corresponding emissions. *J. Geophys. Res.* 98, 23113-23131.
- IPCC (1995) *Second Assessment, Climate Change 1995*. A Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC Secretariat, WMO, 41, Av. Giuseppe-Motta, C.P. No. 2300, 1211 Geneva 2, Schweiz.
- IEA (1993) *Oil and Gas Information 1992*. International Energy Agency, OECD, Paris, France, ISBN 92-64-03872-8.
- Johnson C., Henshaw J., and McInnes G. (1992) Impact of aircraft and surface emissions of nitrogen oxides on tropospheric ozone and global warming. *Nature* 355, 69-71.
- Kärcher B., Peter T, and Ottmann R. (1995) Contrail formation: Homogeneous nucleation of H₂SO₄/H₂O droplets. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1501-1504.
- Kärcher, B. (1996) Aircraft-generated aerosols and visible contrails. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1933-1936.
- Kärcher, B., Th. Peter, U. M. Biermann, and U. Schumann (1996) The initial composition of jet condensation trails. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3066-3083.
- Keim, E.R. et al. (1996) Observations of large reductions in the NO/NO_y ratio near the mid-latitude tropopause and the role of heterogeneous chemistry. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3223-3226. and J. B. Renard (1997)
- Lary, D. J., A. M. Lee, R. Toumi, M. J. Newchurch, M. Pirre, Carbon aerosols and atmospheric photochemistry. *J. Geophys. Res.*, 102, 3671-3682.
- Liepert B., Fabian P., and Grassl H. (1994) Solar radiation in Germany – Observed trends and an assessment of their causes. Part I: Regional approach. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 67, 15-29.
- Logan J. A. (1994) Trends in the vertical distribution of ozone: An analysis of ozonesonde data. *J. Geophys. Res.*, 99, 25553-25585.
- Martin D. J., Moon D. P. (1995) Long-term trends in energy consumption and in availability and cost of conventional fuel. In *Hydrogen and Other Alternative Fuels for Air and Ground Transportation*. (Pohl H. W., editor) J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 1-18.

- Mohnen V. A., Goldstein W., and Wang W.-C. (1993) Tropospheric ozone and climate change. *Air & Waste* 43, 1332-1344.
- NRC (1994) *Atmospheric Effects of Stratospheric Aircraft. An evaluation of NASA's interim assessment*. National Research Council. National Academy Press, Washington, D.C., pp. 45.
- ONERA (1997): Impact of Aircraft Emissions upon the Atmosphere. Proc. of an Intern. Colloquium, at ONERA, Paris, Chatillon, 15-18 October 1996, ONERA, F-92320 Chatillon, Paris, 2 volumes.
- Ponater M., Brinkop S., Sausen R., and Schumann U. (1996) Simulating the global atmospheric response to aircraft water vapour emissions and contrails – A first approach using a GCM. *Ann. Geophys.*, 14, 941-960.
- Sausen R., Köhler, I. (1994) Simulating the global transport of nitrogen oxides from aircraft. *Ann. Geophys.*, 12, 394-402.
- Schulte P. and Schlager H. (1996) In-flight measurements of cruise altitude nitric oxide emission indices of commercial jet aircraft. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 165-168.
- Schumann U., ed. (1990) *Air Traffic and the Environment - Background, Tendencies and Potential Global Atmospheric Effects*. Proc. of a DLR Intern. Coll., Bonn, Nov. 15/16, 1990, Lecture Notes in Engrg., Vol. 60, Springer-V., Berlin, pp. 170.
- Schumann U. (1994) On the effect of emissions from aircraft engines on the state of the atmosphere. *Ann. Geophys.* 12, 365-384.
- Schumann U., ed. (1995) *AERONOX – The impact of NO_x emissions from aircraft upon the atmosphere at flight altitudes 8-15 km*. Publication EUR 16209 EN, ISBN-92-826-8281-1, Office for Publications of the European Commission, Brussels, pp. 471.
- Schumann U. (1996) On conditions for contrail formation from aircraft exhausts. *Meteorol. Z., N. F.* 5, 3-22.
- Schumann U. (1996b) Contributions on the topic of impact of aircraft emissions upon the atmosphere. DLR Institut für Physik der Atmosphäre, Report No. 68,
- Schumann U. (1997a) The impact of nitrogen oxides emissions from aircraft upon the atmosphere at flight altitudes -- Results from the AERONOX project. *Atmospheric Environment*, 31, 1723-1733.
- Schumann U., ed. (1997b) Pollution from aircraft emissions in the North Atlantic flight corridor (POLINAT). Final Report to the Commission of the European Communities, EV5V-CT93-0310 (DG12 DTEE), Sept. 1996, EUR 16987.
- Schumann U., P. Konopka, R. Baumann, R. Busen, T. Gerz, H. Schlager, P. Schulte, and H. Volkert (1995) Estimate of diffusion parameters of aircraft exhaust plumes near the tropopause from nitric oxide and turbulence measurements, *J. Geophys. Res.*, 100, 14147-14162.
- Schumann U., J. Ström, R. Busen, R. Baumann, K. Gierens, M. Krautstrunk, F. P. Schröder, J. Stingl (1996) In situ observations of particles in jet aircraft exhausts and contrails for different sulfur containing fuels. *J. Geophys. Res.*, 101, 6853-6869.
- Schumann U. and Wurzel D., eds. (1994) *Impact of Emissions from Aircraft and Spacecraft upon the Atmosphere*. Proc. of an Intern. Sci. Colloquium, Köln (Cologne), Germany, April 18-20, DLR-Mitt. 94-06, pp. 496. Bestellbar bei DLR, Abt. Operationelle Planung, D-51140 Köln.
- Schumann U. and Wurzel D. (1996) Aircraft and air pollution – Research in Europe on atmospheric effects of aviation. 34th Aerospace Sciences Meeting & Exhibition, January 15-18, 1996, Reno, NV, AIAA 96-0744, pp. 7.

- Stolarski R. S. and Wesoky H. L., eds. (1993) *The Atmospheric Effects of Stratospheric Aircraft: A Third Program Report*. NASA Reference Publication 1313, NASA, Washington, D.C., pp. 413.
- Stolarski R. S., ed. (1995) *1995 Scientific Assessment of the Atmospheric Effects of Stratospheric Aircraft*. NASA Reference Publication 1381, NASA, Washington, D.C., pp. 95.
- Velders G. J. M., Heijboer L. C., and Kelder H. (1994) The simulation of the transport of aircraft emissions by a three-dimensional global model. *Ann Geophys.*, 12, 385-393.
- Weisenstein D. K., Ko M. K. W., Nien-Dak Sze, and Rodriguez J. (1996) Potential impact of SO₂ emissions from stratospheric aircraft on ozone. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 161-164.
- Wiesen P., Kleffmann J., Kurtenbach R., and Becker K. H. (1994) Nitrous oxide and methane emissions from aero engines. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2027-2030.
- WMO (1995) *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994*. World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 37, Geneva, Chapter 11, pp. 11.1-11.32.

EINIGE ABKÜRZUNGEN

AERONOX	EU-project „The impact of NO _x emissions from aircraft upon the atmosphere at flight altitudes 8-15 km“
ANCAT	Abatement of Nuisances Caused by Air Transport, a technical committee of the ECAC
BMBF	Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (neuer Name ab Mitte 1997)
EC	European Commission
ECAC	European Civil Aviation Conference
EU	European Union
ICAO	International Civil Aviation Organisation
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
NASA	National Aeronautics and Space Administration
POLINAT	EU-project „Pollution from Aircraft Emissions in the North Atlantic Flight Corridor“
WSL	Warren Spring Laboratory