



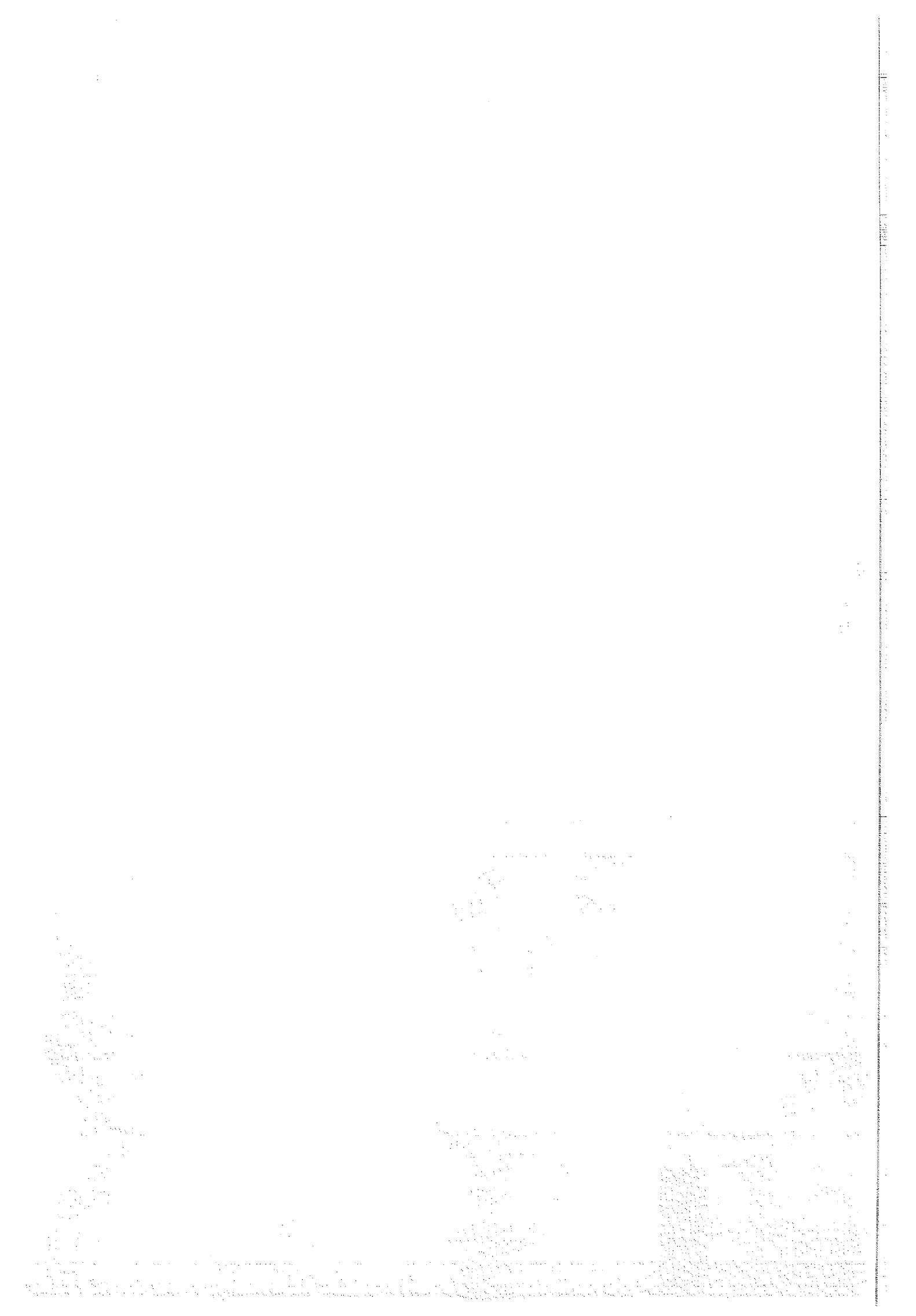
Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 2:
Chemie der Belasteten Atmosphäre

***Untersuchung der in MOZAIC gemessenen
Ozon- und Wasserdampfverteilung im
polaren Strahlstrom über dem Nordatlantik***

K. Duhne
A. Marenco

H. G. J. Smit
P. Speth

D. Kley
J. Wefers



Untersuchung der in MOZAIC gemessenen Ozon- und Wasserdampfverteilung im polaren Strahlstrom über dem Nordatlantik

Karin Duhnke¹* ***Herman G.J. Smit¹*** ***Dieter Kley¹***
Alain Marenco³ ***Peter Speth²*** ***Johannes Wefers²***

¹ Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 2:
Chemie der Belasteten Atmosphäre, Forschungszentrum Jülich GmbH, Germany

² Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln, Germany

³ Laboratoire d'Aérologie, CNRS, Toulouse, Frankreich

***Dissertation**

Berichte des Forschungszentrums Jülich ; 3593

ISSN 0944-2952

Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 2:

Chemie der Belasteten Atmosphäre JüL-3593

D 38 (Diss. Universität Köln)

Zu beziehen durch: Forschungszentrum Jülich GmbH · Zentralbibliothek

D-52425 Jülich · Bundesrepublik Deutschland

✉ 02461/61-6102 · Telefax: 02461/61-6103 · e-mail: zb-publikation@fz-juelich.de

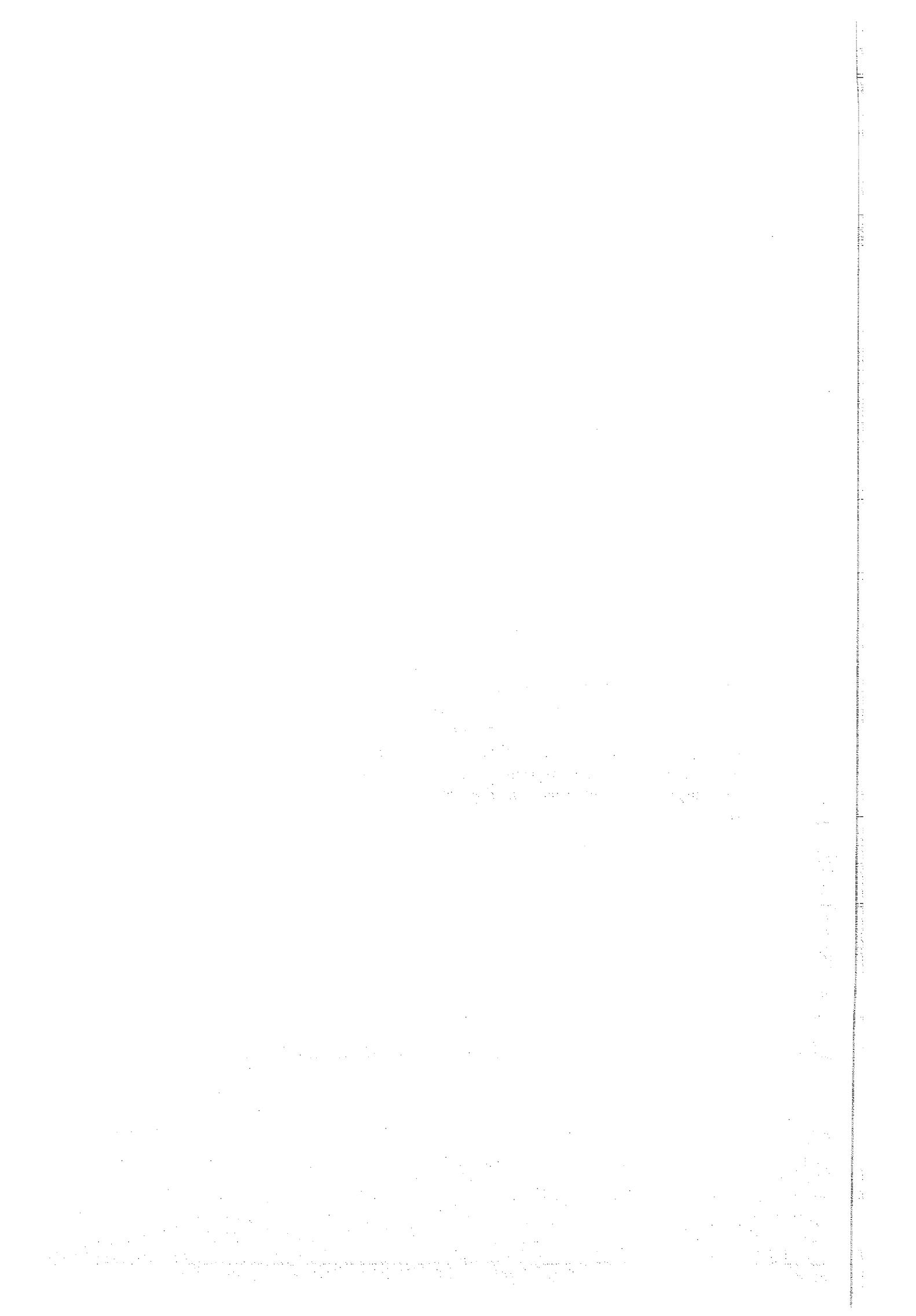
Zusammenfassung

Untersuchung der in MOZAIC gemessenen Ozon- und Wasserdampfverteilung im polaren Strahlstrom über dem Nordatlantik

Das MOZAIC-Projekt liefert zum ersten Mal kontinuierliche Messungen von Ozon und Wasserdampf in der oberen Troposphäre. Mithilfe dieses Datensatzes wird der mittlere Stratosphären-Troposphären-Austausch im Bereich des Polarjets auf statistischer Basis untersucht. Die vertikalen Konzentrationsverteilungen innerhalb des Jets werden im Vergleich mit den klimatologischen Verteilungen analysiert. Diese Analyse liefert als Ergebnis die Netto-Drehrichtung der Vertikalzirkulationen im Jet und die stratosphärische Ozonmenge, die im Mittel im Jetbereich aus der Stratosphäre herunter transportiert wird und das troposphärische Ozonbudget beeinflußt.

Die Verteilung der Ozonkonzentration, der relativen und spezifischen Feuchte sowie der Temperatur zeigen übereinstimmend, daß im Jahresmittel innerhalb des Jets eine Netto-Vertikalzirkulation mit thermisch direkter Richtung wirkt. Diese Vertikalzirkulation bringt im Frühjahr das meiste Ozon in die Troposphäre, verursacht durch die Abhängigkeiten vom meridionalen Temperaturgradienten, vom stratosphärischen *downward-pumping* und der jahreszeitlich variierenden Tropopausenhöhe. Im Herbst ist der vertikale Ozontransport minimal.

Eine einfache Abschätzung liefert einen abwärtsgerichteten Netto-Ozonfluß innerhalb des Jets in der Größenordnung von $7 \cdot 10^{11}$ Moleküle/cm²/s. Komplexe Modellrechnungen ergeben vergleichbare Ozonflüsse. Dies zeigt vor allem, daß die Größenordnung der Ozonflüsse an der Tropopause sowohl aus experimentellen Daten als auch aus Modellrechnungen gut ermittelt werden kann. Eine höhere Genauigkeit der Ergebnisse wird durch die unvollständige Kenntniss der dynamischen und chemischen Prozesse begrenzt.



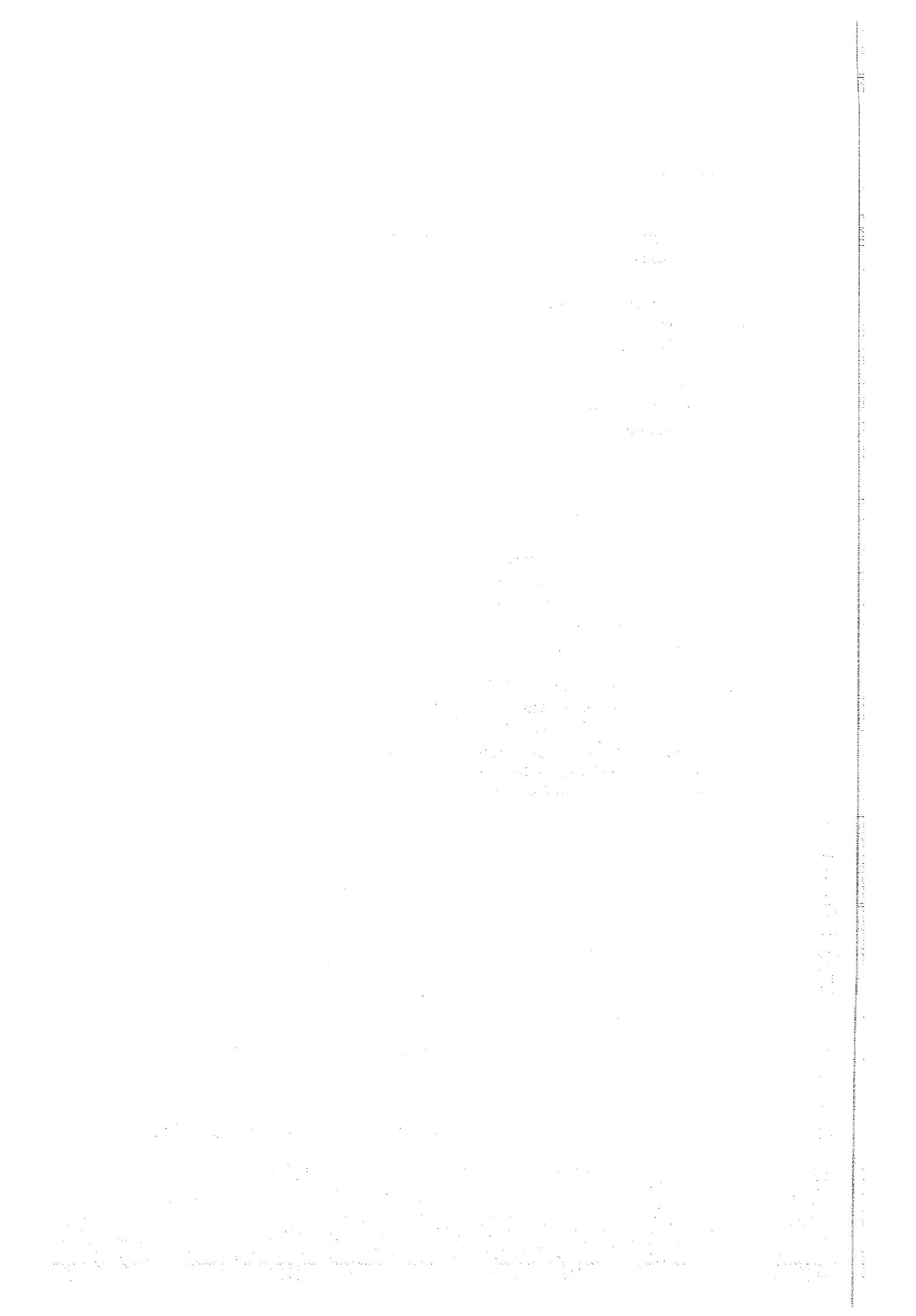
Abstract

Investigations of the Ozone and Water vapor distribution measured in the polar jet stream over the North Atlantic during MOZAIC

Within the MOZAIC project continuous measurements of ozone and water vapour could be established in the upper troposphere for the first time. By means of this data set the mean stratospheric-tropospheric-exchange in the region of the polar jet is analyzed in a statistical way. Comparing the concentrations in the vertical cross section of the jet with climatological distributions, the vertical transport of ozone and water vapour in the jet is determined. As annual mean the vertical turning direction within the jet stream is analyzed as well as the amount of ozone that is transported from the stratosphere into the troposphere and that influences the tropospheric ozone budget.

The distributions of ozone, relative and specific humidity as well as the temperature consistently point towards an annual mean thermal direct circulation within the jet cross section. The mean vertical circulation depends mainly on the meridional temperature gradient, the stratospheric downward pumping and the seasonal variation of the tropopause height. Due to the seasonal variation of these effects the most ozone is transported downwards from the stratosphere into the troposphere in spring time. The vertical transport of ozone is lowest in autumn.

A simple estimation results in a netto-downward-flux of ozone in the order of $7 \cdot 10^{11}$ molecules/cm²/s. The good agreement of this result with complex model calculations shows that the order of the ozone flux amount through the tropopause within the jet can be convincingly established from observational data as well as from model calculations. Higher Exactness of the results is limited by the restricted knowledge of dynamical and chemical processes in the atmosphere.



Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

Abstract

Abkürzungen und Symbole 9

1. Einführung	11
2. Meteorologie der Jet Streams	14
2.1. Erscheinung und Ursache	14
2.2. Historische Entwicklung der Front-Jet-Theorie	18
2.3. Theoretische Grundlagen	20
2.4. Vertikalzirkulationen im Jet Stream	23
2.5. Ozonverteilung im Jet Stream	28
2.6. Ursachen des Stratosphären-Troposphären-Austausches (STE)	30
3. Zwei atmosphärische Spurengase	35
3.1. Chemie versus Dynamik	35
3.2. Ozon	36
3.3. Wasserdampf	40
3.4. Globale Verteilungen	44
4. Daten und Methodik	51
4.1. MOZAIC-Messungen	51
4.2. Tropopausenhöhe	52
4.3. Analysen des ECMWF	53
4.4. Jülicher Vertikalsondierungen	54
4.5. Koordinatentransformation ins Jet-System	54
5. Allgemeine Klimatologie der MOZAIC-Daten	59
5.1. Flugstatistik	59
5.2. Potentielle Vorticity als Tropopausendefinition	64
5.3. Ozon- und Wasserdampfklimatologie in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre	72
6. Datenbelegung und Windfelder im Jet Stream	89
6.1. Statistik der Jeteigenschaften	89
6.2. Datenverteilung im Jet-Querschnitt	93
6.3. Vergleich der ECMWF-Analysen mit den MOZAIC-Messungen	99

7. Vertikale Verteilungen im Jet Stream	106
7.1. Netto-Vertikalzirkulation im Jetquerschnitt	106
7.2. Jahreszeitliche Entwicklung	111
7.3. Meteorologische Ursachen der Transporte	115
7.4. Methodisch bedingte Ursachen	122
7.5. Vertikaltransporte im Jet	129
8. Zusammenfassung und Ausblick	138
Anhang	142
Literaturverzeichnis	150
Danksagung	

Abkürzungen und Symbole

CAT	Clear-Air-Turbulence
COL	Cut-Off-Low
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecast
EURAD	European Acid Deposition Model
MOZAIC	Measurement of OZone by Airbus In-service airCraft
PV	potentielle Vorticity
PVU	Units der potentiellen Vorticity [10^{-7} Pa/s/K]
STE	Stratospheric-Tropospheric-Exchange
UTC	Universal Time Coordinate
WMO	World Meteorological Organization

A_j	Amplitude der Jetachse
A_s	Amplitude der Stromlinien
C	Corioliskraft
f	Coriolisparameter
F_x	zonale Reibungskraft
g	Erdbeschleunigung
Δg	horizontale Datenauflösung
G	Druckgradientenkraft
h	Plancksches Wirkungsquantum
J	jetogenetische Funktion
k	vertikaler Einheitsvektor
k_d	Diffusionskoeffizient
M	Masse
N	Teilchenanzahl
n	Normalenvektor
p	Druck
ppbv	parts per billion by volume
R	allgemeine Gaskonstante
RH	relative Feuchte in %
R_i	Richardson-Zahl
t	Zeit
Δt	zeitliche Datenauflösung
T	Temperatur
TT	Temperatur in $^{\circ}$ Celsius
u	horizontale zonale Windgeschwindigkeit
v	horizontale meridionale Windgeschwindigkeit
v	Betrag der Windgeschwindigkeit
v_a	horizontaler ageostrophischer Wind
v_g	horizontaler geostrophischer Wind
v_{real}	tatsächlicher Wind
w	vertikale Windgeschwindigkeit
x, y, z	Koordinaten
$X_{Flugzeug}$	Flugzeug-Position im Längen-Breiten-System

X_{Jetcore} Jetcore-Position im Längen-Breiten-System
 X_{Jetrand} Jetrand-Position im Längen-Breiten-System
 X_{Flugzeug} Flugzeug-Position im Jet-System

ζ relative Vorticity
 η_g absolute geostrophische Vorticity
 Θ potentielle Temperatur
 λ Wellenlänge
 v Frequenz
 ρ Dichte
 Φ Geopotential

$[\text{H}_2\text{O}]$ spezifische Feuchte in g/kg
 $[\text{O}_3]$ Ozonkonzentration in ppbv

1. Einführung

Das Klima der Erde und die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre sind genau aufeinander abgestimmte und ausbalancierte Systeme, die sich gegenseitig beeinflussen (Thompson, 1992). Die Veränderung einer einzelnen Systemgröße kann eine Veränderung beider Systeme nach sich ziehen. Für das Verständnis von Klima und Atmosphäre und für die Beurteilung ihrer zukünftigen Entwicklung ist es daher wichtig, die chemischen Bestandteile der Atmosphäre und ihre Wechselwirkungen sowohl untereinander als auch mit meteorologischen Systemen zu kennen. Zwei wichtige Spurengase der Atmosphäre sind Wasserdampf und Ozon, die an den chemischen Prozessen, Wasserdampf zusätzlich auch an den physikalischen Prozessen, innerhalb der Atmosphäre teilnehmen. Beide Spurengase verändern die Oxidationskapazität der Atmosphäre und beeinflussen so wesentlich auch die troposphärische Chemie. Troposphärisches Ozon gewinnt zudem für den Menschen immer mehr an Bedeutung, da es als toxisches Gas schädigend auf Lebewesen wirkt. Gleichzeitig ist erwiesen, daß die Ozonkonzentration der Troposphäre langfristig zunimmt, und zwar pro Jahr um 0.5 - 1 % (Volz and Kley, 1988).

Um das troposphärische Ozonbudget vollständig verstehen zu können, müssen alle Quellen und Senken bekannt sein. Das troposphärische Ozon besitzt sowohl eine natürliche Quelle, die Stratosphäre, als auch eine anthropogene, die Emissionen von Vorläufersubstanzen am Boden und in der Luft. Hier wirkt der Mensch als Störfaktor auf das Gleichgewicht zwischen Klima und Atmosphäre. Aus der natürlichen Quelle Stratosphäre wird durch verschiedene Austauschmechanismen ozonreiche und trockene Luft in die Troposphäre transportiert. Sowohl das zusätzliche Ozon als auch der verringerte Wasserdampfgehalt sind Teil der chemischen und dynamischen Prozesse der Troposphäre. Verändern sich die Austauschmechanismen zwischen Stratosphäre und Troposphäre, dann werden die troposphärischen Prozesse aus dem Gleichgewicht gebracht. Die Analyse der Austauschmechanismen ist daher erforderlich, um den Anteil der natürlichen Quelle am troposphärischen Ozon zu bestimmen und eventuelle Störungen in den Austauschprozessen zu identifizieren. Reiter (1975) erstellt die ersten Abschätzungen über Art und Ausmaß der beteiligten Prozesse. Seitdem werden diese Untersuchungen vor allem in Fallstudien fortgeführt oder in Modellrechnungen auf Basis der Fallstudien global betrachtet und hochgerechnet.

Das MOZAIC-Projekt (Measurement of OZone by Airbus In-service airCraft) liefert nun zum ersten Mal kontinuierliche Messungen von Ozon und Wasserdampf in der oberen Troposphäre. Seit 1994 werden täglich während regulärer interkontinentaler Linienflüge neben Ozon und Wasserdampf auch meteorologische Parameter aufgezeichnet (Marenco et al., 1998). Insgesamt sind die MOZAIC-Daten dadurch zufällig und mit einer guten Belegung verteilt, so daß im Jahresmittel ein statistisch belastbarer und repräsentativer Datensatz auch für die obere Troposphäre entsteht. Die Linienflüge verlaufen vor allem bei einer Flugrichtung von Westen nach Osten häufig innerhalb des Strahlstroms (auch Jet

Stream oder kurz Jet genannt), so daß die Daten zu einem großen Anteil direkt im Jet gemessen sind. Dadurch eignen sich die MOZAIC-Daten sehr gut zur Analyse des Stratosphären-Troposphären-Austausches (Stratospheric-Tropospheric-Exchange: STE) und des Eintrags von ozonreicher, trockener Luft in die Troposphäre.

Der Stratosphären-Troposphären-Austausch erfolgt in den mittleren Breiten nämlich zu einem großen Anteil durch die großskaligen Turbulenzen im Bereich des polaren Strahlstroms. Der Strahlstrom beschreibt intensive Starkwindbänder mit einem Zentrum meist in der oberen Troposphäre. Durch ageostrophische Windkomponenten kommt es im Jet zu Vertikalzirkulationen, die zum STE beitragen. Verschiedene Eigenschaften des Windfeldes (zum Beispiel Geschwindigkeits- oder Richtungsänderungen) erzwingen unterschiedliche ageostrophische Windkomponenten, so daß sowohl thermisch direkte als auch thermisch indirekte Vertikalzirkulationen im Jet möglich sind. In sehr ausgeprägten Fällen führen die Vertikalzirkulationen in zyklogenetisch aktiven Jets zu Tropopausenfaltungen, die einen außergewöhnlich starken Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre verursachen. Dabei wird stratosphärische Luft isentrop von der zyklonalen, kalten Seite des Jets auf die antizyklonale, warme Seite transportiert und kann bis in die unterste Troposphäre gelangen (Reiter, 1969). Gleichzeitig erfolgt auf der antizyklonalen Seite der umgekehrte Vorgang, das Aufsteigen troposphärischer Luft in die Stratosphäre.

In dieser Arbeit werden die MOZAIC-Daten verwendet, um den mittleren Stratosphären-Troposphären-Austausch im Bereich des Polarjets auf statistischer Basis zu untersuchen. Dabei sollen hauptsächlich zwei Fragen beantwortet werden: Zum einen, welche Netto-Drehrichtung ergibt sich für die Vertikalzirkulationen im Polarjet, und zum anderen, wie groß ist der Eintrag stratosphärischen Ozons in die Troposphäre im Bereich des Polarjets?

Zu Beginn der Analyse ist es notwendig, die Belastbarkeit der MOZAIC-Daten zu überprüfen, da dies bisher in keiner Arbeit erfolgt ist. In Kapitel 5 wird daher eine Flugstatistik über das Flugverhalten aufgestellt. Das Flugverhalten umfaßt jahreszeitenabhängig Flugrouten und Flughöhen und bestimmt somit maßgeblich die horizontale und vertikale Verteilung der Daten. Die vertikale Einteilung der Messungen relativ zur Tropopause, an der der STE stattfindet, erfordert die Anwendung einer Tropopausendefinition. Da im Jetbereich die thermische Tropopause nicht eindeutig definiert ist, kann nur die dynamische Tropopause verwendet werden. Aber auch für diese existiert in der Literatur kein übereinstimmendes Kriterium (Browning and Reynolds, 1994), so daß die Güte der in dieser Arbeit verwendeten dynamischen Tropopause zusätzlich untersucht wird. Dies geschieht hauptsächlich über den Vergleich der dynamischen Tropopause mit MOZAIC-Ozonmessungen sowie mit einer thermischen Tropopause, die aus Jülicher Vertikalsondierungen berechnet ist.

Aus den gesamten MOZAIC-Daten wird unabhängig vom STE eine Klimatologie in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre erstellt (siehe Kapitel 5.3). Diese erfüllt zwei Zwecke: Zum einen können die Auswirkungen

des Flugverhaltens auf die Zusammensetzung des MOZAIC-Datensatzes und dadurch auch auf die untersuchten Verteilungen von Ozon, Feuchte und Temperatur festgestellt werden. Da die Verteilungen für die Temperatur bereits gut bekannt sind, werden hier Abweichungen der MOZAIC-Daten aufgrund ihrer Zusammensetzung sofort sichtbar. Zum anderen gibt der Vergleich zwischen der allgemeinen Klimatologie und den Verteilungen im Jetquerschnitt, die im Verlauf der noch folgenden Untersuchung ebenfalls erstellt werden, Aufschluß über die Transporte zwischen Stratosphäre und Troposphäre im Jetbereich.

Als Grundlage für die gesamte Analyse muß eine Methode entwickelt werden, mit deren Hilfe die MOZAIC-Daten relativ zum Polarjet positioniert werden können. Diese Methode wird in Kapitel 4.5 vorgestellt und in den Kapiteln 6.2 und 6.3 ausführlich diskutiert. Zur Untersuchung des STE muß sowohl die Lage der Messungen relativ zur Tropopause bestimmt werden, als auch relativ zum Jetcore. Neben der dynamischen Tropopause, die von MeteoFrance zur Verfügung gestellt wird, erfolgt die Koordinatentransformation der Messungen ins Jetsystem mithilfe der Windfelder der ECMWF-Analysen (Analysen des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts in Reading/GB). Sehr ausführlich wird die Genauigkeit dieser Methode diskutiert, in der die hochauflösten MOZAIC-Messungen mit zeitlich und räumlich geringer aufgelösten ECMWF-Analysen kombiniert werden. In Kapitel 7 werden die Verteilungen der Ozonkonzentration, der relativen und spezifischen Feuchte sowie der Temperatur im Jetquerschnitt untersucht. Sowohl im Jahresmittel als auch in Jahreszeiten-Mitteln wird die Netto-Vertikalzirkulation im Jetquerschnitt analysiert. Die daraus resultierenden Verteilungen werden auf ihre meteorologischen Ursachen hin, aber auch auf mögliche methodisch bedingte Einflüsse untersucht. Abschließend wird aus der Ozonverteilung und einer mittleren Vertikalgeschwindigkeit ein Ozonfluß an der Tropopause im Jetbereich abgeschätzt. Eine mittlere Vertikalgeschwindigkeit im Jet wird im Vergleich von Flugzeugmessungen, Modellrechnungen und Analysen gewonnen.

2. Meteorologie der Jet Streams

2.1. Erscheinung und Ursache

Jet Streams (oder Strahlströme) bezeichnen Starkwindbänder in der Atmosphäre. Diese treten entlang einer quasi-horizontalen Achse auf und umfassen Bereiche mit starken vertikalen und horizontalen Gradienten der Windgeschwindigkeit. Jet Streams sind häufig in zahlreiche Teilstücke und Äste aufgespalten, die eine Länge von einigen 1000 km, eine Breite von einigen 100 km und eine vertikale Mächtigkeit von einigen km annehmen (Meyers, 1987). Die horizontale Windgeschwindigkeit kann Werte bis zu 150 m/s erreichen. Die untere Grenzgeschwindigkeit, ab der ein Windfeld als Jet Stream bezeichnet wird, ist willkürlich bei 30 m/s definiert (Kurz, 1990) (Abb. 1).

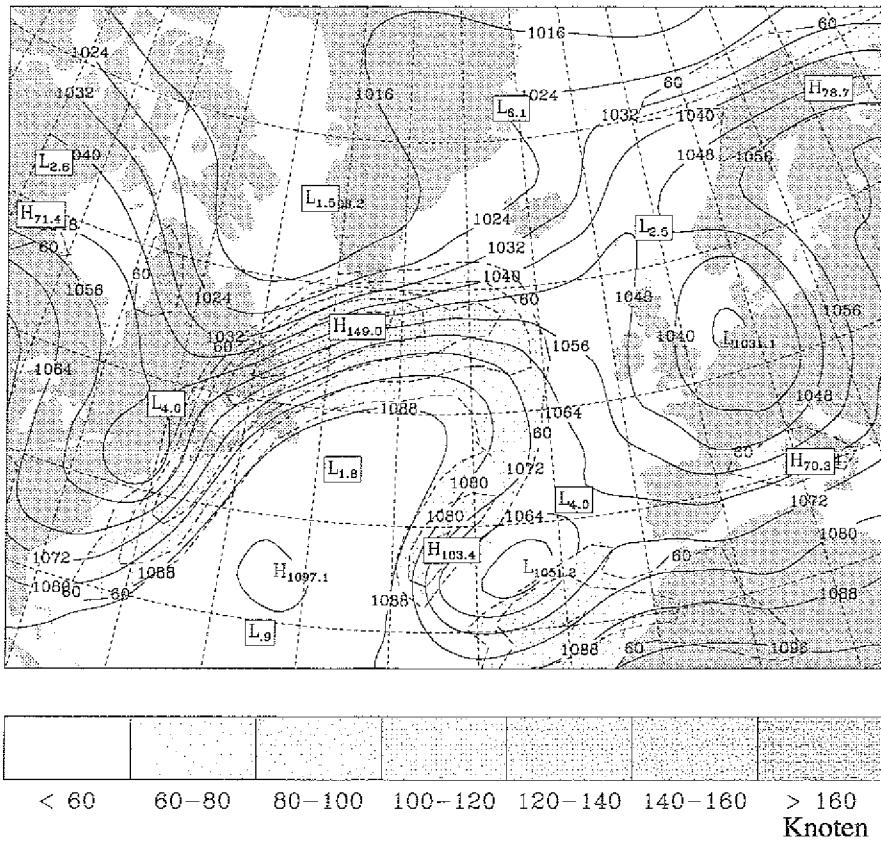


Abb. 1: Horizontale Windverteilung der ECMWF-Analysen in 250 hPa für den 15. Juni 1995, 12 UTC. Schattierte Flächen zeigen Gebiete mit horizontalen Windgeschwindigkeiten größer 60 Knoten. Zusätzlich ist das Geopotential [gpm] in 250 hPa eingezeichnet.

Die Bewegungen in der Atmosphäre unterliegen im wesentlichen drei Kräften: der Druckgradientkraft, der Corioliskraft und Kräften, wie zum Beispiel den Reibungskräften (Liljequist and Cehak, 1984). Die Druckgradientkraft verursacht Bewegungen von hohen zu niedrigen Drücken und ist proportional zum Abstand der Flächen gleichen Druckes (Isobaren). Dadurch entsprechen große Abstände zwischen Isobaren nur geringen Kräften:

$$(R1) \quad G = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}$$

Die Corioliskraft entsteht durch die ablenkende Kraft der Erdrotation und ist im Betrag proportional zur horizontalen Windgeschwindigkeit. Auf der Nordhalbkugel weist sie, in Stromrichtung des Windfeldes schauend, nach rechts und es gilt näherungsweise:

$$(R2) \quad C = -f \cdot k \times v_h$$

In der freien Troposphäre können Reibungskräfte, die vor allem in der Nähe der Erdoberfläche wirken, oft vernachlässigt werden. Vernachlässigt man die Reibungskräfte, und verlaufen außerdem die Isobaren parallel, dann wirken nur die Corioliskraft und die Druckgradientkraft auf ein bewegtes Teilchen. Wenn das Teilchen nicht beschleunigt wird, sind beide Kräfte im Gleichgewicht und die horizontale Windgeschwindigkeit wird als geostrophischer Wind bezeichnet:

$$(R3) \quad v_g = \frac{1}{f\beta} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}$$

Das Kräftediagramm für die Bewegungen in der Atmosphäre ist somit festgelegt und im Mittel entsteht in mittleren Breiten der Nordhalbkugel eine Westwindzone, da vom Äquator zum Pol ein Druckgefälle herrscht. In dieser Westwindzone existieren Bereiche, in denen sich der geostrophische Wind mit der Höhe verändert und ein Jet Stream entsteht.

Die eigentliche Ursache der Jet Streams sind große horizontale Temperaturgradienten (bis zu 7 K/100 km) in der baroklinen Zone einer Front. Eine Front beschreibt den Grenzbereich zwischen einer warmen und einer kalten Luftmasse, die aufgrund des Temperaturunterschiedes unterschiedliche Dichten aufweisen. Dadurch sind in der warmen und der kalten Luftmasse die Flächen gleichen Druckes (Isobaren) gegenüber Flächen gleicher Temperatur (Isothermen) geneigt. Diese Neigung der Isobaren nimmt noch mit der Höhe zu, da der vertikale Abstand zwischen zwei Druckflächen in der warmen Luftmasse größer ist als in der kalten. Das mit der Höhe zunehmende Druckgefälle verursacht schließlich einen mit der Höhe veränderlichen horizontalen Wind:

$$(R4) \quad \frac{\partial v_g}{\partial p} = \frac{R}{f p} \cdot k \times \nabla T$$

Der geostrophische Wind ist also in verschiedenen Druckniveaus unterschiedlich groß und die Differenz der geostrophischen Winde in zwei Druckniveaus wird als thermischer Wind bezeichnet (Bluestein, 1993). Der thermische Wind ist proportional zum Temperaturgradienten in einer isobaren Fläche und zum vertikalen Abstand zwischen den Druckflächen. Er entspricht einem vertikal begrenzten Starkwindband mit dem Zentrum in der Warmluft unterhalb der Tropopause, aber oberhalb der Front. In der Regel nimmt der thermische Wind in der mittleren Troposphäre vertikal zu größeren Höhen hin zu, bis er sein Maximum im Zentrum unterhalb der Tropopause erreicht. Dann nimmt er oberhalb der Tropopause wieder ab, da sich in der Stratosphäre der horizontale Temperaturgradient umkehrt. Hier ist im Gegensatz zur Troposphäre in einer festen Höhe die Luft oberhalb der troposphärischen kalten Luft (auf der zyklonalen Jetseite) wärmer als oberhalb der troposphärischen warmen Luft (auf der antizyklonalen Jetseite).

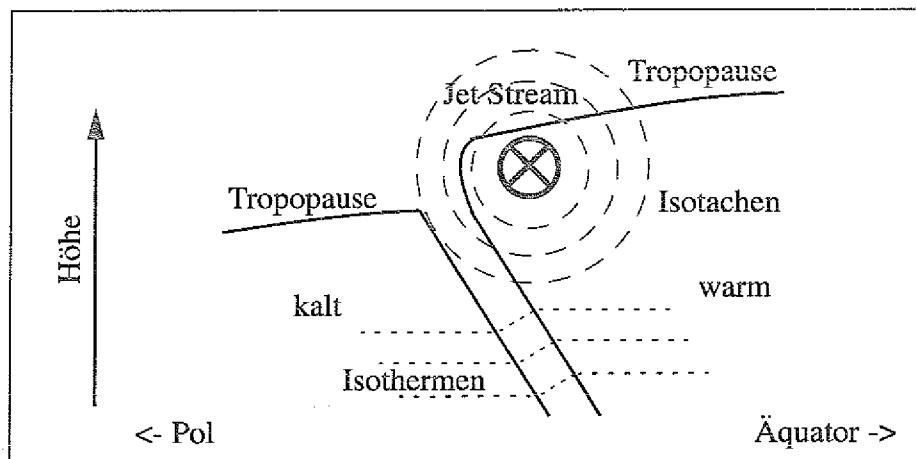


Abb. 2: Schematische Darstellung eines Jet-Querschnitts, der sich oberhalb einer troposphärischen Front mit dem Zentrum in der warmen Luftmasse befindet. Zusätzlich sind die Tropopause und die Front (durchgezogene Linien), Isotachen des geostrophischen Windes (gestrichelt) und Isothermen quer zur Front (gepunktet) eingezeichnet. Der Jet Stream strömt in die Graphik hinein.

Die größere Dichte der troposphärischen warmen Luft verschiebt die Obergrenze der warmen Luftmasse, die Tropopause, gegenüber der kalten Luftmasse nach oben. Die Tropopause über der warmen Troposphäre liegt daher höher als in der kalten, wodurch es oberhalb der Front zum Tropopausenbruch kommt (Abb. 2). Früher existierten zunächst verschiedene Überlegungen, wie der Frontbereich mit der Tropopause verbunden ist. Reed und Danielsen (1959) zeigen in ihrer Unter-

suchung von atmosphärischen Daten, daß das „waterspout“-Modell den Zusammenhang zwischen Front und Tropopause am besten wiedergibt. In diesem Modell werden sowohl die warme als auch die kalte Tropopause mit der Front verbunden.

In der Troposphäre lassen sich drei Typen von Jet Streams unterscheiden: der Polar-Jet, der Subtropen-Jet und Low-level-Jets. Der Polarjet ist mit der Polarfront gekoppelt und verläuft - oft in mehrere Teilstücke zerbrochen - zirkumpolar. Der Polarjet erfährt rasche und kräftige zeitliche Änderungen bezüglich seiner Lage und Geschwindigkeit. Sein Zentrum liegt etwa in einer Höhe von 10 km und verschiebt sich horizontal von einer mittleren meridionalen Position bei 45° N im Winter auf 65° N im Sommer (Speth and Madden, 1987). Die Windgeschwindigkeiten nehmen im Sommer aufgrund eines geringeren horizontalen Temperaturgradienten und damit geringerer Baroklinität in der Troposphäre ab. Im Gegensatz dazu erfährt der Subtropenjet, der mit der Subtropenfront gekoppelt ist, nur langsame, jahreszeitlich bedingte Änderungen. Der Subtropenjet ist außerordentlich persistent mit einer mittleren Höhe von 12 km und einer Breitenlage zwischen 20° - 35° N. Low-level-Jets liegen in der unteren Troposphäre und sind mit Kaltfronten verbunden. In der Regel bestehen sie aus relativ warmer und feuchter Luft und können starke bodennahe Winde verursachen (Kotroni and Lagouvardos, 1993).

Polarjet und Subtropenjet sind ursächlich mit globalen Zirkulationssystemen verknüpft. Der Energiehaushalt der Atmosphäre besitzt ein starkes strahlungsbedingtes Energiegefälle vom Äquator zu den Polen, dessen größter Teil zwischen 30° - 50° Breite konzentriert ist. Zum Ausgleich des Energiegefälles wird Masse, Wärme und Bewegungsenergie polwärts transportiert. Dies kann aber nur erfolgen, wenn die oben vorgestellte Westwindströmung keine reine Zonalzirkulation ist, sondern teilweise instabil wird (Abb. 3). Das ist gleichbedeutend damit, daß der Polarjet keine feste meridionale Lage besitzt und mäandert.

Hoch- und Tiefdruckgebiete, beziehungsweise Keile und Tröge, tragen als Großraumturbulenz zum energetischen Austausch zwischen hohen und niedrigen Breiten bei (Pichler, 1986). Die Warmluftadvektion an der Vorderseite eines Troges führt zu aufsteigender Luftbewegung, während gleichzeitig die Kaltluftadvektion auf der Rückseite Absinkbewegungen verursacht. In der so entstehenden Vertikalzirkulation wird verfügbare potentielle Energie in kinetische überführt. Wenn die synoptischen Störungen in der zonalen Grundströmung weiter anwachsen, können bei der Wiederherstellung der Zonalbewegung auch Kaltlufttropfen oder - dies kommt seltener vor - Warmluftinseln abgeschnitten werden (Weischet, 1988). Für die Anregung der Mäanderwellen in der Grundströmung existieren verschiedene Theorien: die Abbremsung der Westwindströmung über den Kontinenten (Rossby), Wellenausschläge äquatorwärts nach Hochgebirgen (Eliassen) oder der Einfluß von Kältezentren (Scherhag). Der Energiehaushalt der Atmosphäre läßt Jet Streams dort entstehen, wo durch die Verschiebung von Warm- oder Kaltluft eine Verschärfung des meridionalen Temperaturgradienten erfolgt.

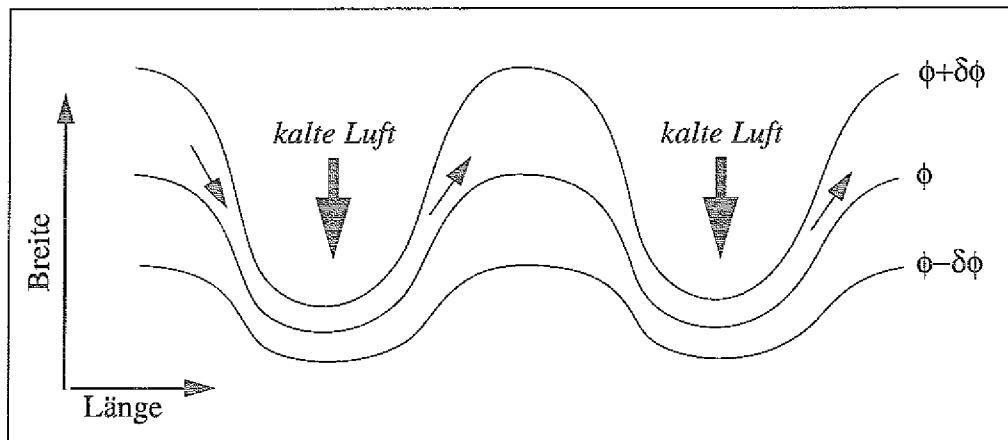


Abb. 3: Schematische Darstellung der Ausbildung einer Wellenzirkulation im Bereich der planetarischen Höhenströmung (kleine Pfeile). Kalte Luft dringt äquatorwärts vor (große Pfeile) und verursacht eine Verschärfung des meridionalen Temperaturgradienten. Im Bereich der konvergierenden Isohypsen ϕ (Flächen gleichen Geopotentials) wird die horizontale Windgeschwindigkeit größer und es entstehen räumlich begrenzte Jet Streams.

2.2. Historische Entwicklung der Front-Jet-Theorie

Jet Streams werden häufig im Zusammenhang mit Fronten untersucht. Die thermische Windgleichung (R4) zeigt, daß beide Systeme durch die Konzentration von Isothermen im Grenzbereich zwischen zwei verschiedenen Luftmassen verursacht werden. Wegen der gemeinsamen Grundlagen kann für Fronten und Jets eine gemeinsame Theorie entwickelt werden. Bjerknes und Palmen (1937) liefern die ersten Untersuchungen und Theorien zur Struktur von Fronten und Jets (Bergener Schule). Es folgen zahlreiche weitere Untersuchungen, die auf Sondierungen und synoptischen Karten basieren, und die Entwicklung von 2- und 3-dimensionalen Modellen, die zunächst diagnostischer Art sind.

Namias und Clapp (1947) zeigen, daß Jet Streams durch konfluente Dynamik und die Transformation von verfügbarer potentieller Energie in kinetische entstehen. Dabei wird durch einen ageostrophischen Fluß quer zur Stromrichtung des Jet Streams eine thermisch direkte Zirkulation angeregt, die nicht mit der Sekundärzirkulation von Fronten gekoppelt sein muß. Namias und Clapp weisen bereits darauf hin, daß die 3-dimensionale Zirkulation im Jet wesentlich komplexer sei und von dem Entwicklungsstadium und der Lage des Jet Streams relativ zur baroklinen Welle abhängen müsse. Die Theorie der thermisch direkten Zirkulation von

Namias und Clapp wird von mehreren Autoren gestützt. Sawyer (1956) schließt aus der Untersuchung von Wetterkarten eine dynamische Konsequenz für die Vertikaltransporte. Eliassen (1962) erweitert Sawyers Theorie durch eine zweite direkte Zirkulationszelle in der Stratosphäre oberhalb des Jetmaximums und oberhalb der ersten Zirkulationszelle. Andere Autoren untersuchen die Rückkopplung der entstandenen Zirkulationen mit dem Front-Jet-System und finden, daß eine zusätzliche indirekte Zirkulation nur in der kalten Luftmasse zu einer Konvergenzzone auf der zyklonalen Jetseite führt. Dieses Zusammenströmen von kalten und warmen Luftmassen in der Konvergenzzone im oberen Frontbereich wirkt frontogenetisch (Hoskins, 1972) und somit auch verstärkend auf den Jet Stream.

Eine umgekehrte Zirkulationsrichtung, die einer thermisch indirekten Zirkulation entspricht, finden hingegen Reed und Sanders (1953). Sie stellen eine Fallstudie vor, in der das Absinken auf der warmen Seite der Front zur Verstärkung des Temperaturgradienten führt und somit frontogenetisch wirkt. Newton (1954) und Bostart (1970) machen vergleichbare Beobachtungen von einer thermisch indirekten Zirkulation. Shapiro (1970) entwickelt dann ein 2-dimensionales Modell, das als Ursache der Frontogenese die unterschiedlichen Vertikalbewegungen entlang der Front aufzeigt.

Mithilfe von experimentellen Daten wird von Murray und Daniels (1953) in einer statistischen Untersuchung von Windbeobachtungen gezeigt, daß es im Jeteingang zu unterschiedlichen vertikalen Zirkulationen kommt. Die thermisch direkte Zirkulation wird im Jeteingang beobachtet. Hingegen ist die Zirkulation im Jetausgang eine thermisch indirekte. Briggs und Roach (1963) finden das gleiche Verhalten bei der Analyse von 22 Flügen.

Keyser und Pecnick (1985ab) sowie Reeder und Keyser (1988) untersuchen den Zusammenhang zwischen der geostrophischen Konfluenz quer zur Front und den geostrophischen Windscherungen quer zur Front. Beide Prozesse haben Auswirkungen auf den Temperaturgradienten quer und entlang der Front und beeinflussen somit das Front-Jet-System. Sie modellieren, daß im Falle einer Kaltluftadvektion die horizontalen Scherungen so wirken, daß die thermisch direkte Zirkulation verschoben wird. Dadurch gelangt der absteigende Ast der Zirkulation in die warme Luft und auf der warmen Seite der Front kommt es zu Absinkbewegungen anstelle des Aufsteigens. Hierdurch entsteht der Eindruck einer thermisch indirekten Zirkulation. Shapiro (1981) untersucht die Bedeutung des Temperaturgradienten entlang der Front für die Vertikalzirkulation. Er zeigt, daß unterschiedliche Sekundärzirkulationen an der Front entstehen, während das Front-Jet-System durch eine barokline Welle wandert.

Wenn die Vertikaltransporte im Jetbereich stärker werden, kann es zu sogenannten Tropopausenfaltungen kommen. Das Konzept der gefalteten Tropopause wird zunächst von Reed (1955) neu konzipiert. Danach analysierte Daniels zahlreiche Tropopausenfaltungen mithilfe von Radioaktivitäts- und Ozonmessungen (Danielsen, 1968; Danielsen et al., 1970).

2.3. Theoretische Grundlagen

Die verschiedenen Aspekte der Vertikalzirkulationen in Front-Jet-Systemen, die in oben genannter Literatur untersucht werden, machen klar, daß Front-Jet-Systeme sehr komplexe Prozesse enthalten. Viele Parameter besitzen einen Einfluß auf die Entwicklung dieser Systeme und damit auch auf die Vertikalzirkulationen. Im folgenden werden daher die theoretischen Grundlagen der ageostrophischen Windkomponenten besprochen, die zum größten Teil die Vertikalzirkulationen in Jet Streams verursachen (Blackburn, 1985).

In Jet Streams treten sowohl starke Divergenzen als auch Konvergenzen der Höhenströmung auf. Das ist gleichbedeutend damit, daß die ageostrophischen Windkomponenten der hochtroposphärischen Wellen besonders groß sind. Dabei sind die ageostrophischen Windkomponenten in der Regel mit bestimmten Jetegenschaften, wie zum Beispiel Geschwindigkeitsänderungen und Richtungsänderungen des geostrophischen Windfeldes verbunden. Die ageostrophischen Komponenten können je nach ihrer Ursache parallel, aber auch senkrecht zum geostrophischen Wind gerichtet sein. Aufgrund dieser Störungen zeigt die Jetachse oft leichte Abweichungen um nur wenige Grad vom Isohypsenverlauf, der nach dem einfachen Kräftediagramm parallel zur Jetachse liegen würde. Da die ageostrophischen Windkomponenten die Vertikalzirkulationen im Jet antreiben, entstehen durch die unterschiedlichen Ursachen in Ausmaß und Lage unterschiedliche Vertikalzirkulationen.

Der ageostrophische Wind entspricht der Differenz zwischen tatsächlichem Wind und geostrophischem Wind. Änderungen des geostrophischen Windes ziehen in der Regel ageostrophische Windkomponenten nach sich.

(R5)

$$\mathbf{v}_a = \mathbf{v}_h - \mathbf{v}_g$$

Eine Geschwindigkeitsänderung des geostrophischen Windes verursacht in einem stationären Strömungsfeld eine ageostrophische Komponente quer zur Windrichtung. Verwendet man die Definition des geostrophischen Windes und vernachlässigt die Reibungskräfte, dann folgt aus der horizontalen Bewegungsgleichung für den Beschleunigungsvektor:

(R6)

$$d\mathbf{v}_h/dt = f\mathbf{v}_a \times \mathbf{k}$$

Der Beschleunigungsvektor steht nach (R6) senkrecht auf dem ageostrophischen Windvektor und zeigt nach rechts (Kurz, 1990). Daher erfahren beschleunigte Teilchen durch den ageostrophischen Wind eine Ablenkung nach links und abgebremste Teilchen dagegen eine Ablenkung nach rechts. Anschaulich läßt sich dies auch über die Energieerhaltung erklären. Teilchen, die sich in konvergierende Iso-

hypsen bewegen, werden durch die größeren Kräfte beschleunigt. Die Zunahme der kinetischen Energie wird durch eine Abnahme der potentiellen Energie kompensiert und die Teilchen werden zu niedrigeren Potentialwerten abgelenkt. Schaut man in Stromrichtung des Windfeldes, erfolgt die Ablenkung also nach links. Bei divergierenden Isobaren werden die Luftmassen entsprechend abgebremst und nach rechts zu höheren Potentialwerten abgelenkt.

Eine Richtungsänderung des geostrophischen Windes hat eine ageostrophische Komponente parallel zur Windrichtung zur Folge. In der Atmosphäre ist die Näherung möglich, daß der ageostrophische Windanteil sowie seine zeitliche Änderung nur gering sind. Dann entspricht die tatsächliche Beschleunigung durch den ageostrophischen Wind etwa der zeitlichen Änderung des geostrophischen Windes und es gilt:

$$(R7) \quad v_a = 1/f k \times dv_g/dt$$

Bei Bewegungen von Teilchen nach rechts liegt die ageostrophische Komponente somit in Windrichtung und addiert sich positiv zum geostrophischen Wind dazu. Es entsteht ein supergeostrophischer Wind. Bei Bewegungen nach links zeigen die ageostrophischen Komponenten gegen die Windrichtung und der Wind wird subgeostrophisch.

Abweichungen der Jetachse vom Isohypsenverlauf entstehen auch für progressive Wellen. Verlagert sich eine Welle mit einer konstanten Phasengeschwindigkeit $c > 0$ durch einen Grundstrom mit ebenfalls konstanter Geschwindigkeit v , so entspricht die Jetachse einer Relativtrajektorie. Für die Amplitude der Jetachse A_j gilt dann, daß sie größer ist als die Amplitude der Stromlinien A_s (Newton and Omoto, 1965):

$$(R8) \quad A_j = v/(v-c) \cdot A_s$$

Die Jetachse schneidet dadurch die Isohypsen und verschiebt somit die vertikalen Zirkulationszellen relativ zur troposphärischen Front. Da $A_j > A_s$ ist, müssen Teilchen, die sich vom Wellenrücken zum Wellentrog bewegen, unter ein höheres Potential gelangen (vgl. Abb. 4a). Dadurch verändert sich gleichzeitig die kinetische Energie, wodurch die Jetgeschwindigkeit im Trog höchstens halb so groß wie die geostrophische Geschwindigkeit sein kann. Im Rücken kann sie hingegen bis zu 1.7-mal so groß werden. Die Windvektoren schließen mit der Jetachse den gleichen Winkel wie die Stromlinien ein, das heißt, sie sind nicht parallel zur Jetachse. Trotzdem passieren die Teilchen die Jetachse nicht, da die Verlagerungsgeschwindigkeit der Jetachse der Querkomponente des Windes entspricht. Dies kann zu einer Verstärkung des Krümmungseffektes führen, der durch eine Geschwindigkeitsänderung des geostrophischen Windes entsteht (s.o.). Wenn das Windmaximum im Bereich eines wandernden Rückens liegt, so addieren sich

beide Effekte (Krümmung durch Geschwindigkeitsänderungen und Krümmung durch progressive Wellen), und die Jetachse schließt einen besonders großen Winkel mit den Isohypsen ein (Abb. 4b). Wenn das Windmaximum hingegen im Trog liegt, kompensieren sich die Effekte, und die Jetachse kann isohypsenparallel verlaufen (Abb. 4c).

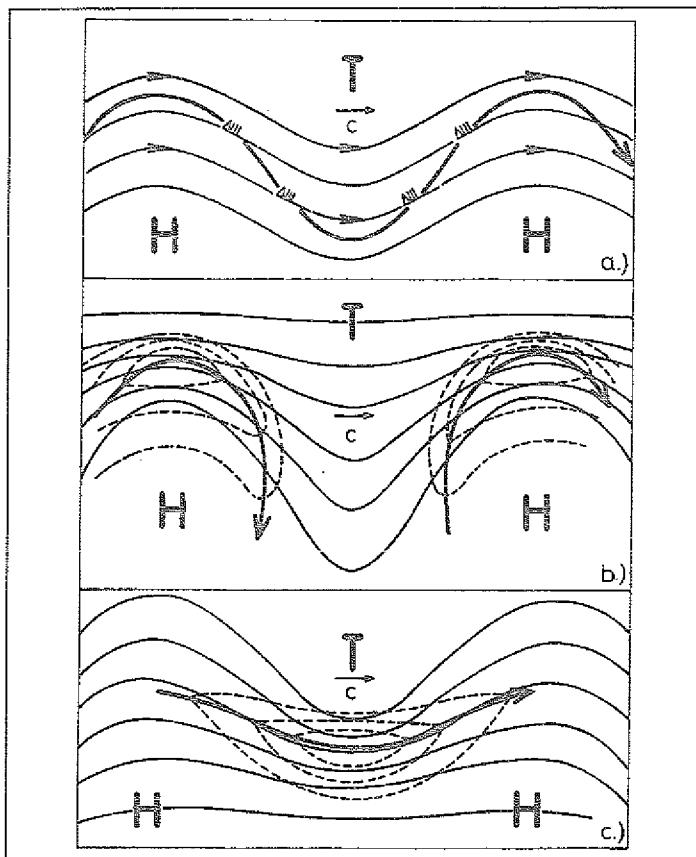


Abb. 4: Der Verlauf der Jetachse in wandernden Wellen der Höhenströmung bei a) konstanter Geschwindigkeit des Strömungsfeldes und b) beziehungsweise c) überlagerter Diffluenz beziehungsweise Konfluenz (Kurz, 1990).

Innerhalb des Jets unterscheidet man eine zyklonale und eine antizyklonale Seite. Dies hängt mit der Drehbewegung der mitgeführten Teilchen um ihre vertikale Achse zusammen. Wie bereits erwähnt, treten senkrecht zur Jetachse starke horizontale und vertikale Gradienten der horizontalen Windgeschwindigkeit auf. Im Bereich der Jetachse ist der Gradient am größten und nimmt seitlich ab. Stellt man sich ein mitgeführtes Teilchen als horizontal liegende Scheibe vor, dann wird die der Jetachse zugewandte Seite stärker beschleunigt als die abgewandte Seite, da an der Jetachse die Windgeschwindigkeit am größten ist. Auf der kalten, zyklonalen Seite der Jetachse drehen die Teilchen dadurch mehr zyklonal (auf der Nordhalbkugel gegen den Uhrzeigersinn) und die relative Vorticity ist positiv.

Auf der warmen, antizyklonalen Seite drehen die Teilchen antizyklonal (auf der Nordhalbkugel mit dem Uhrzeigersinn) und die relative Vorticity ist negativ.

Die unterschiedlichen Vorzeichen der relativen Vorticity auf den beiden Jetseiten hat Konsequenzen für die Größe der zyklonalen und antizyklonalen Windscherungen. Zur Aufrechterhaltung des dynamischen Gleichgewichtes innerhalb einer adiabatischen Strömung muß die absolute geostrophische Vorticity, die sich aus der relativen Vorticity und dem Coriolisparameter addiert, positiv sein (R9) (Kurz, 1990). Wird die absolute geostrophische Vorticity doch negativ, dann wird der Zustand der Strömung dynamisch labil. Dieser Zustand dauert in der Atmosphäre normalerweise zeitlich nicht lange an und die Strömung geht wieder ins Gleichgewicht über.

$$(R9) \quad \eta_g = \zeta + f \geq 0$$

Da die relative Vorticity (Scherungsvorticity) auf der antizyklonalen Seite negativ ist, ist sie gleichzeitig durch den Coriolisparameter begrenzt. Die horizontalen Windscherungen können daher auf der zyklonalen Seite betragsmäßig größer sein als auf der antizyklonalen Seite.

2.4. Vertikalzirkulationen im Jet Stream

Die ageostrophischen Windkomponenten regen im Jetbereich vertikale Bewegungsfelder an. Diese haben in Abhängigkeit von den beteiligten Prozessen unterschiedliche Orientierungen (vgl. Kap. 2.3). In einem zonal verlaufenden, ungekrümmten Jet-Streak entstehen Vertikalzirkulationen, wie sie in Abb. 5 dargestellt sind.

Der große runde Pfeil zeigt einen in der Länge begrenzten Jet Stream, also einen Jet Streak. Insgesamt sind vier Zirkulationszellen mit dem Jet Streak verbunden. Am Jeteingang und -ausgang entwickeln sich jeweils zwei übereinander liegende Zirkulationszellen mit unterschiedlichen Drehrichtungen. Am Jeteingang teilen sich beide Zellen den horizontalen Ast in Höhe des Jetmaximums, der, in Stromrichtung schauend, nach links gerichtet ist. Dieser Ast entsteht durch die Beschleunigung der Teilchen in den konvergierenden Isohypsen des Jeteinganges. Die Geschwindigkeitszunahme des geostrophischen Windes führt hier zu einer Ablenkung der beschleunigten Teilchen zu niedrigeren Potentialwerten, also nach links. Dadurch entsteht in Höhe des Jetmaximums auf der antizyklonalen Seite (rechts) eine Divergenzzone und auf der zyklonalen Seite (links) eine Konvergenzzone.

Divergenz in der oberen Troposphäre wird in der mittleren Troposphäre von Aufsteigen begleitet, sowie Konvergenz in der oberen Troposphäre ein Absinken in

der mittleren Troposphäre zur Folge hat. Aus Kontinuitätsgründen entsteht unterhalb des Jetmaximums ein zweiter horizontaler Ast, der den Kreislauf schließt. Im Jeteingang ergibt sich eine thermisch direkte Zirkulation unterhalb des Jetmaximums, in der auf der antizyklonalen Seite warme Luftmassen aufsteigen und auf der zyklonalen Seite kalte Luftmassen absinken. Analog entwickelt sich eine zweite Zelle oberhalb des Jetmaximums in der Stratosphäre. Auch diese Zelle besitzt eine thermisch direkte Zirkulation, da der Temperaturgradient in der Stratosphäre im Vergleich zur Troposphäre umgekehrt ist.

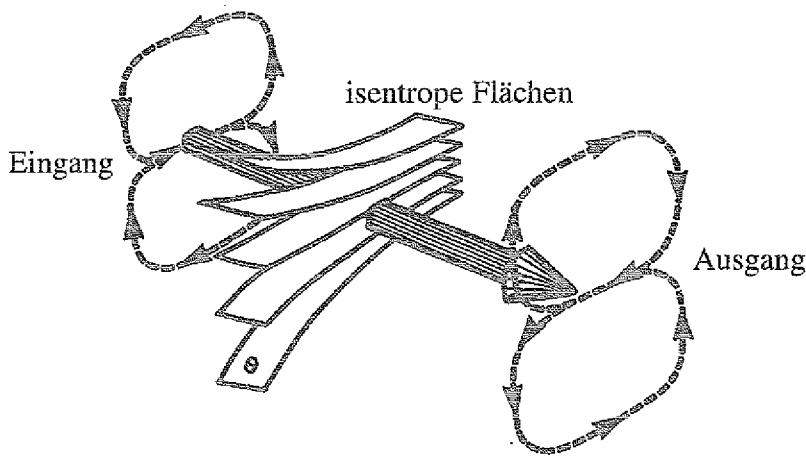


Abb. 5: Dreidimensionale Darstellung der ageostrophischen Zirkulationen (gestrichelte Linien) quer zur horizontalen Strömung in einem Jet Streak (runder Pfeil) für den Jeteingang und den -ausgang (Mattocks and Bleck, 1986). Die isentropen Flächen liegen auf der antizyklonalen Jetseite vertikal weiter auseinander als auf der zyklonalen Jetseite.

Am Jetausgang kehren sich im Vergleich zum Jeteingang alle Prozesse um: Der geostrophische Wind nimmt ab, wodurch die mitgeführten Teilchen abgebremst werden. Die Abbremsung hat eine Ablenkung der Teilchen nach rechts zur Folge (in Stromrichtung schauend), das heißt, der aus der Geschwindigkeitsänderung des geostrophischen Windes resultierende ageostrophische Windanteil in Höhe des Jetmaximums ist zu höheren Potentialwerten hin gerichtet. Wie am Jeteingang entstehen zwei gekoppelte Zirkulationen, für die sich die Drehrichtungen im Vergleich zum Jeteingang allerdings umkehren. Es handelt sich daher um zwei thermisch indirekte Zirkulationen.

Die troposphärischen und stratosphärischen Zirkulationszellen im Jeteingang und -ausgang sind nicht voneinander unabhängig, da sie sich ja den ageostrophischen horizontalen Fluß in Höhe des Jetmaximums teilen. In diesem Ast vermischen sich stratosphärische und troposphärische Luftmassen und im Tropopausenbruch wird im Jeteingang Luft von der Troposphäre in die Stratosphäre gebracht sowie

im Jetausgang Luft von der Stratosphäre in die Troposphäre. Insgesamt führen diese Transporte zu einem Austausch zwischen stratosphärischen und troposphärischen Luftmassen, und die Tropopause entspricht keiner undurchdringlichen Grenze (Hoskins and Bretherton, 1972). Auch Messungen zeigen, daß innerhalb des Jet Streams, die Vertikalgeschwindigkeiten auch in Tropopausenhöhe nicht verschwinden. Eine Richtungsumkehr der Vertikalgeschwindigkeit in Höhe des Jetmaximums, wie es oben vorgestellte Zirkulationszellen voraussetzen, werden allerdings nur für horizontale Windgeschwindigkeiten größer als 60 m/s beobachtet (Fukao et al., 1991). Die Gründe hierfür sind nicht bekannt, aber es wird klar, daß das vorgestellte vertikale Bewegungsfeld in einem Jet-Streak nur ein idealisierter Fall ist.

Aus den oben beschriebenen Vertikalzirkulationen ergibt sich für die horizontalen Konvergenz- und Divergenz-Verteilungen um die Jetachse herum ein Vierer-Pattern (Abb. 6). Konvergenz entsteht am Jeteingang links und am Jetausgang rechts. Divergenz ergibt sich entsprechend am Eingang rechts und am Ausgang links. Ein aufwärts gerichteter Transport in mittleren Höhen in der Troposphäre ist immer von Divergenz in oberen Niveaus begleitet, sowie Abwärtsbewegungen von Konvergenz. Analog zum Konvergenz-Divergenzfeld gilt für die relative Vorticity (Scherungsvorticity), daß sie mehr zyklonal wird am Eingang links und am Ausgang rechts.

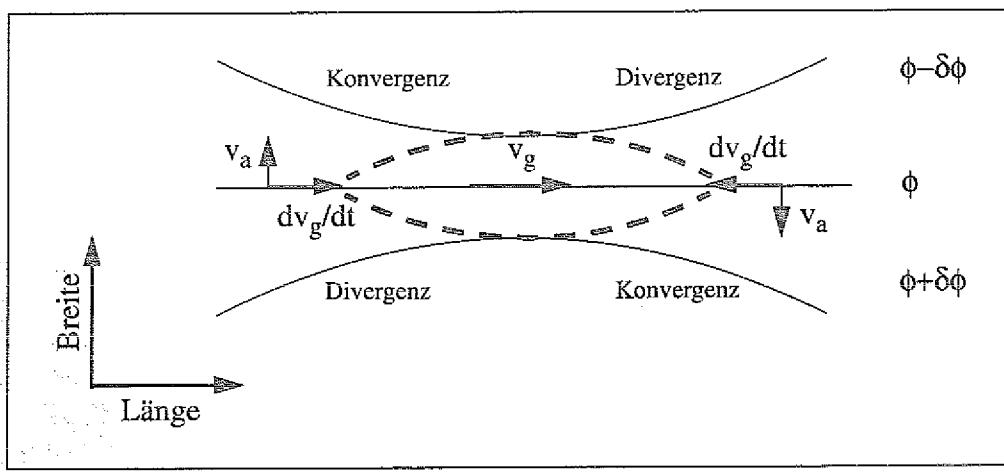


Abb. 6: Horizontalverteilung für die Teilchen-Dynamik in einem Jet Streak (gestrichelte Linien): Durch konvergierende und divergierende Isohypsen ϕ entstehen ageostrophischen Windkomponenten v_a , die die horizontale Strömung seitlich ablenken.

Die Vertikalzirkulationen in Jets hängen in ihrer Stärke und, wie die Messungen von Fukao et al. (1991) zeigen, auch in ihrem Auftreten von der Intensität des Jets ab. Die Intensität eines Jet-Streaks läßt sich über den Laplace Operator, angewandt auf die horizontale Windgeschwindigkeit, bestimmen. Die Veränderung

dieser Intensität entspricht einer jetogenetischen Funktion, analog zur frontogenetischen Funktion. Aus der Bewegungsgleichung (R10), die sich aus dem ageostrophischen Anteil, dem geostrophischen und einer Reibungskomponente zusammensetzt, ergibt sich die Funktion J (R11).

$$(R10) \quad \frac{Du}{Dt} = fv - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + F_x = fv_a + \beta y v_g + F_x$$

$$(R11) \quad J = -\nabla^2 \left(\frac{Du}{Dt} \right) = -f_0 \nabla^2 v_a - 2\beta \frac{\partial}{\partial y} v - \nabla^2 F_x$$

Die Funktion J beschreibt die Entstehung von Jets in Form einer frontogenetischen Funktion (Bluestein, 1993). Ist diese Funktion positiv, dann entwickelt sich ein Jet. Ist sie dagegen negativ, dann verringert sich der Jet. Der zweite Term von J (der geostrophische Anteil) hängt hauptsächlich von der Breitenabhängigkeit des Coriolisparameters ab und ist sehr klein. Der dritte Term, der die Reibungskraft enthält, ist vor allem für Low-level-Jets in der Grenzschicht wichtig. Für hochtroposphärische Jet Streams können beide Terme vernachlässigt werden. Aus dem ersten Term (dem ageostrophischen Anteil) folgt, daß J positiv ist, wenn die ageostrophische Wind proportional zum Beschleunigungsvektor ist, führt lokale Beschleunigung der Teilchen zu einem lokalen Windmaximum. Die Entstehung von Jet Streams ist daher mit großen ageostrophischen Komponenten in Höhe des Jetmaximums gekoppelt und wie beschrieben werden aus Kontinuitätsgründen vertikale Zirkulationen angeregt.

Das beschriebene Vierer-Pattern ist nur für einen zonal verlaufenden, ungekrümmten Jet-Streak gültig. Kommen weitere Einflüsse hinzu, dann verändert sich auch die beschriebene Vertikalzirkulation. Für einen gekrümmten Jet mit einem konstanten Geschwindigkeitsfeld, eingebettet in einer stationären Welle, ergeben sich zum Beispiel Konfluenz- und Divergenzonen, die nicht wie im Vierer-Pattern quer zur Jetachse zueinander liegen, sondern parallel zur Strömung (Shapiro and Kennedy, 1981). Dadurch werden in einem zyklonal gekrümmten Jet die Konvergenz- und Divergenzonen des zugrundeliegenden Vierer-Patterns auf der zyklonalen Seite des Jets noch weiter verstärkt. In einem antizyklonal gekrümmten Jet hingegen werden entsprechend die Zonen der antizyklonalen Seite verstärkt (Beebe and Bates, 1955). Im Gegensatz dazu zeigen Modellrechnungen, daß es ebenfalls möglich ist, daß durch Krümmungseffekte die Zirkulationen, die für einen ungekrümmten Jet erwartet werden, nicht verstärkt sondern unterbunden werden (Cammas and Ramond, 1989).

Für die Vertikalzirkulationen besteht auch eine Abhängigkeit zur horizontalen Jetgeschwindigkeit, also zur Jetstärke. Dies wurde mithilfe der jetogenetischen Funktion (R11) weiter oben bereits theoretisch vorgestellt. Dabei können neben den baroklinen Kräften auch physikalische Prozesse, wie die Freisetzung latenter Wärme, verstärkend auf den Jet wirken (Chen and Dell'Osso, 1987). Van Tuyl und Young (1982) zeigen in Modellrechnungen, daß sich das Vierer-Pattern des

ungekrümmten Jets nur für kleine Geschwindigkeiten (26 m/s) einstellt. Dies widerspricht den Beobachtungen von Fukao et al. (1991). Nach Van Tuyl und Young weisen Jets mit höheren Geschwindigkeiten ein Dreier-Pattern auf. Das Dreier-Pattern besitzt einen aufwärts gerichteten Ast und zwei abwärts gerichtete Äste. Diese Struktur entsteht aus dem Vierer-Pattern, indem sich der aufwärts gerichtete Ast am Jetausgang links zur Jetachse hin verschiebt und mit dem aufwärts gerichteten Ast am Jeteingang rechts verbündet. Beide sonst einzeln vorhandene, aufwärts gerichtete Äste liegen dann als ein gemeinsamer Ast in der Mitte des Jet Streaks zwischen den beiden absteigenden Ästen. Die Anregung, die für die Veränderungen des Vierer-Patterns notwendig ist, erfolgt, wenn eine Störung der hochtroposphärischen Strömung einen Amplitudenwachstum verursacht, der quadratisch zu ihrer Rossby-Zahl ist.

Moore und Van Knowe (1992) verwenden das Modell von Van Tuyl und Young, um zu zeigen, daß zyklonale Krümmungen größere ageostrophische Komponenten erzeugen als antizyklonale Krümmungen. Verschiedene Konfigurationen zwischen den Verteilungen der potentiellen Temperatur und des geostrophischen Windes sowie einem ungekrümmten Jet verursachen unterschiedliche Verschiebungen der Vertikalzirkulationen bezüglich der Jetachse (Shapiro, 1983). Hierdurch kann zum Beispiel auch der abwärts gerichtete Ast der thermisch direkten Zirkulation am Jeteingang auf die antizyklonale Seite des Jets verschoben werden, wodurch der Eindruck einer thermisch indirekten Zirkulation entsteht.

Auch die Sekundärzirkulation der mit dem Jet gekoppelten Front hat einen Einfluß auf die ageostrophischen Komponenten im Jet. Uccellini und Johnson (1979) stellen eine Fallstudie vor, in der die Vertikalzirkulation des hochtroposphärischen Jets mit dem Windfeld in unteren Niveaus gekoppelt ist. Liegt zum Beispiel am Jetausgang die Bodenfront nicht parallel sondern quer zur Jetachse, können sich die Sekundärzirkulationen beider Systeme koppeln und einen verstärkten aufwärts gerichteten Transport verursachen (Shapiro et al., 1982). Auf der zyklonalen Seite des Jets können die verstärkten konvektiven Prozesse zu starker Wolkenbildung führen.

Kurzfassung

Zusammenfassend lassen sich folgende Erscheinungen für die Vertikalzirkulationen in Jets beschreiben: Für einen ungekrümmten, isohypsenparallel verlaufenden Jet kann ein Vierer-Pattern für die Divergenz- und Konvergenzonen im Jetbereich berechnet werden. Diese ergeben im Jeteingang eine thermisch direkte Zirkulation und im Jetausgang eine thermisch indirekte Zirkulation unterhalb des Jetmaximums. Durch Geschwindigkeits-, Richtungs- oder Krümmungsänderungen des geostrophischen Windes entstehen ageostrophische Windanteile, die zu einer Verschiebung der Jetachse quer zu den Isohypsen führen. Dadurch werden auch die Vertikalzirkulationen gegenüber der Front verschoben. Die Sekundärzirkulation der Front kann dadurch die Vertikalzirkulationen des hochtroposphärischen Jets sowohl verstärken als auch abschwächen.

Häufig handelt es sich bei Front-Jet-Systemen nicht um stationäre Systeme sondern um bewegte. Während seiner Lebensdauer wandert das Front-Jet-System durch die barokline Welle und in Abhängigkeit von seiner Lage innerhalb der Welle und des veränderlichen Temperaturgradienten entlang der Front verändert der Jet seine Krümmung und Geschwindigkeit und damit die Lage der Vertikalzirkulationen im Front-Jet-System. In wandernden Fronten werden die Zirkulationen aufgrund der vertikalen Scherungen oft größer als in stationären Systemen (Orlanski and Ross, 1977). Gerade die Untersuchung des Stratosphären-Troposphären-Austausches in Bezug auf Spurengaskonzentrationen wird durch die Variabilität der Zirkulationen sehr erschwert. Wohl kann in Fallstudien der jeweilige Transport zwischen beiden Sphären analysiert werden. Fallstudien erlauben aber keine Aussage über mittlere Verhältnisse in Bezug auf die Vertikalzirkulationen und den begleitenden STE. Auch theoretische Analysen sind nicht eindeutig, da unterschiedliche Berechnungen des geostrophischen Flusses möglich sind und diese zu unterschiedlichen Ergebnissen führen (Blackburn, 1985).

2.5. Ozonverteilung im Jet Stream

Mit den meteorologischen Aspekten des Jet Streams beschäftigte man sich bereits in den 40ern sehr ausgeprägt. In den folgenden 20 Jahren wurde das System der Starkwinde immer besser verstanden und konnte auch theoretisch beschrieben werden. Erst nach den Veröffentlichungen von Reed (1955) und Reed und Danielsen (1959), die sich mit Fronten in der oberen Troposphäre im Bereich von Jet Streams befassen, dachte man über die Verteilung von Spurengasen im Jet nach. Die beiden genannten Veröffentlichungen zeigen, daß es an hochtroposphärischen Fronten zum Austausch zwischen stratosphärischen und troposphärischen Luftmassen kommt. Aufgrund der unterschiedlichen Zusammensetzung der beiden Sphären bezüglich der Spurengase läßt sich dieser Austausch in den Konzentrationsverteilungen nachweisen.

Briggs und Roach (1963) stellen die Ergebnisse von 22 Flügen vor, mit denen Messungen von Ozon und Wasserdampf im Jetbereich durchgeführt wurden. Abb. 7 zeigt eine mittlere Verteilung von Ozon und Wasserdampf im Jetquerschnitt.

Deutlich ist um den Tropopausenbruch ein Absinken der höheren Ozonkonzentrationen zu erkennen. Während der 22 Flüge wurden sechs Fälle beobachtet, in denen solch eine Zunge stratosphärischer Luft in die Troposphäre hineinreicht. In diesen Fällen ist die Vertikalzirkulation größer als sie im Mittel beobachtet wird und die Vertikalgeschwindigkeiten betragen 8-10 cm/s. Die mittlere Vertikalgeschwindigkeit liegt sonst bei nur wenigen cm/s. Auf der zyklonalen Seite ist die Ozonkonzentration unterhalb der Tropopause leicht höher als auf der antizyklonalen Seite. Allerdings muß man berücksichtigen, daß das nachträgliche Eintragen einer mittleren Tropopause in den Jetquerschnitt keine Aussage über Transporte zwischen Troposphäre und Stratosphäre zuläßt.

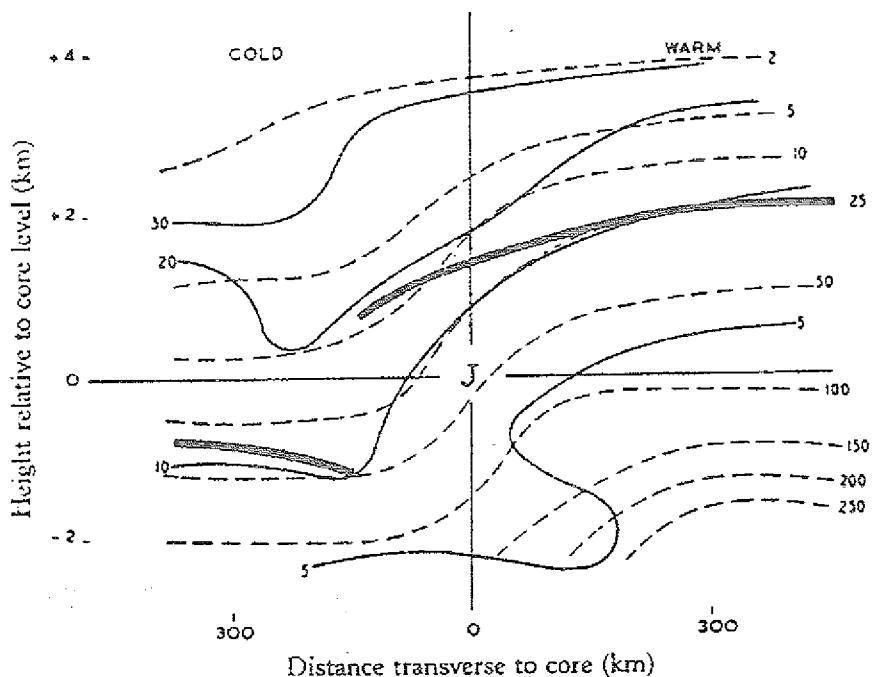


Abb. 7: Mittlere Ozon- [10 ppbv; durchgezogen] und Wasserdampfverteilung [10^{-3} g/kg; gestrichelt] im Jet-Querschnitt; erstellt aus Messungen von 22 Flügen (Briggs and Roach, 1963). J gibt die mittlere Position des Jetcores an. Die Achsen sind absolute Entfernungen [km] zum Jetcore. Die dicken Linien markieren die mittlere Tropopausenhöhe.

Danielsen (1968) stellt Messungen in einer Tropopausenfaltung vor. Anhand von PV-Verteilungen und gemessenen β -Aktivitäten untersucht er die Zirkulationen an einer Tropopausenfaltung und folgert, daß eine Faltung von einer direkten und einer indirekten Zelle im Jetbereich begleitet wird. Diese verursachen einen Ozoneintrag auf der zyklonalen Seite des Jets in die Troposphäre und ein Ozondefizit oberhalb der tropischen Tropopause. Spätere Ozonmessungen bestätigen diese Verteilung (Abb. 8).

Sechrist et al. (1986) zeigen in einer Analyse von TOMS-Daten und PV-Verteilungen, daß sich Konvergenz- und Divergenzonen im Jetbereich auch weit außerhalb des Jets erstrecken können (Abb. 9). Typisch sind die hohen Ozonwerte am Jetausgang oberhalb des Jetmaximums. Sie entstehen durch die obere Zirkulationszelle, die hier einen absinkenden Ast besitzt und dadurch Luftmassen mit hohen Ozonkonzentrationen in der Stratosphäre abwärts transportiert (vgl. Abb. 5). Am Jeteingang sind die Ozonwerte auf der zyklonalen Seite eher klein, da hier in der Stratosphäre durch die obere Zirkulationszelle aufsteigende Luftmassen den Ozonsäulengehalt verringern.

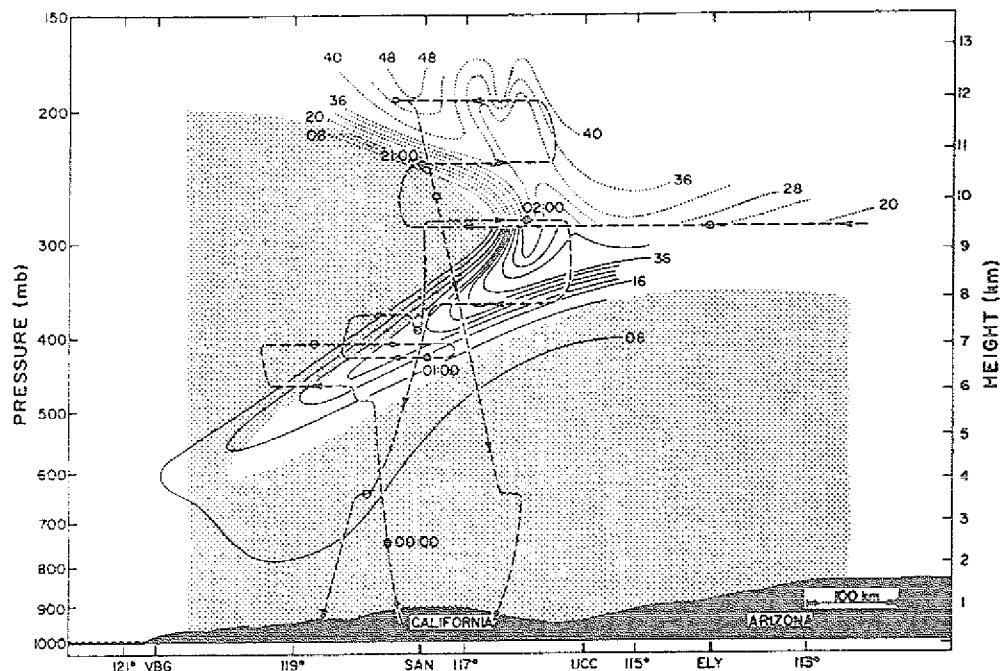


Abb. 8: Ozonverteilung [10 ppbv] in einer Tropopausenfaltung vom 13. März 1978 (Shapiro, 1980). Die Grenze zwischen schattierten und unschattierten Bereichen entspricht der dynamischen Tropopause bei $1.0 \cdot 10^7 \text{ K/Pa/s}$. Die Contour-Linien wurden für den oberen Bereich (gepunktet) und den unteren Bereich (durchgezogen) getrennt analysiert.

2.6. Ursachen des Stratosphären-Troposphären-Austausches (STE)

Die Stratosphäre ist durch ihre ozonreiche, trockene Luft eine natürliche Quelle für troposphärisches Ozon und einen geringen Wasserdampfgehalt. Obwohl die Tropopause aufgrund der thermischen Schichtung weitestgehend eine Barriere für den Luftmassenaustausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre darstellt, gibt es verschiedene Mechanismen, die einen Austausch ermöglichen.

Reiter (1975) gibt einen Überblick über die am STE beteiligten Prozesse und ihren prozentualen Anteil am Austausch der gesamten stratosphärischen Luftmasse. Austauschprozesse sind a) großskalige Turbulenzen im Bereich der Strahlströme (Tropopausenfaltungen), b) vertikale Zirkulationen in Verbindung mit der Hadleyzelle, c) die mit der Jahreszeit variierende Tropopausenhöhe und d) kleinskalige turbulente Transporte durch die Tropopause hindurch. Während die beiden letzten Prozesse gemeinsam nur zu einem Austausch von etwa 10 % der

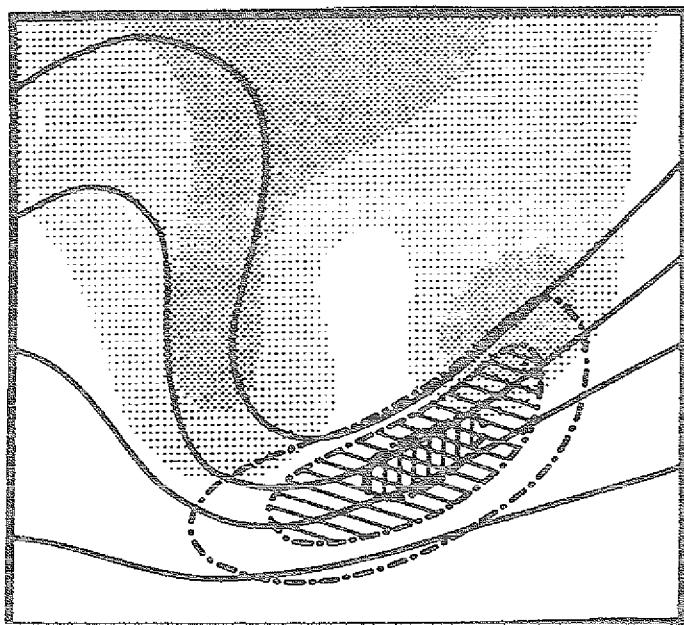


Abb. 9: Schematische Horizontalverteilung in 300 hPa der Isohypsen (durchgezogen), Isotachen (gestrichelt) und Ozonkonzentration (schattiert) (Sechrist et al., 1986). Die Divergenzzone am Jetausgang links -erkennbar durch die hohen Ozonwerte- erstreckt sich weit außerhalb des Jets.

gesamten stratosphärischen Luftmassen führen, verursachen die beiden erstgenannten einen Luftmassenaustausch von 20 % beziehungsweise 38 %. Diese beiden Austauschmechanismen sind stark jahreszeitenabhängig. Man erwartet, daß sie im Frühjahr durch die großen baroklinen Instabilitäten im Jetniveau verstärkt auftreten und dadurch die Ursache für das beobachtete Ozonmaximum im Frühjahr sind. Neben der jahreszeitlich variierenden Tropopausenhöhe faßt Holton et al. (1995) die wesentlichen Austausch-Prozesse unter irreversiblen Eddy-Phänomenen zusammen. Ist die Tropopause in solchen Cutoff-Zyklogen durch große meridionale Verschiebungen gestört, kann es zum STE kommen. Als Ursache können konvektive oder strahlungsbedingte Zerstörungen der Tropopause im Trogbereich, turbulente Mischungsprozesse im Jetbereich oder Tropopausenfaltungen verantwortlich sein.

Meridionale Zirkulationen

In der Stratosphäre werden mittlere Verteilungen der Ozonkonzentration oder der Feuchte durch die globale Zirkulation bestimmt: In niederen Breiten findet aufgrund der erhöhten Energiezufuhr ein Aufsteigen der Luftmassen statt, das in höheren Breiten durch Absinken kompensiert wird. Der Motor dieser Dynamik ist

das *downward pumping* in den mittleren Breiten (Haynes et al., 1991; Rosenlof and Holton, 1993). In der Horizontalen entsteht hierdurch innerhalb der Stratosphäre ein Transport von ozonreicher, trockener Luft von tropischen zu polaren Breiten und einem entgegengesetzt gerichteten Transport in der Troposphäre (vgl. Kap. 3.4). Der hier einfach beschriebene Kreislauf der Luftmassen zwischen Äquator und Pol wird thermisch durch die unterschiedliche Erwärmung der Erdoberfläche und der darüberliegenden Luftsichten in den verschiedenen Breiten über Kontinenten und Ozeanen sowie dynamisch durch die ablenkende Kraft der Erdrotation und durch Reibungskräfte beeinflußt. Es entstehen mehrere meridionale Zirkulationszellen auf beiden Hemisphären, wie zum Beispiel die Hadley-Zelle, die Ferrel-Zirkulation und eine polare Zelle.

Die Hadley-Zelle ist im Mittel ein vertikales, geschlossenes Zirkulationssystem in der Troposphäre. Im Bereich des Äquators steigen erwärmte Luftmassen auf und strömen in höheren Schichten polwärts. In etwa 30° Breite erfolgt eine großräumige Absinkbewegung, und die Luft fließt in unteren Schichten der Atmosphäre als Passat äquatorwärts zurück. Die Ferrel-Zirkulation ist eine geschlossene Zirkulationszelle in mittleren Breiten mit aufsteigenden Luftmassen in der subpolaren Tiefdruckrinne und einem Absinken in den Subtropenhochs. Die horizontale Ausgleichsströmung erfolgt in den unteren Schichten von den Subtropen zur subpolaren Tiefdruckrinne. Der absinkende Ast der Ferrel-Zelle stößt mit dem der Hadley-Zelle zusammen. An der Grenze zwischen diesen beiden Zellen kommt es durch stark unterschiedliche Temperaturen zu einer unterschiedlich hoch gelegenen Tropopause und somit zu einem Tropausenbruch. Durch diesen hindurch kann innerhalb der Hadley-Zirkulation stratosphärische Luft in die Troposphäre transportiert werden. In den mittleren Breiten erfolgt der Austausch beeinflußt durch Zyklonenaktivitäten hingegen eher in diskontinuierlichen Prozessen. Dazu zählen Kaltlufttropfen und Tropausenfaltungen.

Kaltlufttropfen (Cut-Off-Lows)

Kaltlufttropfen können durch die Abschnürung einer Kaltluftzunge auf der Rückseite eines alten Tiefdruckgebietes oder durch einen Cut-Off-Prozeß entstehen. Dabei bildet sich immer ein abgeschlossenes Gebiet von Kaltluft in der mittleren und oberen Troposphäre, das in der Höhe immer mit einem Höhentief verbunden ist. Am Boden wirkt sich der Kaltlufttropfen nur durch eine schwache zyklonale Deformation in der Luftdruckverteilung oder auch gar nicht aus. Mit dem Kaltlufttropfen wird ozonreiche stratosphärische Luft in niedrigere Breiten transportiert. Hier liegt die kalte Luft über wärmerer, wodurch es zu vertikalen Turbulenzen und Durchmischung mit troposphärischer Luft kommt.

Im Cut-Off-Prozeß entsteht das Höhentief durch Abschnüren eines Wellentals in der Höhenströmung. Ausgangslage ist eine barokline Welle in der Höhenströmung, deren Strömungsanordnung instabil ist, so daß sich ihre Amplitude vergrößert. Über die Phase eines Tiefdrucktropfes entsteht durch Abschnürung ein neues Höhentief, während sich nördlich davon die Höhenströmung wieder in zonaler Richtung herstellt.

Tropopausenfaltungen

Seit den 60er werden Tropopausenfaltungen immer wieder in Fallstudien untersucht. Diese Studien zeigen, daß Faltungen mit zyklogenetisch aktiven Jets gekoppelt sind. Dabei transportieren große Vertikalbewegungen den Jet abwärts. Es entsteht ein supergeostrophischer Fluß, der stratosphärische Luft an der kalten, zyklonalen Seite des Jets in die Troposphäre intrudiert. Tropopausenfaltungen sind somit großskalige Turbulenzen im Bereich der Strahlströme und können auch als Höhenfrontogenese verstanden werden. Die Initialisierung der Faltung erfolgt durch eine quasigeostrophische Scherung in der baroklinen Zone westlich eines sich entwickelnden Troges oder Wirbels (Danielsen, 1968). Durch die zeitliche Änderung der vertikalen Windscherung entsteht eine Sekundärzirkulation senkrecht zur Frontalzone. Diese thermisch direkte Zirkulation bewirkt ein Absinken der Luftmassen auf der zyklonalen Seite des Jets und ein Aufsteigen der Luftmassen auf der antizyklonalen Seite. Diese thermisch direkte Zirkulation in der warmen Luftmasse wird von einer thermisch indirekten Zirkulation in der kalten Luftmasse begleitet. Im obersten Frontbereich fließen beide Zirkulationen zusammen. Diese Konfluenzzone von absteigender warmer und kalter Luft wirkt frontogenetisch und somit der Zerstörung der Frontalzone, zum Beispiel durch kleinskalige Diffusion, entgegen. Mit dem Absinken der Luft in der Faltung setzt an den Grenzen eine Durchmischung mit der umgebenden troposphärischen Luft ein (Abb. 10).

Durch das Absinken der stratosphärischen Luft in den Faltungen ergeben sich tief in die Troposphäre herunterreichende vertikale Tröge. In diesen Trögen stratosphärischer Luft finden sich hohe Ozonkonzentrationen, wodurch bei der Durchmischung von stratosphärischen und troposphärischen Luftmassen ein bedeutender Ozoneintrag in die Troposphäre geleistet wird. Intrudierte Luft bleibt in der Regel nicht unterhalb der Faltung, sondern wird mit der stärkeren horizontalen Strömung mitgeführt. Dabei kann sie sich auf spiralförmigen Bahnen bewegen (Reiter, 1963), wenn sie in das Einzugsgebiet von weiteren Vertikalzirkulationen im Jet gerät oder auch in die großräumige Zirkulation von Hochdruckgebieten (Danielsen, 1980). Wenn aber der frontogenetisch bedingte, konvergente Fluß von troposphärischer Luft einer turbulenten Diffusion entgegenwirkt, kann die stratosphärische Luft in der Faltung verbleiben, und mit dem Anheben der Tropopause wird sie wieder in den Ausgangszustand zurückgesetzt.

Statistiken zählen etwa 10 Faltungen pro Jahr über einer Station im europäischen Raum (Van Haver et al., 1996; Blonsky and Speth, 1997) und täglich mehrere Faltungen gleichzeitig über der Nordhemisphäre (Hendriks et al., 1997). Der mittlere abwärts gerichtete Ozonfluß in einer Faltung beträgt etwa $(1-6) \cdot 10^{12}$ Moleküle/cm²/s (Viezee et al., 1983). Neuere Modellrechnungen ergeben mit $1 \cdot 10^{11}$ Moleküle/cm²/s einen kleineren Fluß (Ebel et al., 1992) bei einem gesamten Netto-Ozontransport pro Faltung von $1 \cdot 10^8$ kg Ozon (Lamarque and Hess, 1994). Die räumliche Hochrhnung auf den globalen Bereich ist sehr ungenau, da Angaben über die Häufigkeit von Faltungen und ihre räumlichen Ausmaße geschätzt werden müssen. Mithilfe von Radioaktivitätsmessungen konnte die gesamte Masse stratosphärischer Luft abgeschätzt werden, die pro Jahr in die Tro-

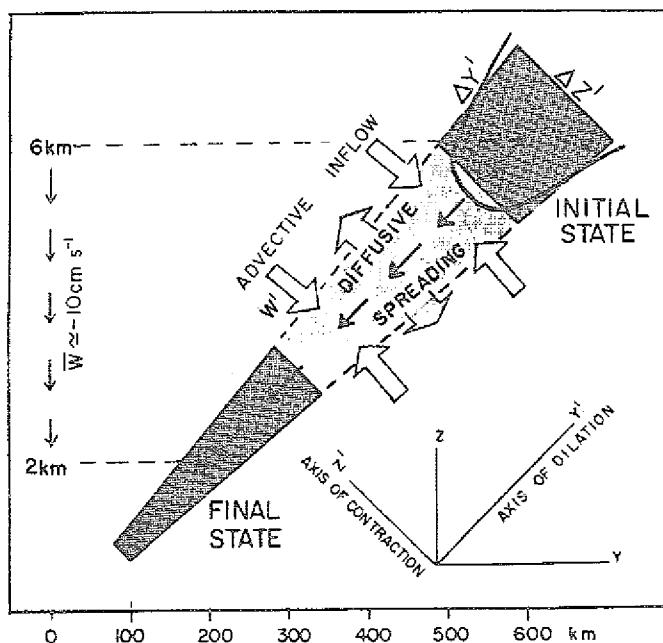


Abb. 10: Schematischer vertikaler Querschnitt durch eine sich entwickelnde Tropopausenfaltung. Anfangs- und Endstadium der stratosphärischen Luftzunge sind gezeigt. An den Rändern findet durch Diffusion ein Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre statt (Danielsen et al., 1987a).

posphäre transportiert wird. Daraus ergibt sich ein durchschnittlicher Ozonfluß von $8 \cdot 10^{10}$ Molekülen/cm²/s für die gesamte nördliche Hemisphäre (Danielsen and Mohnen, 1977). Das zeigt, daß in Faltungen der Fluß um ein bis zwei Größenordnungen höher liegt als das globale Mittel.

Streamer

Eine andere Form von Intrusion sind neben den Tropopausenfaltungen die Streamer. Streamer bezeichnen dünne, langgezogene Bänder stratosphärischer Luft, die sich in der Umgebung von meist antizyklonalen Strömungen äquatorwärts ausrollen. Dabei bilden sie isolierte, inkohärente Strukturen (Peters et al., 1995). Ein Unterschied zu Faltungen ist die mittlere Skala der Streamer-Prozesse, die zwischen kleinräumigen Turbulenzen und großräumigen Strömungsanordnungen liegt. Ein weiterer Unterschied ist, daß das Aufbrechen der Streamer ein irreversibler Vorgang ist, der sicher stellt, daß das Band von stratosphärische Luft sich nicht in die Stratosphäre zurückziehen kann, wie es bei Faltungen möglich ist (Appenzeller and Davies, 1992; Appenzeller et al., 1996). Die beobachteten Instabilitäten sind analog zur klassischen Scherzonen-Instabilität.

3. Zwei atmosphärische Spurengase

3.1. Chemie versus Dynamik

Das Klima der Erde und die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre sind genau ausbalancierte und voneinander abhängige Systeme (Thompson, 1992). Die Veränderung des Klimas zieht unweigerlich eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung nach sich und umgekehrt. So verursacht zum Beispiel die Erhöhung der troposphärischen CO₂-Konzentration einen Temperaturanstieg in der Troposphäre. Umgekehrt beeinflusst eine Veränderung der dynamischen Prozesse, deren Gesamtheit das Klima bestimmt, auch die Konzentrationen der Spurengase. Wenn sich beispielsweise die Mechanismen des Stratosphären-Troposphären-Austausches (STE) verändern und mit ihnen die Größe des Massentransportes, dann verändert sich unter anderem auch die troposphärische Ozonkonzentration, da die Stratosphäre eine natürliche Quelle des troposphärischen Ozons ist. Atmosphärische Dynamik und Chemie sind großräumig und kleinräumig miteinander gekoppelt, da durch vertikale und horizontale Transporte lokal emittierte Spurengase verbreitet werden. Neben den Konzentrationen anderer Spurengase und neben der Strahlungsintensität bestimmt auch die Transportzeit, ob die Spurengase selbst oder chemische Folgeprodukte in entfernte Gebiete gelangen. Das Strahlungsabsorptionsverhalten der Spurengase beeinträchtigt unterdessen die Temperaturstrukturen der Atmosphäre (Graedel and Crutzen, 1994).

Will man die zukünftige Entwicklung von Klima und Atmosphäre beurteilen, so müssen alle dynamischen und chemischen Prozesse sowie ihre Wechselwirkungen bekannt sein. Für die chemischen Prozesse müssen dabei sowohl die natürlichen als auch die anthropogenen Quellen betrachtet werden. Durch Industrie und Verkehr werden zum Beispiel CO₂, CO, CH₄, NO_x am Boden aus anthropogenen Quellen emittiert. Sehr reaktive Spurengase, die am Boden emittiert wurden, sind oft umgesetzt, bevor sie in die obere Troposphäre transportiert werden können. Durch die Abgase von Flugzeugen werden aber auch direkt in der oberen Troposphäre Konzentrationen von NO_x, H₂O oder Aerosolen beeinträchtigt. Eine natürliche Quellregion für die obere Troposphäre ist die Stratosphäre. Durch verschiedene Austauschmechanismen wird ozonreiche und trockene Luft aus der Stratosphäre in die Troposphäre transportiert. Sowohl das zusätzliche Ozon als auch der verringerte Wasserdampfgehalt bringen die chemischen und dynamischen Prozesse aus dem Gleichgewicht.

Wasserdampf besitzt drei wesentliche Aufgaben innerhalb der dynamischen und chemischen Prozesse der Atmosphäre. Beim Verdampfen und Kondensieren speichert beziehungsweise setzt Wasserdampf Energie in Form von latenter Wärme frei und ist so ein Motor für die atmosphärische Dynamik. Als vorherrschendes Treibhausgas verursacht Wasserdampf in einer wolkenfreien Atmosphäre 90% des Treibhauseffektes. Von Klima-Modellen wird ein troposphärischer Tempera-

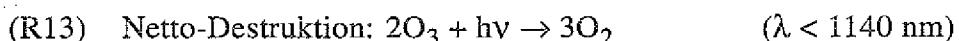
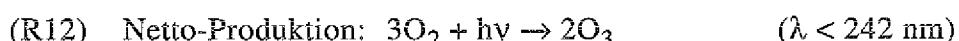
turanstieg vorhergesagt, der durch einen Anstieg der CO_2 Konzentration verursacht wird, aber zu 2/3 aus einer positiven Rückkopplung des Wasserdampfes durch Strahlungseffekte bedingt ist. Als chemische Substanz ist Wasserdampf über den photolytischen Abbau von Ozon eine Quelle für OH-Radikale und nimmt somit Einfluß auf die Oxidationskapazität der Atmosphäre.

In der Atmosphäre spielt Ozon unterschiedliche Rollen und hat daher auf die Biosphäre der Erde positive, aber auch negative Auswirkungen. Etwa 90 % des gesamten atmosphärischen Ozons befinden sich in der Stratosphäre und nur etwa 10 % in der Troposphäre. In der Stratosphäre wirkt Ozon über seine photolytische Produktion als UV-B-Strahlenschutz. Hier trägt die Bildung von Ozon wesentlich zum Erhalt der Biosphäre der Erde bei. Allerdings wird eine Abnahme der Ozonkonzentration durch katalytische Prozesse unter Mitwirkung von Chlor beobachtet (5 % pro Dekade). Gleichzeitig ist erwiesen, daß die Ozonkonzentration in der Troposphäre zunimmt (0.5-1 % pro Jahr) (Volz and Kley, 1988). Hier wirkt Ozon als toxisches Gas schädigend auf Lebewesen (WMO, 1995).

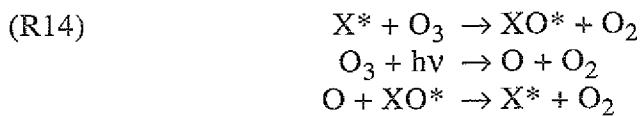
3.2. Ozon

Stratosphärische Chemie

In der Stratosphäre entsteht das dreiatomige Sauerstoffmolekül Ozon durch Photodissoziation. UV-Strahlung mit Wellenlängen kleiner als 242 nm spaltet zweiatomige Sauerstoffmoleküle in einzelne Atome auf. Über Stoßreaktionen lagern sich die einzelnen Sauerstoffatome O an die Moleküle O_2 an und bilden Ozon O_3 (R12). Genauso wie Ozon photochemisch produziert wird, wird es auch photochemisch abgebaut. Strahlung mit Wellenlängen kleiner 1140 nm spaltet vom Ozon ein Sauerstoffatom ab. Dieses Sauerstoffatom kann bei einem Stoß mit einem weiteren Ozonmolekül zu molekularem Sauerstoff reagieren (R13) (Chapman, 1930).

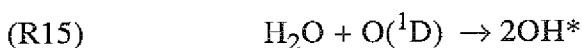


Hauptsächlich erfolgt der Ozonabbau aber über katalytische Reaktionskreisläufe von Radikalen (X^* , XO^*). Die wichtigsten Katalysatoren in der Stratosphäre sind die Stickoxide (Crutzen, 1970). Aber auch das Hydroxylradikal oder Chlorverbindungen zerstören Ozon (Molina and Rowland, 1974). Allgemein läßt sich der Reaktionskreislauf folgendermaßen zusammenfassen:

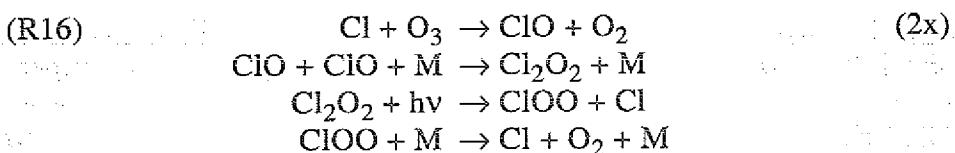


Die Stickoxide in der Stratosphäre resultieren vor allem aus dem Abbau von N_2O . Dieses Gas entstammt hauptsächlich aus biogenen bodennahen Emissionen. In der Troposphäre ist N_2O sehr reaktionsträge und besitzt eine mittlere Lebensdauer von 150 Jahren. Erst in der Stratosphäre wird es durch verschiedene Prozesse zersetzt. Eine direkte Quelle der Stickoxide sind zum Beispiel Flugzeugemissionen. Unterhalb von 40 km Höhe wird der Ozonabbau durch den NO_x -Kreislauf dominiert.

Auch die Hydroxylradikale (OH , HO_2) zerstören O_3 und sind Folgeprodukte aus Reaktionen mit Wasserdampf und zum Beispiel angeregten Sauerstoffatomen:



Die Quelle der Chlorverbindungen sind zum größten Teil die anthropogen emittierten FCKWs. Sie sind chemisch sehr stabil und werden erst in 20-25 km Höhe durch die energiereichere Strahlung zerlegt. Aus $CFCl_3$ und CF_2Cl_2 entstehen Chloratome und Chlormonoxidmoleküle. Dieser Kreislauf ist um 40 km Höhe am effektivsten, da in niedrigeren Höhen der Stratosphäre die Konzentration von atomaren Sauerstoffradikalen nicht genügend groß ist. Dort wird ein Chlor-Kreislauf wichtig, an dem keine Sauerstoffatome beteiligt sind (Molina and Molina, 1987):

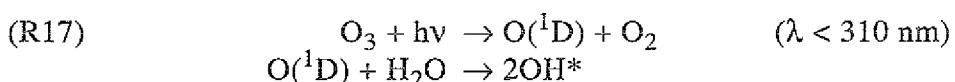


Die Katalysatoren nehmen natürlich auch an anderen als den Ozon abbauenden Reaktionen teil. Zum Beispiel wird der Ozonabbau durch Reaktionen der Katalysatoren untereinander natürlich begrenzt.

Troposphärische Chemie

Der Anteil des troposphärischen Ozons am Gesamtozonbetrag der Atmosphäre beträgt nur etwa zehn Prozent. Ein Teil dieser Menge stammt aus der Stratosphäre

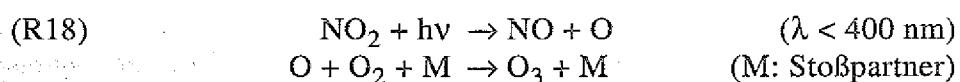
und bildet einen natürlichen Hintergrund für das troposphärische Ozon. Der andere Teil entsteht in der Troposphäre durch chemische Reaktionen aus Vorläufersubstanzen, insbesondere aus CH_4 und CO. In der Troposphäre ist Ozon als Oxidant, das heißt als Verbindung, die leicht Sauerstoff abspaltet, von Bedeutung und ist die größte Quelle für das Hydroxylradikal (R17) (Levy, 1971).



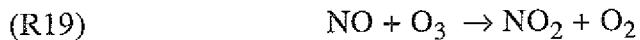
Dieses sehr reaktive Radikal ist inert gegenüber Sauerstoff und Stickstoff, den Hauptbestandteilen der Luft, reagiert aber mit den meisten anderen Spurenstoffen. Da OH ein Fragment des sehr stabilen Wassermoleküls ist, ist OH bemüht, sich über die Aufnahme eines weiteren Wasserstoffmoleküls zurück zu verwandeln. Da in der Troposphäre aufgrund der im Vergleich zur Stratosphäre eingeschränkten Strahlung nur noch sehr wenige photochemische Prozesse ablaufen, sind reaktive Substanzen für die troposphärische Chemie besonders relevant, da sie zur Reinigung der Troposphäre von Spurengasen beitragen. Über OH-Reaktionen werden Stoffe abgebaut, bis Produkte entstehen, die leicht deponiert werden. So ermöglicht das OH-Radikal auch die Oxydation von Gasen, die nicht wasserlöslich sind und daher nicht durch feuchte Deposition aus der Atmosphäre entfernt werden können.

In der Troposphäre hat Ozon auch negative Auswirkungen, zum Beispiel auf die langfristige Klimaentwicklung. Durch die Absorption der infraroten Strahlung ($\lambda < 750 \text{ nm}$), die von der Erdoberfläche emittiert wird, erwärmt Ozon die Troposphäre zusätzlich und nimmt Einfluß auf die Oberflächentemperatur der Erde. Dabei verkleinert Ozon ein infrarotes Fenster, in dem die Erde ins Weltall zurückstrahlt und in dem Wasserdampf und Kohlendioxid - die beiden größten IR-Absorber - nicht absorbieren. Eine Erhöhung der Ozonkonzentration in der Troposphäre hat daher eine Erwärmung der Erdoberfläche zur Folge, eine Verringerung der Konzentration eine Abkühlung. Da die Absorptionsfähigkeit des Ozons für langwellige Strahlung mit steigendem Druck zunimmt, verursacht eine Änderung der Ozonkonzentration in der Troposphäre eine zwei- bis dreifach stärkere Zu- oder Abnahme der Oberflächentemperatur als die gleiche Änderung der Ozonkonzentration in der Stratosphäre [Isaksen and Hov, 1987].

Für die Bildung von Ozon gibt es in der Troposphäre nur einen Reaktionsmechanismus über die Photolyse von Stickstoffdioxid. Strahlung mit einer Wellenlänge kleiner als 400 nm spaltet vom Stickstoffdioxid NO_2 ein Sauerstoffatom ab. Über einen Stoßpartner rekombiniert das Sauerstoffatom mit molekularem Sauerstoff zu Ozon (R18) [Penkett et al., 1988].

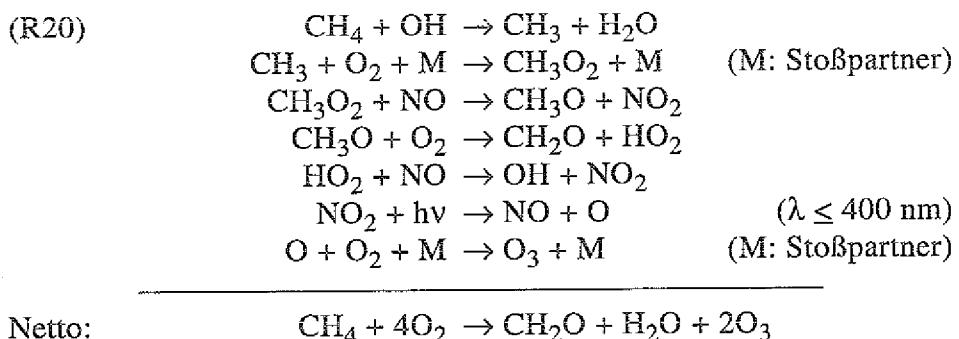


Das gleichzeitig produzierte Stickstoffmonoxid NO führt allerdings wieder zum Abbau von O_3 , indem es erneut ein Sauerstoffatom des Ozons aufnimmt und Stickstoffdioxid bildet.

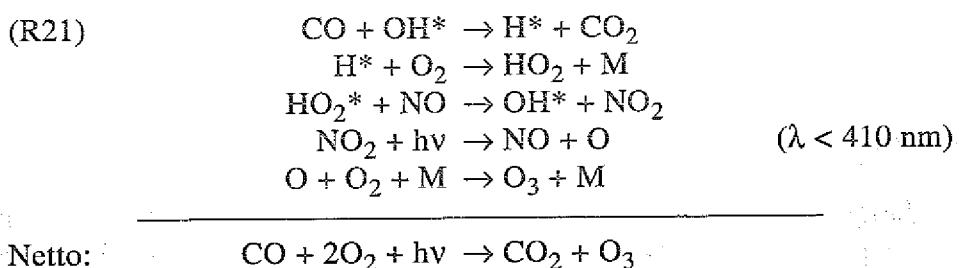


Es entsteht ein photostationäres Gleichgewicht zwischen NO, NO_2 und Ozon, in dem zeitweise Ozon umgewandelt, aber weder produziert noch zerstört wird. Um die Schwankungen der Ozonkonzentration, die durch den NO- NO_2 -Kreislauf entstehen, auszuschalten, ist die Summe von O_3 und NO_2 eine häufig verwendete Größe zur Darstellung der Ozonkonzentration: $Ox := O_3 + NO_2$. Ozon kann in diesem Kreislauf nur produziert werden, wenn NO zu NO_2 konvertiert, indem es nicht mit O_3 reagiert. In Anwesenheit von NO und NO_2 als Katalysatoren ist dies in Methan- oder Kohlenmonoxid-Oxidationszyklen möglich.

Bei der Oxidation von Methan CH_4 wirken das Peroxydradikal HO_2 sowie Stickstoffmonoxid und Stickstoffdioxid nur als Katalysatoren. Die Produkte sind Methanal (Formaldehyd) und Ozon [Crutzen and Zimmermann, 1991]:

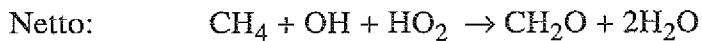
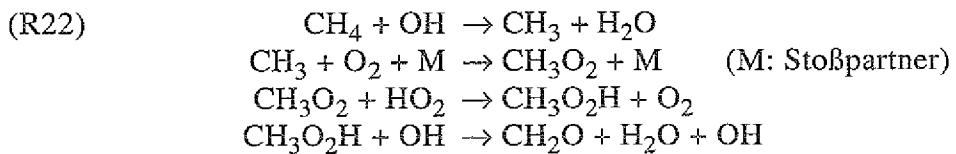


Auch die Oxidation von zum Beispiel CO oder CH_2O führt zur Ozonproduktion in einer NO-reichen Umgebung:

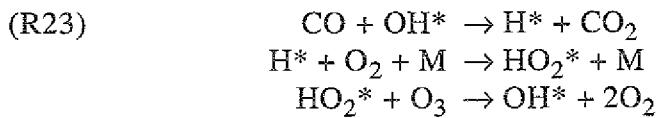


Zu diesen Zyklen konkurrieren verschiedene andere Reaktionen, die bei geringen Stickoxidkonzentrationen sogar dominieren. In einer solchen NO-armen Umge-

bung werden Edukte und Katalysatoren umgebildet, ohne Ozon anzureichern. In diesem Fall kann aus Methan Formaldehyd und Wasser entstehen:



Ist die NO_x -Konzentration niedrig, kann auch die CO-Oxidation zur Ozonzerstörung beitragen:



Die Konzentrationen der Vorläufersubstanzen des Ozons in der Troposphäre sind inzwischen so hoch, daß die Ozonproduktion fast nur durch die Anwesenheit von Stickoxiden begrenzt wird. Diese haben mit nur einigen Stunden in der Grenzschicht und einigen Tagen in der freien Troposphäre eine sehr geringe mittlere Lebensdauer. Dadurch verringert sich das Potential der Ozonproduktion außerhalb der Emissionsgebiete rapide. Die NO_x -Konzentrationen sinken von zweistelligen ppbv in städtischen Regionen auf einige pptv über maritimen Gebieten. Entsprechend sind für die verschiedenen Regionen unterschiedliche der vorgestellten Reaktionszyklen dominierend. Trotzdem konnte zum Beispiel über dem Nordatlantik noch der Einfluß der amerikanischen Emissionen nachgewiesen werden (Anderson et al., 1993; Jacob et al., 1993).

3.3. Wasserdampf

Ein Spurengas

Wasserdampf spielt auch als chemische Substanz eine wichtige Rolle. Ozon ist in der Troposphäre die wichtigste Quelle für OH-Radikale (vgl. Kap. 3.2). Aber erst in Anwesenheit von Wasserdampf kann O_3 zu OH reagieren (R17). Über die Bildung von OH trägt Wasserdampf indirekt zur Reinigung der Atmosphäre von Spurengasen und zur Photochemie des troposphärischen Ozons bei. Im flüssigen Zustand als Wolke reinigt das Wasser die Atmosphäre auch von Substanzen, die

in der Gasphasenchemie nur träge reagieren (Schwefelverbindungen, das besonders wasserlösliche SO_2). In der flüssigen Phase kann H_2O auch einen Ozonabbau bewirken, wenn weniger wasserlösliche Gase wie Stickoxide, CO oder CH_4 , die sonst zur Ozonproduktion beitragen, fehlen (Lelieveld and Crutzen, 1990; Fuzzi, 1994).

Ein Treibhausgas

Die von der Erde und Atmosphäre verbrauchte Energie stammt fast ausschließlich aus der Sonnenstrahlung. Etwa die Hälfte der Sonnenstrahlung wird direkt oder nach der Streuung in der Atmosphäre von der Erdoberfläche absorbiert. Ein anderer Teil wird von Wolken, Staub und Gasen absorbiert oder auch ins Weltall zurück reflektiert. Die erwärmte Erdoberfläche gibt die Energie in verschiedenen Formen wieder ab. Durch die Erwärmung wird an der Oberfläche Wasser verdampft und als latente Wärme der Atmosphäre zugeführt (24 % der einfallenden Sonnenstrahlung). Durch Turbulenz wird sensible Wärme übertragen (5 %). Und etwa 114 % der einfallenden Sonnenstrahlung werden als Infrarot-Strahlung wieder abgegeben: Die von der Erde abgestrahlte Energie wird, wie ein Teil der einfallenden Sonnenstrahlung auch, in der Atmosphäre durch Gase und Wolken absorbiert und zum größten Teil wieder zur Erde zurückgestrahlt. Dieser Kreislauf führt zu einer mehr als 6fachen Wiederverwertung der einfallenden Sonnenstrahlung und zu einer zusätzlichen Temperaturerhöhung der Erdoberfläche von 33 K.

Der Spektralbereich der Gase, in dem sie Strahlung absorbieren können, liegt hauptsächlich im Bereich der von der Erde abgestrahlten IR-Strahlung. So kann die einfallende kurzwellige Sonnenstrahlung die Gase passieren und die Erdoberfläche erreichen. Die IR-Strahlung hingegen wird von den Gasen absorbiert und teilweise zurück emittiert. Dadurch wirken die Gase für die Erdatmosphäre als Treibhausgas. Wichtigstes Treibhausgas ist dabei der Wasserdampf, gefolgt von CO_2 . Aber auch der Anteil von Methan, CFC-11, CFC-12 und Lachgas (N_2O) ist nicht zu vernachlässigen. Jedes Molekül absorbiert Strahlung einer unterschiedlichen Wellenlänge und deckt somit nur einen Teil der emittierten IR-Strahlung ab. Wenn die Konzentrationen der Gase in der Atmosphäre weiter ansteigen, dann ist es vorstellbar, daß einzelne Gase in ihrem Spektralbereich die gesamte IR-Strahlung absorbieren können und eine Sättigung bezüglich des Treibhauseffektes erreicht ist.

Die Auswirkungen eines durch anthropogene Emissionen verstärkten Treibhauseffektes können nur durch Modellrechnungen simuliert werden. Verschiedene Untersuchungen ergaben, daß es aufgrund der CO_2 Emissionen in den nächsten Jahrzehnten zu einer Temperaturerhöhung um einige Grad kommen kann. Cubasch et al. (1992) berechnen einen Temperaturanstieg um 2.6 K/100a in der unteren Troposphäre, wenn die Emissionen weiter ansteigen (business-as-usual). Für eine Verdopplung der atmosphärischen CO_2 Konzentration kommt es sogar zu einem Temperaturanstieg von 4.2 K (Rind et al., 1991). Davon sind allerdings nur 1.2 K der Erwärmung direkt durch die CO_2 Moleküle verursacht. Die restliche

Temperaturdifferenz entsteht durch Rückkopplungseffekte. Zum Beispiel hat die Zunahme der Temperatur eine Abnahme der Schnee- und Eisflächen auf der Erde zur Folge. Durch die kleinere Albedo kommt es zu einer weiteren Temperaturerhöhung um 0.4 K. Viel größer ist jedoch der Einfluß des Wasserdampf-Feedbacks. Wenn sich die Temperatur erhöht, Ozeane und Atmosphäre sich erwärmen, dann wird mehr Wasser von der Erdoberfläche verdampft. Da H_2O auch ein Treibhausgas ist, wird mehr IR-Strahlung in der Atmosphäre absorbiert und die Temperatur erhöht sich um weitere 1.7 K.

Die Bestimmung des Wasserdampf-Feedbacks läßt sich nicht einfach durchführen. Grundsätzlich führen steigende Temperaturen zu einer stärkeren Verdampfung und damit zu einer Wasserdampfzunahme in der Troposphäre. Es ist aber ebenso vorstellbar, daß die Zunahme der Feuchte zu einer Erhöhung der Niederschläge führt. Dadurch kann der Wasserdampfanteil der Troposphäre reduziert statt erhöht werden, und die obere Troposphäre trocknet aus (Lindzen, 1991).

Shine und Sinha (1991) zeigen, daß bei einem Temperaturanstieg die Zunahme des Wasserdampfes in der unteren Troposphäre absolut am größten ist. Jedoch hängt eine Veränderung des Strahlungshaushaltes mehr von der relativen Zunahme des Wasserdampfes ab. Sie modellieren, daß eine Temperaturerhöhung um 2 K eine Wasserdampfzunahme in allen Höhen zur Folge hat. Aber relativ betrachtet nimmt der Feuchtegehalt in der oberen Troposphäre am meisten zu. Es existieren unterschiedliche Auffassungen darüber, ob der Strahlungshaushalt mehr von der Zunahme in der oberen oder unteren Troposphäre beeinflußt wird. Nach Del Genio et al. (1991) produziert das Feedback durch den vermehrten Wasserdampf eine zusätzliche Erwärmung von 2.7 K.

Del Genio et al. (1994) untersuchen verschiedene Prozesse als H_2O -Quellen oder Senken. Die größte H_2O -Quelle sind großräumige Eddies. Und obwohl sich bei einer Temperaturerhöhung ihre Stärke aufgrund des geringeren meridionalen Temperaturgradienten in der unteren Troposphäre verringert, transportieren sie mehr Feuchte aufwärts, da der vertikale Gradient der spezifischen Feuchte größer ist.

Ein Motor für atmosphärische Dynamik

Durch einen wichtigen Aspekt weicht H_2O von den anderen Spurengasen in der Atmosphäre ab: Die Umwandlungspunkte der Wasserphasen liegen im Druck- und Temperaturbereich der Atmosphäre. Da bei jedem Übergang auch Energieumsätze stattfinden, ist Wasserdampf wesentlich an den Prozessen des Energieausgleichs aber natürlich auch an der Niederschlagsbildung beteiligt.

Der vertikale Austausch von Masse, Wärme und Bewegungsenergie kann durch dynamische Turbulenz oder thermische Konvektion entstehen. Die Turbulenz wird durch horizontale Scherungen verursacht, die auch die Energie liefert, die benötigt wird, um die oft schwerere kalte Luft zu heben. Da große vertikale Temperaturgradienten die Schichtung zusätzlich labil machen, ist die Turbulenz strah-

lungsabhängig und tagsüber und im Sommer besonders groß. Dagegen ist die thermische Konvektion eine Folge des Auftriebs labiler Luftschichtung. Sonnenstrahlung, die von der Erdoberfläche absorbiert wird, kann so als latente Wärme an die Atmosphäre abgegeben und in die mittlere und obere Troposphäre transportiert werden. Über Kontinenten ist die Konvektion oft stärker als über Ozeanen, da sie sich schneller erwärmen. Ozeane können hingegen ein Konvektionsmaximum nachts und im Winter besitzen, da sich ihre Oberfläche nicht so schnell abkühlt wie die darüber liegende Luft.

Die größten Verdunstungsraten können erzielt werden, wenn bei hohen Temperaturen durch vertikales Absinken das Sättigungsdefizit der Luft aus thermodynamischen Gründen vergrößert wird (Weischet, 1988). Absinkende Luftmassen verringern aufgrund des größer werdenden, umgebenden Druckes ihr Volumen. Dies führt bei trockenadiabatischen Prozessen zu einer Erwärmung von 1 K/100 m. Dadurch nimmt die relative Feuchte in der Luftmasse ab, da wärmere Luft bis zur Sättigung mehr Wasserdampf aufnehmen kann. Aufsteigende Luftmassen kühlen hingegen im gleichen Maße ab und ihre relative Feuchte steigt an. Diese Verhältnisse machen Wasserdampf zu einem Tracer für Vertikaltransporte. Feuchte Luftmassen deuten auf aufsteigende Luftmassen hin, während trockene Luft eher auf ein Absinken hinweist. Hinzu kommt, daß die Quelle der Feuchte die Erdoberfläche ist, und große Wasserdampfmengen in der oberen Troposphäre von unten herauf transportiert sein müssen. Sehr trockene Luft in der oberen Troposphäre weist häufig auf stratosphärischer Luft hin, da diese normalerweise nur eine relative Feuchte von wenigen Prozent besitzt.

In den Tropen kommt es durch Konvektion sogar zum Transport von troposphärischen Luftmassen in die Stratosphäre (Brewer, 1949). Die aufsteigenden Luftmassen sind Teil einer globalen Zirkulation, die in der Stratosphäre Luft von den Tropen in die mittleren Breiten transportiert. Nur diese Zirkulation erklärt zum einen die hohen Ozonwerte in der polaren Stratosphäre (Dobson et al., 1945) und zum anderen die niedrigen Frostpunkttemperaturen in mittleren Breiten, die nur an der kalten tropischen Tropopause durch Kondensation erreicht werden können. Obwohl die globale Zirkulation von einem *downward-pumping* in mittleren Breiten angetrieben wird (vgl. Kap. 3-2), haben auch kleinskalige Prozesse in den Tropen Einfluß auf den Transport zwischen Troposphäre und Stratosphäre. Kley et al. (1982) zeigen mithilfe von Wasserdampf-Messungen, daß durch einen schnellen vertikalen Transport Cumuluswolken in die Stratosphäre überschreiten können und dabei relativ feuchte Luft in die Stratosphäre eintragen. Die Dehydrierung der Luftmassen erfolgt über eine strahlungsgetriebene Zirkulation innerhalb eines Cirrusambosses (Danielsen, 1982). Dort bilden sich in dem aufwärts gerichteten Wasserdampf-Fluß durch einen großen Gradienten des Sättigungsdampfdruckes Eiskristalle und fallen aus (Vömel et al., 1995).

3.4. Globale Verteilungen

Ozon-Verteilung

Die globale Verteilung des Ozons ist nicht allein durch die Photochemie bestimmt. Die Breiten- und Höhenabhängigkeit der Ozonkonzentration wird wesentlich durch die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre beeinflußt. Aufgrund der Photochemie erwartet man eine Verringerung der Ozonkonzentration mit zunehmender Breite, da die Strahlungsintensität polwärts abnimmt. In der Höhe sollte sich in der Stratosphäre bei 25 km ein Maximum befinden, weil dort die UV-Strahlung noch fast ungefiltert auf die Atmosphäre auftrifft. Weiter oberhalb nimmt die Moleküldichte immer weiter ab, wodurch sich die Stoßwahrscheinlichkeit verkleinert. Aufgrund dieser beiden Einflüsse wäre dann die Ozonschichtdicke in der mittleren Stratosphäre am Äquator maximal. Die tatsächliche Ozonverteilung weicht aber durch Transportprozesse von diesen Vorgaben ab.

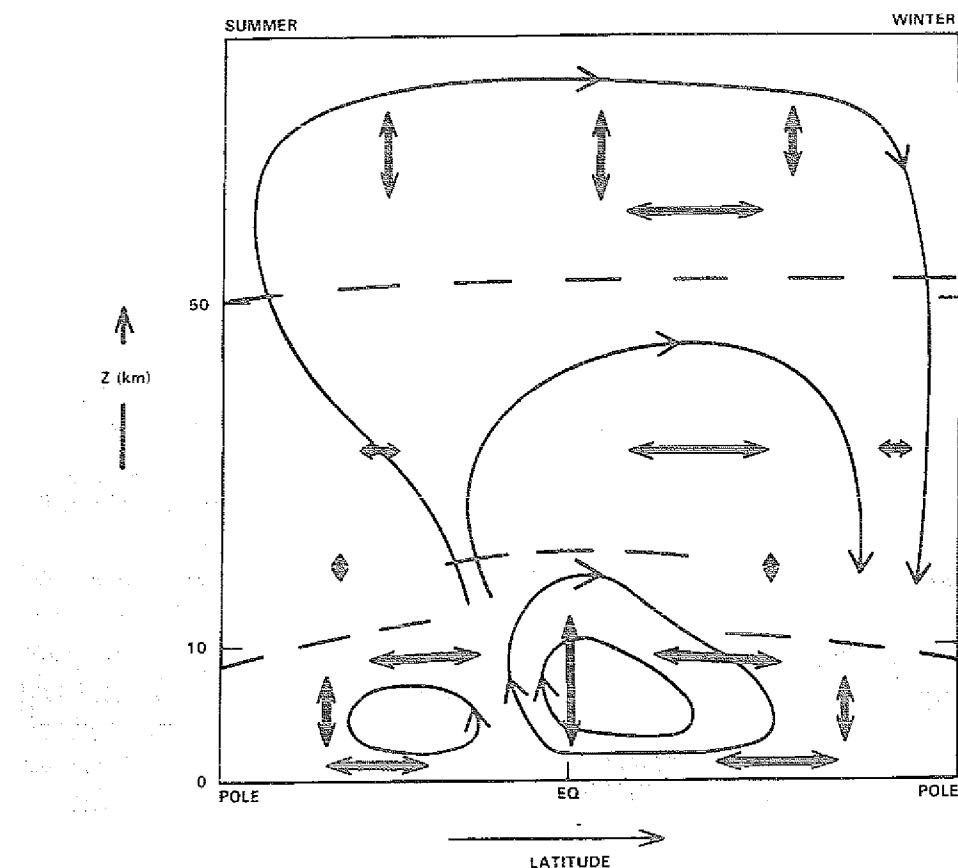


Abb. 11: Schematische Darstellung der mittleren meridionalen Zirkulation (einfache Pfeile), quasi-horizontale und vertikale Diffusion (doppelte Pfeile) (WMO, 1987). Tropopause und Stratopause sind gestrichelt eingetragen.

Abb. 11 zeigt eine schematische Darstellung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation. In der Troposphäre befinden sich mehrere meridionale Zirkulationszellen, die teilweise an die Zirkulationen der Stratosphäre, die Nord- und Südhemisphäre umfassen, gekoppelt sind. Aufgrund der maximalen Energiezufuhr durch die höhere Einstrahlung liegt die Tropopause im Äquatorbereich gegenüber anderen Breiten höher. Hier erstreckt sich die Hadley-Zelle, die die troposphärische Zirkulation im Mittel dominiert (vgl. Kap. 2.6). In der Stratosphäre teilt sich die Luftströmung hauptsächlich in zwei Bahnen auf. In der Sommerhemisphäre kann die in den Tropen aufsteigende Luft durch konvektive Prozesse in die Stratosphäre gelangen. Hier bewegt sich ein Teil in Richtung höhere Breiten und steigt dabei bis in die Mesosphäre weiter auf. Von dort werden die Luftmassen in Richtung Winterpol transportiert. Der zweite Teil der Luftmassen bleibt in der Stratosphäre und strömt zu höheren Breiten der Winterhemisphäre. Im Polargebiet erfolgen dann großräumige Absinkbewegungen, die die Zirkulation schließen (Fischer, 1988).

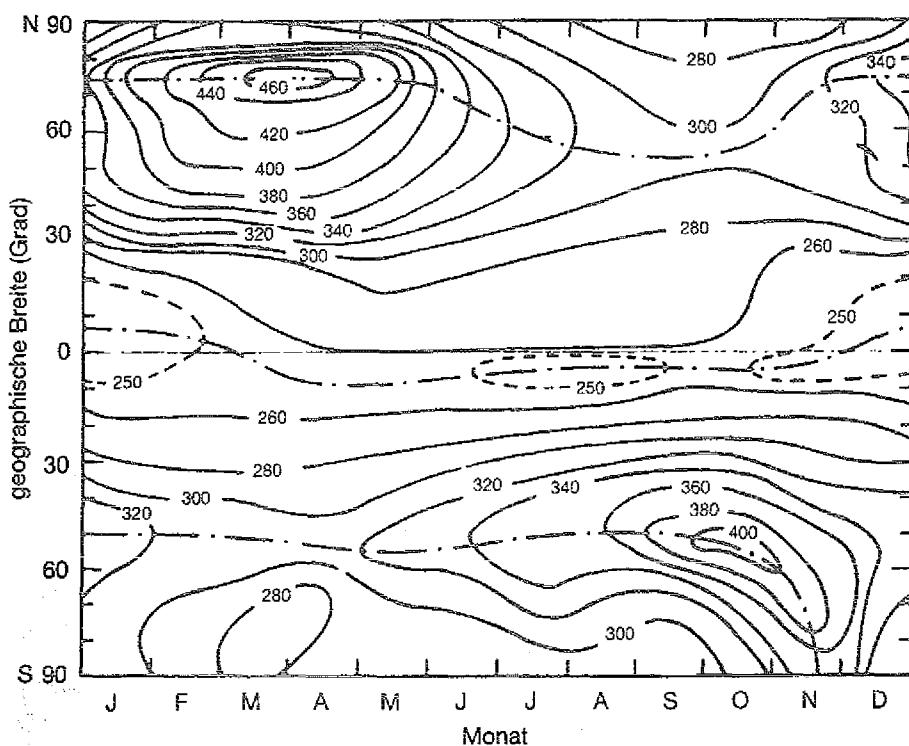


Abb. 12: Ozonsäulengehalt [DU] in Abhängigkeit von Jahreszeit und Breitengrad (Graedel and Crutzen, 1994).

Der Motor dieser Zirkulation ist das *downward-pumping* in mittleren Breiten. Der Begriff *downward-pumping* umfasst dynamische Effekte durch Eddy-Dissipation oberhalb der Troposphäre, die durch Rossby-Wellen bestimmt werden (Haynes and McIntyre, 1987; McIntyre, 1987). Durch Störungen im Strahlungsgleichge-

wicht aufgrund der Eddy-Dissipation findet in den Tropen diabatische Heizung und ein aufwärts gerichteter Massenfluß statt. Die dann polwärts strömenden Luftmassen kühlen nördlich von 30° N diabatische ab und werden wieder abwärts transportiert. Konsistent mit den vergleichsweise stärkeren Eddy-Aktivitäten in der Nordhemisphäre, ist der Massenfluß in der Nordhemisphäre zweimal so groß wie in der Südhemisphäre. Außerdem ist der Massenfluß in der Nordhemisphäre im Winter dreimal größer als im Sommer. Der Fluß ist um so größer je größer die Abweichungen vom Strahlungsgleichgewicht sind.

Mit der polwärts gerichteten Strömung wird auch Ozon innerhalb der Stratosphäre aus dem tropischen Hauptquellgebiet in mittlere und hohe Breiten transportiert. Dort ist die Relaxationszeit der Ozonmoleküle aufgrund der geringeren Einstrahlung größer, so daß sich Ozon ansammeln kann. Entsprechend zeigt die Horizontalverteilung des Gesamtozons leicht größere Werte in der Nordhemisphäre als in der Südhemisphäre mit einem ebenfalls größeren Maximum im April/März bei 75° N (Abb. 12).

Auch in den troposphärischen Meridionalschnitten ist ein jahreszeitlicher Unterschied zwischen Januar und Juli zu erkennen (Abb. 13). In der troposphärischen Nordhemisphäre sind die Konzentrationen vor allem strahlungsbedingt im Juli größer als im Januar. In Tropopausenhöhe und in der unteren Stratosphäre ist aber deutlich der Einfluß des *downward-pumping* zu sehen. Da dieses im Winter größer ist, sind die Ozonkonzentrationen oberhalb der Tropopause im Januar größer als im Juli mit einem gleichzeitig viel stärker ausgeprägtem Gradienten.

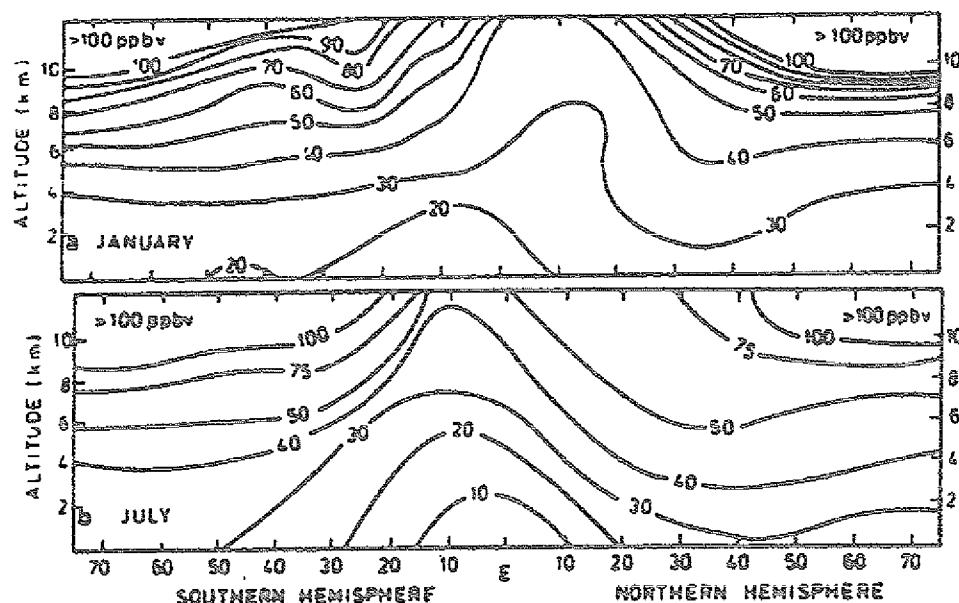


Abb. 13: Meridionale Ozonverteilung [ppbv] für Januar und Juli (Crutzen and Gidel, 1983). Die Verteilungen sind zusammengestellt aus Messungen verschiedener Projekte.

Neben den Transportprozessen nimmt auch die Wasserdampfverteilung einen Einfluß auf die Ozonverteilung. Die Reaktion von photolysiertem Ozon mit Wasserdampf (R17) ist nämlich die größte Ozon-Senke. So ist die tropische feuchte Luft oft ozonarm (Smit et al., 1989).

Feuchte-Verteilung

Die oben beschriebene globale Zirkulation wurde grob bereits 1949 von Brewer entworfen. Anhand von stratosphärischen H_2O -Messungen konnte diese Theorie später bestätigt werden. In den mittleren Breiten weist die untere Stratosphäre sehr trockene Luft auf, die nicht mit Stratosphären-Troposphären-Austauschprozessen in den mittleren Breiten zusammen hängen kann. In diesen Breiten ist die Tropopausentemperatur nämlich nicht tief genug, um feuchtere troposphärische Luft beim Transport in die Stratosphäre so stark auszutrocknen. Dafür ist nur die hohe tropische Tropopause kalt genug, die durch Übersättigung der Luft zum Ausfall von Eiskristallen führt (Danielsen, 1982). Dies läßt den Schluß zu, daß die stratosphärische Luft in den mittleren Breiten ursprünglich aus den Tropen herstammt.

Das Ausfallen von Eiskristallen geschieht in Cirrusambossen mit starken vertikalen Zirkulationen, so daß konvektive Instabilitäten die meridionale Zirkulation in eine lokale konvertieren. Dieses Austrocknen führt 2-3 km oberhalb der tropischen Tropopause zu einem Feuchte-Minimum im Vertikalprofil (Kley et al., 1979), das die ansonsten jahreszeitlich bedingte Verteilung temporär verändert (Abb. 14).

Klimatologien für die Feuchte in der oberen Troposphäre existieren aus meist wöchentlich erstellten Sondierungen und aus Satelliten-Messungen. Aber beide Meßverfahren sind problematisch. Die Sondierungen besitzen eine schlechte geographische Verteilung vor allem über den Ozeanen. Außerdem sind sie in der Regel für die Feuchtekonzentrationen der unteren Troposphäre ausgelegt, so daß die Feuchtemessungen in der oberen Troposphäre oft bereits sehr ungenau sind, da die Feuchte nach oben hin exponentiell abnimmt. Die Satelliten-Messungen hingegen erreichen die obere Troposphäre nur für eine wolkenfreie Atmosphäre (die mittlere und obere Troposphäre betreffend), so daß aus den Satelliten-Messungen nur wolkenfreie Klimatologien existieren, die den wirklichen Wasserdampfgehalt unterschätzen.

Allgemein gilt, daß die Verteilungen der relativen Feuchte gut die großräumigen Zirkulationen reflektieren (Abb. 15). Durch die Hadley-Zelle entstehen große relative Feuchten in der aufsteigenden Region (ITCZ) und niedrige Konzentrationen in der absinkenden Region (Van de Berg et al., 1991). Dabei zeigt auch die Feuchte-Verteilung neben den theoretisch berechneten Modellen, daß die Hadley-Zelle asymmetrisch zur ITCZ liegt. Aber auch regionale Systeme wirken sich in der Verteilung aus. Zum Beispiel verursacht das bolivianische Hoch ein Feuchteminimum und große Gebirgszüge aufgrund der konvektiven Aktivitäten ein Feuchtemaximum. Generell sind die Feuchten in der oberen Troposphäre im Som-

mer höher als im Winter. Zum Beispiel variiert die relative Feuchte über dem nordafrikanischen Kontinent von etwa 20 % zu 10 %, und die spezifische Feuchte ist über Europa im Sommer mit etwa 1000 ppmv etwa doppelt so hoch wie im Winter.

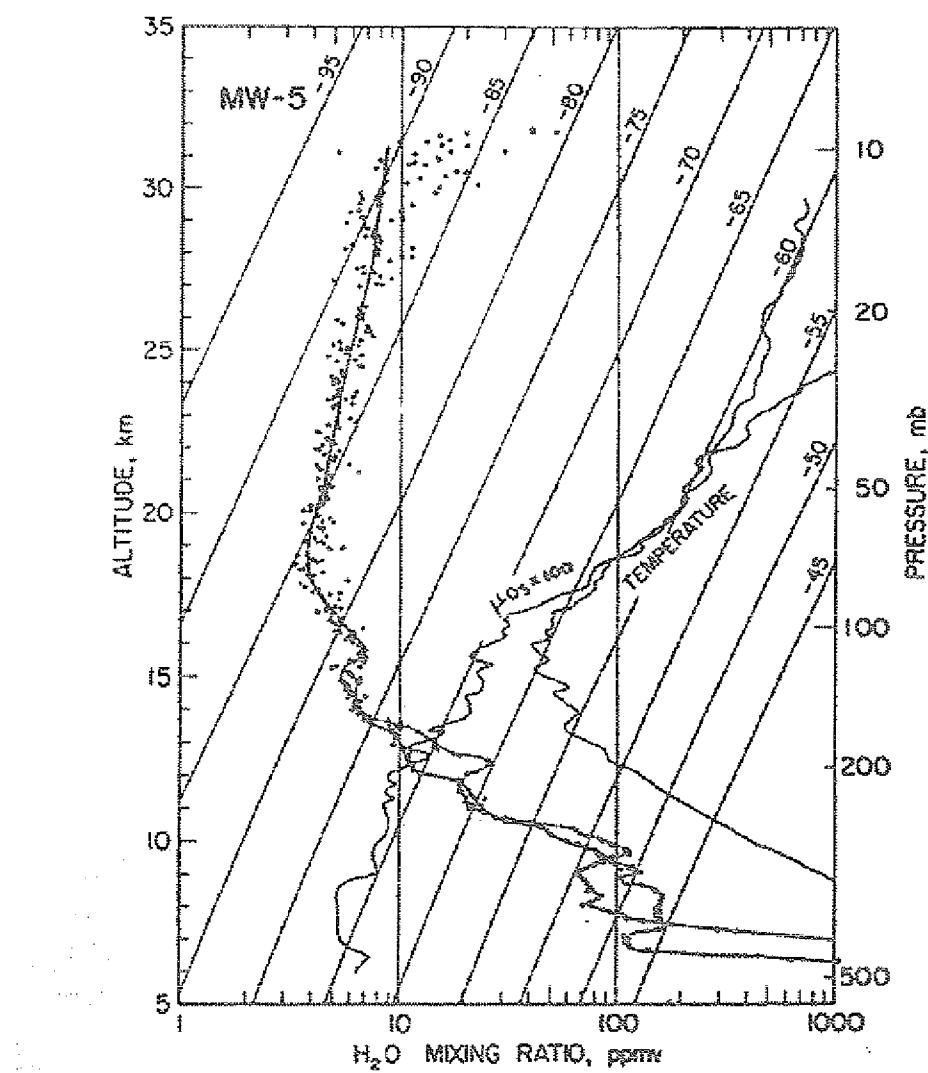


Abb. 14: Vertikalprofil der spezifischen Feuchte über Laramie, WY, am 08. September 1978. Punkte und Kreuze unterscheiden die Wasseradmpf-Profile des Aufstiegs beziehungsweise des Abstiegs. Die durchgezogenen Linien geben die Ozonkonzentration und die Temperatur wieder (Kley et al., 1979).

Klima und Chemie der Atmosphäre hängen neben der relativen Feuchte, die ja temperaturabhängig ist, auch vom absoluten Wasserdampfgehalt, der spezifischen Feuchte, ab. In mehreren Untersuchungen wird gezeigt, daß der troposphärische Wasserdampfgehalt positiv mit der Oberflächentemperatur der Ozeane korreliert

ist (Stephens, 1990). Denn von hier wird das meiste Wasser verdampft und in die freie Troposphäre transportiert. Globale Klimatologien in Modellen beruhen daher in der Regel auf der Analyse der Sea Surface Temperature (SST). Diese Art von Modellen berechnen vor allem die spezifische Feuchte der unteren Troposphäre sehr gut (Gaffen and Barnett, 1992) und für die Zukunft bestimmen sie eine Zunahme der SST und damit des Wasserdampfgehaltes. Ursache hierfür sind die anthropogenen Treibhausgase.

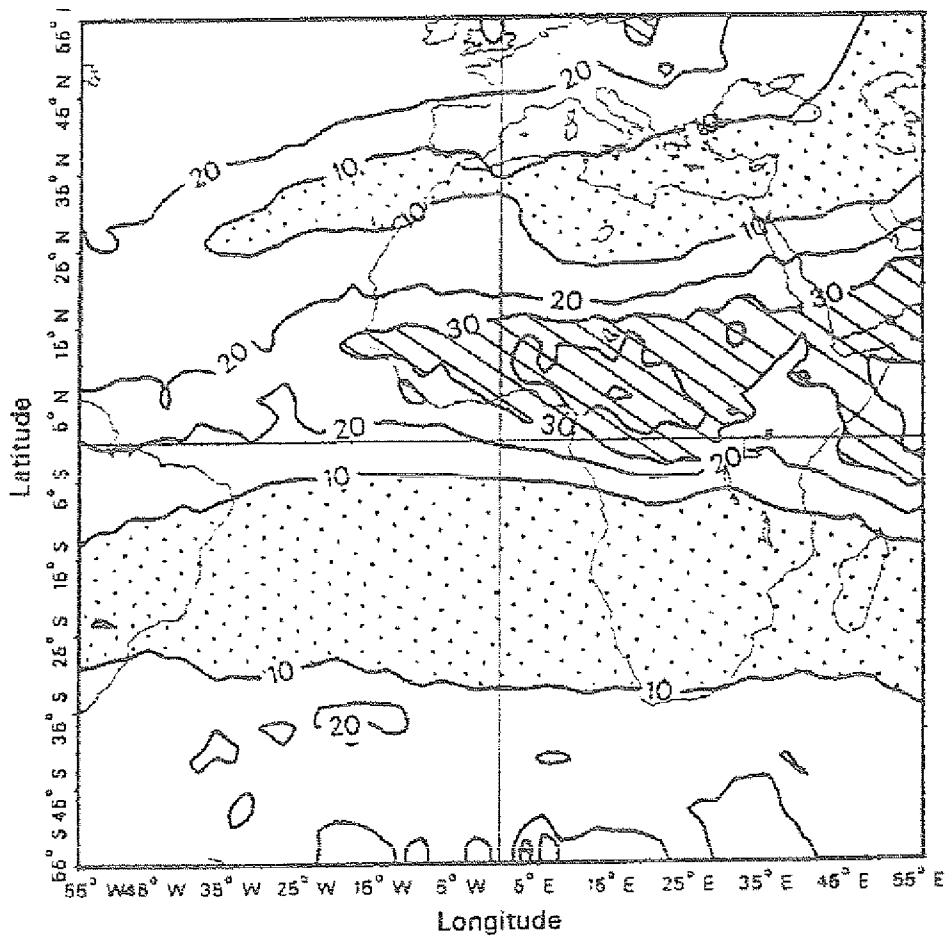


Abb. 15: Horizontale Verteilung der relativen Feuchte [%] in der oberen Troposphäre. Das Monatsmittel ist berechnet aus Satellitendaten für Juli 1988 (Van de Berg et al., 1991).

Untersuchungen von Gaffen und Barnett (1992) zeigen aber, daß ein Anstieg des troposphärischen Wasserdampfgehaltes zwischen den Jahren 1973-86 als Störung betrachtet werden muß, die keine Aussage über die langfristige Entwicklung zuläßt. Ergänzend zeigt die Analyse von Satellitendaten, daß bei der Zunahme der

Feuchte vertikale Transporte aus der unteren in die obere Troposphäre dominieren und horizontale Advektion eine nur geringe Rolle spielt. Dadurch entstehen regional unterschiedlich starke Zunahmen des Treibhauseffektes durch die Rückkopplung des Wasserdampfes.

4. Daten und Methodik

4.1. MOZAIC-Messungen

Innerhalb des MOZAIC-Projektes wurden in 5 reguläre Linienflugzeuge Meßgeräte zur Bestimmung der Ozonkonzentration und der relativen Feuchte eingebaut. Diese Geräte laufen während Start, Landung und Flug. Die relative Luftfeuchtigkeit wird mit einem kapazitiven Feuchtesensor gemessen. Dieser wird vor dem Einbau und jeweils nach 500 Flugstunden mithilfe eines Lyman-Alpha Fluoreszenz Hygrometers kalibriert (Kley and Stone, 1978). Über Druck und Temperatur wird die Feuchte in den gasförmigen Wasserdampfanteil umgerechnet. Die Ozonkonzentration wird mit einem Dasibi UV Absorptions-Thermo-Elektron-Model gemessen. Die Genauigkeit für beide Geräte liegt bei 0.01 g/kg Wasserdampf beziehungsweise 1 ppbv Ozon (MOZAIC, 1996).

Während des Fluges werden zusätzlich die Koordinaten und meteorologische Parameter aufgezeichnet: Länge, Breite, Höhe [hPa], Windrichtung, Windgeschwindigkeit und die Temperatur. Pro Monat finden bis zu 180 Flüge statt, von denen ca. 50 % über den Nordatlantik gehen. In dieser Arbeit werden die Daten von Dezember 1994 bis November 1995 verwendet. In diesem Zeitraum stehen im nordatlantischen Bereich 1034 Flüge mit insgesamt 393267 einzelnen Messungen (64 s-Mittel) zur Verfügung. Davon sind 59 % außerhalb des Jets gemessen mit einer Windgeschwindigkeit kleiner als 30 m/s und 41 % im Jet. Der nordatlantische Bereich umfaßt alle Breiten zwischen 30-70°N und alle Längen zwischen 80-0°W.

Aufgrund technischer Ursachen werden bei der relativen Feuchte auch negative Werte sowie Werte größer 100 % gemessen. Dies betrifft 5 % beziehungsweise 3 % der Daten. Feuchten größer 100 % können in der Atmosphäre eigentlich nicht vorkommen, da bei 100 % relativer Feuchte die Sättigung einer Luftmasse erreicht ist und zusätzlicher Wasserdampf auskondensiert. Der Grund für die hohen Feuchten liegt im Meßverfahren. Um den Wasserdampfgehalt der Luft zu messen, wird Außenluft in ein Rosemount Housing eingeleitet. Dabei wird sie von der Flugzeuggeschwindigkeit (ca. 900 km/h) fast bis zum Stillstand abgebremst. Das verursacht eine Erwärmung der Luft und eventuell vorhandene flüssige oder eisförmige Partikel können verdampfen (Helten et al., 1997). Das kann generell bei allen Feuchtwerten passieren, deshalb liegt die Meßgenauigkeit für die relative Feuchte bei etwa $\pm 20\%$. Bei sehr trockener Luft können so durch die Umrechnung des Meßsignals in Werte für die relative Feuchte auch negative Werte entstehen.

Bei der Berechnung der spezifischen Feuchte, die mithilfe der Temperatur und des Druckes aus der relativen Feuchte bestimmt wird, müssen die Werte der relativen Feuchte, die nicht zwischen 0 % und 100 % liegen, entsprechend berücksichtigt

werden. In dieser Arbeit wird nur der gasförmige Anteil der spezifischen Feuchte bestimmt. Das heißt, Feuchten größer 100% werden herabgesetzt auf 100 % und negative Feuchten werden erhöht auf 0 %. Die Verteilung der relativen Feuchte wird dadurch zusammengestaucht und bei 0 % sowie 100 % treten abweichend von der restlichen Verteilung auffallend viele Messungen auf. In Abb. 25 sind alle Feuchten gezeigt, um auch den Anteil der korrigierten Feuchtwerte darzustellen. Nach der Umrechnung in die spezifische Feuchte, die mit den korrigierten relativen Feuchten erfolgt, erhält die Verteilung der spezifischen Feuchte ein unnatürliches Maximum bei den sehr geringen Feuchten.

4.2. Tropopausenhöhe

Innerhalb des MOZAIC-Projektes wird die Höhe der dynamischen Tropopause standardmäßig von MeteoFrance zur Verfügung gestellt. Die dynamische Tropopause ist hier bei einem konstanten Wert der potentiellen Vorticity von $PV=2.0$ PVU definiert worden. Die potentielle Vorticity ist aus den ECMWF-Analysen berechnet (T42). Sie liegt alle 24 Stunden (00 UTC) mit einer horizontalen Auflösung von ~2.5 Grad vor. Die Höhe der dynamischen Tropopause existiert als zweidimensionales Feld mit Höhenangaben in Metern. Die Wahl eines anderen PV-Wertes ist daher nicht mehr möglich. Dies macht in dieser Arbeit eine nachträgliche Überprüfung des von MeteoFrance gewählten Wertes von $PV=2.0$ PVU erforderlich.

Aus dem zweidimensionalen Feld der Tropopausenhöhe wird entlang der Flugrouten zu jeder einzelnen MOZAIC-Messung eine eigene Tropopausenhöhe berechnet. Diese Höhe ist sowohl räumlich als auch zeitlich auf die wesentlich höher aufgelösten Messungen interpoliert. Bei der räumlichen Mittelung werden die vier umgebenden Gitterpunkte im zweidimensionalen Feld berücksichtigt. Die Wichtung der einzelnen Punkte hängt von ihrem Abstand zur Flugzeugposition ab. Ein nahegelegener Punkt liefert einen größeren Beitrag als ein entfernter gelegener Punkt. Die Zeit ist linear zwischen zwei Analysenterminen interpoliert. Durch die geringe räumliche Auflösung der Tropopausenhöhe werden vor allem kleinskalige Strukturen in der Atmosphäre nicht aufgelöst, die die Flugzeugmessungen sehr wohl wiedergeben. Die Genauigkeit der Tropopausenhöhe in Bezug auf die einzelnen Messungen ist daher begrenzt.

Die dynamische Tropopause wird hier verwendet, um troposphärische und stratosphärische Messungen einzuteilen, also um die Messungen nach ihrem Meßort zu identifizieren. Da die Genauigkeit der Tropopausenhöhe für die Ergebnisse dieser Arbeit besonders wichtig ist, wird sie in Kap. 5.2 näher untersucht. Dabei ist sowohl die Wahl des Wertes von 2.0 kritisch als auch die begrenzte räumliche und zeitliche Auflösung der Tropopause im Vergleich zu den Messungen.

4.3. Analysen des ECMWF

Windfelder und Geopotential

Die verwendeten räumlichen Felder für die Windgeschwindigkeit und das Geopotential werden mithilfe der initialisierten ECMWF-Analysen des European Centre for Medium Range Weather Forecasts in Reading/GB erstellt. Diese Analysen basieren auf globalen Meßdaten und liegen als Kugelflächenfunktionskoeffizienten vor. Ihre räumliche Auflösung reicht bis zur Wellenzahl 106, die am Äquator einer Auflösung von etwa 1.7° entspricht. Vertikal sind die Daten auf 14 verschiedenen Druckniveaus von 1000 hPa bis 10 hPa gegeben. Im Tropopausenbereich liegen die Analysen in 300, 250 und 200 hPa vor. Die Kugelflächenfunktionskoeffizienten werden auf ein globales Längen-Breiten-Gitter umgerechnet, das eine räumliche Auflösung von $1^\circ \cdot 1^\circ$ Grad besitzt. Der zeitliche Abstand, in dem die Daten verwendet werden, beträgt 24 Stunden, jeweils um 12 UTC.

Wie bei der Interpolation der Tropopausenhöhe wird auch aus den dreidimensionalen Analysen-Feldern entlang der Flugrouten für jede MOZAIC-Messung ein einzelner Wert berechnet. Dabei wird nur räumlich gemittelt, aber nicht zeitlich. Durch die Verlagerung des Windfeldes mit den hochtroposphärischen Wellen zerstört eine zeitliche Mittelung die Strukturen des Windfeldes. Für alle Messungen eines Fluges wird jeweils nur ein Analysentermin verwendet, der der mittleren Flugzeit am nächsten liegt. Zwar können für einzelne Messungen eines Fluges durch die lange Flugzeit von 6-8 Stunden verschiedene Analysentermine zeitlich günstiger liegen. Aber ein Wechsel zwischen zwei Analysenterminen macht die Untersuchung von Konzentrationsverteilungen eines einzelnen Fluges relativ zum Jet unmöglich (vgl. Kap 3.4). Der zeitliche Abstand zwischen Messungen und Analysen kann daher in Einzelfällen mehr als 12 Stunden betragen. Je größer die Verlagerungsgeschwindigkeit des Windfeldes ist, desto größer werden die Differenzen zwischen Messungen und Analysen. Die Übereinstimmung zwischen beiden ist in Kap. 6.3 untersucht.

PV-Profil

Die in Kap. 5.2 verwendeten Profile der potentiellen Vorticity für Jülich 1990 werden ebenfalls aus den T106 Analysen berechnet. Die Ausgangsfelder (Geopotential, Windfelder) werden zunächst von 11 isobaren auf 68 isentrope Niveaus umgerechnet. Auf den isentropen Niveaus wird dann die potentielle Vorticity bestimmt. Die Profile liegen um 12 UTC vor. Dieser Termin ist den Aufstiegsterminen der Jülicher Profile am nächsten gelegen, die in der Regel zwischen 12-15 UTC liegen. Das Profil an der Station wird aus den vier umliegenden Gitterpunkten nach Abstand gewichtet gemittelt (vgl. Blonsky and Speth, 1997). Die Daten wurden freundlicherweise von Blonsky (Institut für Geophysik und Meteorologie, Köln) zur Verfügung gestellt.

4.4. Jülicher Vertikalsondierungen

Im Rahmen des EUROTAC Unterprojektes TOR (Tropospheric Ozone Research) wurde ein europäisches Netzwerk von Stationen aufgebaut, an denen regelmäßig Vertikalsondierungen durchgeführt wurden. Jülich ($50^{\circ}41' N$, $6^{\circ}24' O$) ist eine Station, an der in der Regel zweimal pro Woche meteorologische Größen (Druck, Temperatur, relative Feuchte) und die Ozonkonzentration gemessen wurden. In der Zeit von Juli 1989 bis August 1993 wurden insgesamt 314 Sondierungen durchgeführt, davon 90 Sondierungen im Jahre 1990. Die Aufstiegszeiten der Profile liegen in der Regel zwischen 12 und 15 UTC. Angaben zu Meßtechnik und Daten sind in verschiedenen Veröffentlichungen nachzulesen (zum Beispiel Smit et al., 1991; Smit et al., 1993).

Aus den Temperaturprofilen der Sondierungen wird nach WMO-Kriterium die thermische Tropopause bestimmt. Diese wird in Kap. 5.2 mit der dynamischen Tropopausenhöhe verglichen, um deren Güte zu untersuchen. Außerdem werden aus den Sondierungen von 1990-1992 mittlere Konzentrationsprofile relativ zur thermischen Tropopause berechnet und in der Klimatologie der MOZAIC-Messungen in Kap. 5.3 verwendet.

4.5. Koordinatentransformation ins Jet-System

In dieser Arbeit werden die Konzentrationsverteilungen im Bereich des Polarjets untersucht. Dies erfolgt im wesentlichen in der Betrachtung von vertikalen Querschnitten, die senkrecht zur Stromrichtung im Jet liegen. Die Position des Flugzeugs und damit der Messung kann daher nicht absolut betrachtet werden, sondern muß relativ zum Jet bekannt sein. Nur dann können die Messungen in den Querschnitt eingetragen werden. Dabei müssen vor allem die Besonderheiten des Polarjets berücksichtigt werden, die eine Koordinatentransformation der Messungen in den Jet-Querschnitt schwierig machen. Der Polarjet ist nämlich kein stationäres System sondern unterliegt schnellen zeitlichen Veränderungen bezüglich seiner Position, Ausdehnung, Krümmung und Geschwindigkeit. Erst wenn diese Informationen vollständig verfügbar sind, kann eine Koordinatentransformation für die Positionen der Messungen vom Länge-Breite-System ins Jet-System erfolgen. Die Verteilungen in den Jet-Querschnitten werden daher in zwei Schritten erstellt: Als erstes wird die Lage des Jets im Länge-Breite-System bestimmt. Dann wird als zweites mithilfe der dreidimensionalen Analysenfelder die Flugzeugposition ins Jet-System transformiert.

1. Bestimmung des Jetverlaufs

Ein Jet Stream definiert zusammenhängende Bereiche im Windfeld, deren Windgeschwindigkeiten größer als 30 m/s sind. Im Idealfall existiert nur ein Jetcore,

der den Ort der maximalen Geschwindigkeit bezeichnet, und von diesem aus gesehen nehmen die Windgeschwindigkeiten in alle Richtungen senkrecht zur Stromrichtung ab (vgl. Abb. 2). Der Jet-Verlauf ergibt sich aus einer Achse, die nahezu horizontal entlang der maximalen Geschwindigkeiten in Stromrichtung verläuft. Die mittlere Höhe des Polarjetcores befindet sich in 250 hPa (Bluestein, 1993). Schaut man in Stromrichtung befindet sich links der Achse die kalte, zyklonale Seite des Jets und rechts der Achse die warme, antizyklonale Seite.

Ein vorläufiger Jetverlauf wird aus den täglichen Windfeldern der ECMWF-Analysen in 250 hPa ermittelt. Im Winter liegt der Jetcore zwar häufig tiefer bis in 300 hPa, aber die Flughöhe liegt in der Regel oberhalb von 250 hPa. Daher ist diese Höhe geeigneter zur Bestimmung des vorläufigen Jetverlaufs. Da eine Automatisierung zur Bestimmung des Jetverlaufs sehr aufwendig ist, erfolgt die Bestimmung des vorläufigen Jetverlaufs in dieser Arbeit visuell. In der horizontalen Windverteilung in 250 hPa wird eine Jetachse entlang der maximalen Geschwindigkeiten als Polygonzug im Längen-Breiten-System eingetragen (Abb. 16). Für diesen Polygonzug können Längen- und Breitengrade berechnet werden.

2. Position des Flugzeuges im Jetquerschnitt

Die bekannte Position des Flugzeuges im Längen-Breiten-System wird über eine Koordinatentransformation in ein Jet-System gebracht. Die neue Positionierung des Flugzeuges relativ zum Jet erfolgt immer in einem vertikalen Querschnitt senkrecht zur Stromrichtung des Windfeldes. Dabei wird die in Punkt 1. berechnete vorläufige Jetachse verwendet, um die Lage des Querschnittes im Windfeld festzulegen. Die Lage dieses Querschnittes entspricht grundsätzlich dem Lot, das im Längen-Breiten-System von der Flugzeugposition auf die vorläufige Jetachse fällt. In diesem Lot wird aus den dreidimensionalen Analysenwindfeldern ein zweidimensionales vertikales Feld berechnet.

In diesem Windquerschnitt wird dann in den Höhen zwischen 700 und 70 hPa nach der maximalen Windgeschwindigkeit gesucht, die auf jeden Fall größer als 30 m/s sein muß. Die gefundene maximale Windgeschwindigkeit definiert über ihre Lage im Querschnitt die Position des in dieser Arbeit verwendeten Jetcores. Aufgrund der geringen vertikalen Auflösung der Analysen in Jetcore-Höhe kann der wirkliche Jetcore, der zwischen zwei Analysenniveaus liegen kann, nicht exakt festgelegt werden. Für das Flugzeug wird der horizontale und vertikale Abstand zum Jetcore über das Geopotential der ECMWF-Analysen berechnet. Die Lage des Flugzeuges im Jetquerschnitt ist damit bestimmt.

Relatives Jet-System

Die Veränderlichkeit des Jets bezüglich seiner räumlichen Ausdehnung macht es sinnvoll, nicht nur den absoluten Abstand des Flugzeuges zum Jetcore zu berechnen, sondern eine Transformation in relative Koordinaten vorzunehmen. Ein

Abstand von zum Beispiel 500 km zwischen Flugzeug und Jetcore sagt nichts darüber aus, ob sich das Flugzeug innerhalb oder außerhalb des Jets befindet, da dieser täglich eine andere Ausdehnung besitzt. Würde man die Messungen der Konzentrationen gegen den absoluten Abstand auftragen, würden die Konzentrationen innerhalb und außerhalb des Jets miteinander verschmieren.

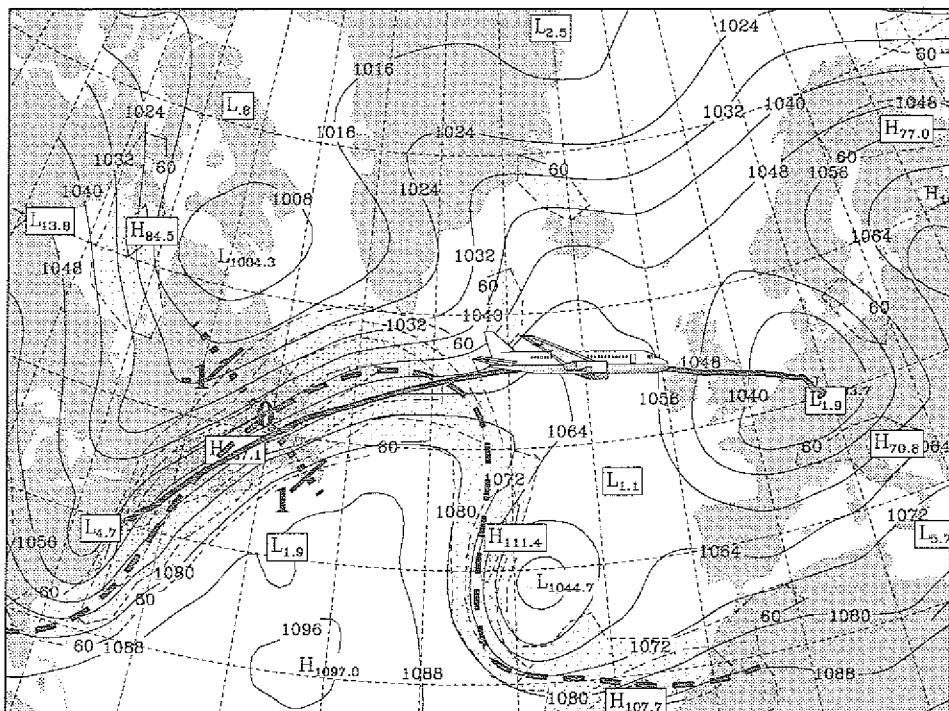


Abb. 16: Darstellung zur Koordinatentransformation der Flugzeugposition vom Längen-Breiten-System ins Jet-System. Entlang der Flugroute (fett durchgezogen) wird für jede einzelne Messung die Position relativ zur Jetachse (fett gestrichelte Linie) berechnet. Im Lot (gepunktete Linie) der Flugzeugposition O auf die vorläufige Jetachse wird ein Querschnitt aus dem dreidimensionalen Analysen-Windfeld berechnet. In diesem wird die Flugzeugposition absolut und relativ zum Jetcore, der durch die maximale Windgeschwindigkeit im Querschnitt gegeben ist, bestimmt. Im neuen Jet-System liegt der Jetcore im Nullpunkt und die horizontale Achse läuft von $x=-1$ am zyklonalen Rand bis $x=+1$ am antizyklonalen Rand. Der Rand ist durch die Grenzgeschwindigkeit von 30 m/s festgelegt. Das gleiche gilt für die vertikale Achse.

Aus diesem Grund wird die Breite des Jets senkrecht zur Stromrichtung als Relativkoordinate verwendet. Als Grenzwert dient dabei das WMO-Kriterium von 30 m/s. Die Breite des Jets wird im Querschnitt des Windfeldes vertikal und horizontal bestimmt. Dabei wird die Windgeschwindigkeit vom Jetcore ausgehend auf den Grenzwert hin überprüft. Wenn die Windgeschwindigkeit kleiner als 30 m/s wird, ist der Rand des Jets erreicht. Der Abstand des Flugzeuges dividiert durch

die Breite des Jets ergibt eine relative Jetkoordinate, die kleiner eins ist innerhalb des Jets und größer eins außerhalb des Jets. Die neuen Koordinaten im relativen dimensionslosen Jet-Koordinatensystem sind:

$$(R24) \quad X_{JFlugzeug} = \frac{X_{Jetcore} - X_{Flugzeug}}{X_{Jetcore} - X_{Jetrand}}$$

Dabei gilt: bei $X_{Jetrand}$ ist $ff=30$ m/s. Entsprechend ist auch die vertikale z-Koordinate der Flugzeugposition im relativen Jet-Koordinatensystem definiert.

Das relative Jet-Koordinatensystem hat also fünf feste Bezugspunkte. Der Jetcore liegt immer im Nullpunkt. In der Horizontalen wird der Rand auf der zyklonalen Seite als $x=-1$ definiert und der Rand der antizyklonalen Seite als $x=+1$ (Abb. 17).

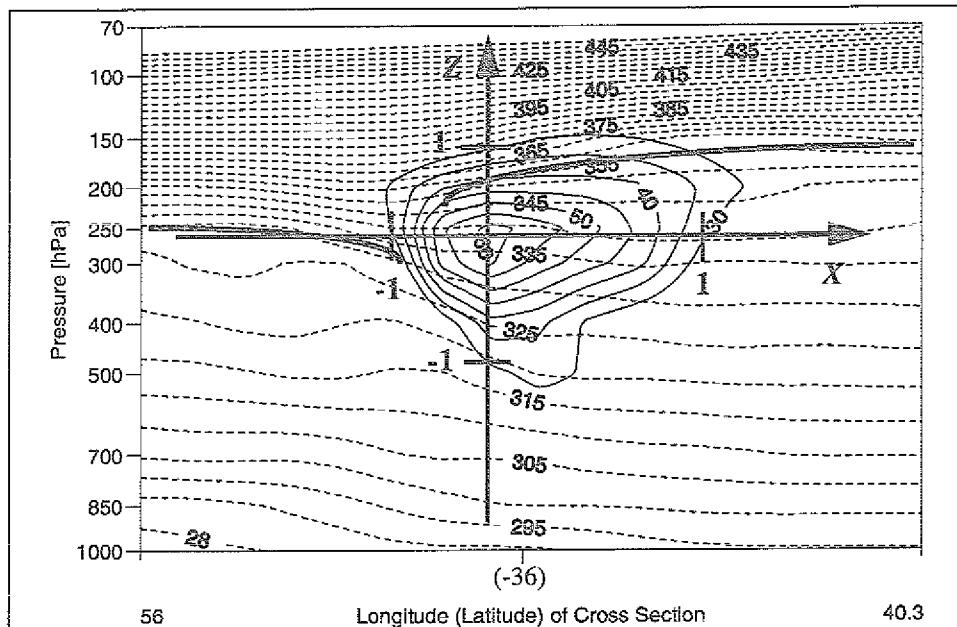


Abb. 17: Vertikaler Querschnitt durch einen Jet Stream senkrecht zur Stromrichtung. Eingezeichnet sind potentielle Temperatur [K] (gestrichelt) und Isotachen der horizontalen Windgeschwindigkeit [m/s] (durchgezogen) für den 16. Juli 1995, 12 UTC. Zusätzlich ist das relative Jet-System dargestellt. Der Nullpunkt liegt immer im Jetcore und die Koordinaten $x=\pm 1$ und $z=\pm 1$ sind durch die Grenzgeschwindigkeit von 30 m/s festgelegt.

Der Wert der Windgeschwindigkeit bei $x=-1$ und $x=+1$ ist grundsätzlich gleich 30 m/s. Entsprechend liegt in vertikaler Richtung der untere Rand des Jets bei $z=-1$ und der obere Rand bei $z=1$. Der Wert der Windgeschwindigkeit im Nullpunkt kann sehr unterschiedlich sein, ist aber immer größer als 30 m/s. Der hori-

zontale und vertikale Gradient der Windgeschwindigkeit zwischen $x,z=-1$ und $x,z=1$ kann daher für jeden berechneten Querschnitt anders sein.

Jet-Tropopause-Koordinatensystem

Für die Untersuchungen der gemessenen Konzentrationen wurde außerdem ein modifiziertes Koordinatensystem verwendet. Der Schwerpunkt der Arbeit liegt in der Untersuchung des Stratosphären-Troposphären-Austausches im Jetbereich. Hierfür ist es notwendig, die Lage der Tropopause im Jetquerschnitt zu kennen. Eine Möglichkeit besteht darin, nachträglich in den Jetquerschnitt eine mittlere Tropopause einzuziehen. Diese Methode hat aber zur Folge, daß an der Tropopause stratosphärische und troposphärische Luftmassen miteinander verschmieren, da die Lage der Tropopause relativ zum Jet nicht eindeutig ist. Signaturen, die aus einem Stratosphären-Troposphären-Austausch entstehen, werden durch eine mittlere Tropopause überdeckt.

Daraus folgt, daß für jede einzelne Messung die Lage relativ zur Tropopause bekannt sein muß. Im bisher vorgestellten Jet-Koordinatensystem wird dafür eine neue vertikale Achse eingeführt, die bei Null die Tropopause markiert. Die Messungen werden dann in der Vertikalen nicht mehr relativ zum Jetcore sondern absolut zur Tropopause positioniert. Auf der vertikalen Achse ist daher der absolute Abstand zur Tropopause in Kilometern angegeben. Als Tropopause wird die in Kap. 4.2 beschriebene dynamische Tropausenhöhe verwendet.

5. Allgemeine Klimatologie der MOZAIC-Daten

5.1. Flugstatistik

Der MOZAIC-Datensatz bietet zum ersten Mal einen statistisch gut belegten Datensatz für die obere Troposphäre und untere Stratosphäre über den Zeitraum von einem Jahr. Er ist zeitlich sehr gut aufgelöst und wird räumlich nur von den Flugrouten eingeschränkt, die viele Längen- und Breitengrade erfassen. Trotzdem muß bei der Verwendung dieser Daten beachtet werden, daß durch die Messung in regulären Linienflügen ganz bestimmte Flugverhalten auf die Zusammensetzung des Datensatzes Einfluß nehmen. Im folgenden werden die wesentlichen Punkte angesprochen und diskutiert.

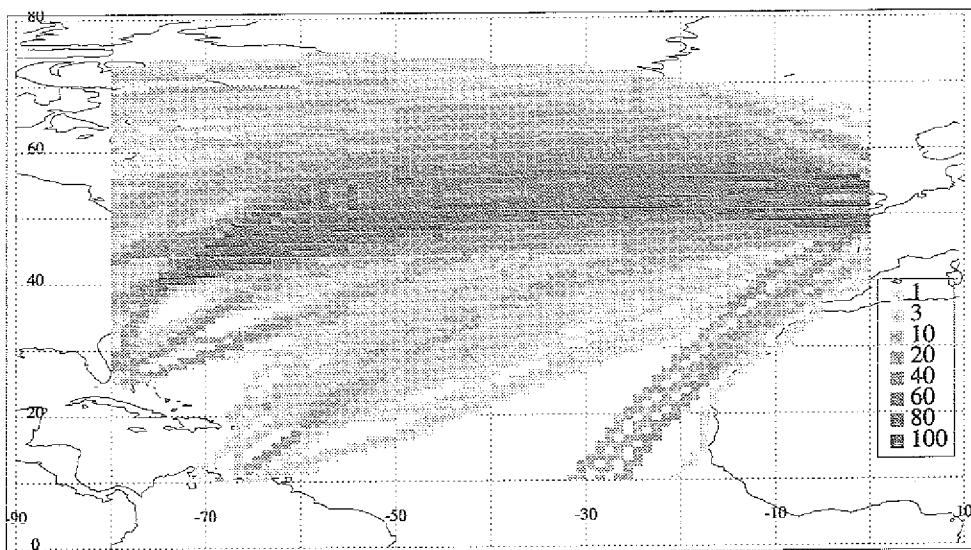
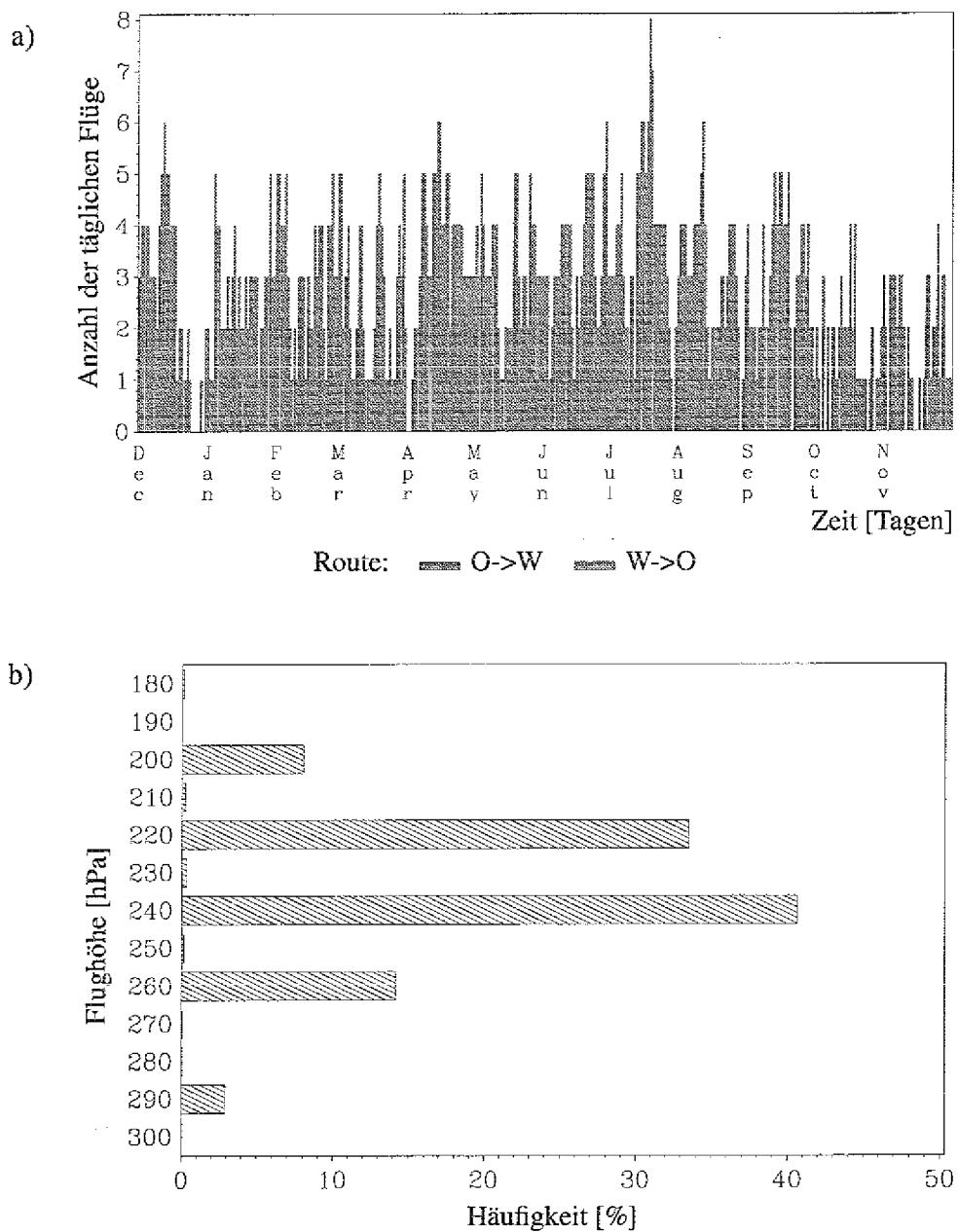


Abb. 18: Anzahl von MOZAIC-Flügen über dem Nordatlantik im Zeitraum Dezember 1994 bis November 1995. Die Anzahl ist pro Gitterelement angegeben, die räumlich $1^\circ \cdot 1^\circ$ erfassen. Flüge über den Atlantik verlaufen immer in einer Höhe zwischen 9-12 km.

Abb. 18 zeigt die Horizontalverteilung für die Anzahl der Flüge, die von Dezember 1994 bis November 1995 über dem Nordatlantik verlaufen. Deutlich ist der Flugkorridor zwischen 40° - 60° N zu erkennen, der im betrachteten Zeitraum zum Teil von mehr als 100 Flügen pro Gitterelement ($1^\circ \cdot 1^\circ$) durchflogen wird. Bei Fluggeschwindigkeiten von etwa 900 km/h können von einem Flugzeug etwa sechs Messungen (64 s-Mittel) über einem Gitterelement aufgenommen werden. Die Anzahl von Messungen pro Gitterelementen hängt natürlich von der Weg-

länge des Flugzeuges durch das Gitterelement ab. Außerdem nimmt die Größe der gewählten Gitterelemente von Süden nach Norden hin ab. Beide Effekte beeinflussen die Lage des Flugkorridors in Abb. 18 nicht.



Die Flugrouten in den niedrigeren Breiten werden durch die Flüge nach Südamerika belegt. Die Flugrouten, die in nördlicher Richtung außerhalb des Flugkorridors liegen, werden in der Regel dann von den Fluggesellschaften ausgewählt, wenn ein weit nördlich verlaufender Jet umflogen werden muß. Davon sind vor allem die Ost-West-Flüge betroffen, die sonst in ihrer Flughöhe einen starken Gegenwind durch den Jet hätten. Die West-Ost-Flüge wählen dagegen ihre Flugrouten so, daß sie mit Rückenwind innerhalb des Jets verlaufen. Bildlich gesprochen "mäandern" die Flugrouten daher täglich mit dem Polarjet mit. Ein sehr stark mäandernder Jet wird aufgrund der eher zonal verlaufenden Flugrouten meist von beiden Flugrichtungen senkrecht zur Stromrichtung durchquert. Hierbei muß der Vorteil des Rückenwindes gegen eine unter Umständen verlängerte Wegstrecke aufgewogen werden.

Da der Polarjet stark mäandert, durchqueren beide Flugrichtungen gleich oft den Polarjet senkrecht zur Stromrichtung und erstellen dabei Messungen. Zusätzlich können die West-Ost-Flüge längs der Stromrichtung mit Rückenwind in den zonal verlaufenden Jets fliegen. Dadurch tragen sie innerhalb des Jets mit 25 % mehr Daten zum MOZAIC-Datensatz bei als die Ost-West-Flüge. Während die Durchquerungen des Jets Messungen durch den gesamten Querschnitt liefern, erstellen die Flüge, die in Stromrichtung des Jets verlaufen, vor allem Daten im Jetinneren. Das bedeutet, daß es für die Zusammensetzung der Daten im Jetquerschnitt ein Ungleichgewicht zwischen den beiden Flugrichtungen gibt.

Von Dezember 1994 bis November 1995 stehen 1034 Flüge zur Verfügung, die über dem Nordatlantik Messungen aufgezeichnet haben. Im Mittel gehen also täglich fast drei MOZAIC-Flüge über den Nordatlantik, wobei beide Richtungen gleichermaßen belegt sind (Abb. 19a), da jeder Hinflug einen Rückflug erforderlich macht. Im Juli wird aufgrund der vermehrten Urlaubsflüge der Spitzenwert von acht Flügen pro Tag erreicht. In der letzten Dezemberwoche 1994 sind hingegen keine Messungen verfügbar. Dieser Zeitraum ist die einzige markante Nichtbelegung im gesamten Jahr. Einschließlich dieser Dezemberwoche fehlen im gesamten Zeitraum nur 19 Tage. Die unterschiedlichen Belegungen der einzelnen Tage entstehen dadurch, daß die mit Meßgeräten ausgestatteten Flugzeuge je nach Bedarf täglich unterschiedliche Flugrouten fliegen können. Durch die insgesamt sehr gleichmäßige Belegung aller Tage, liefert der MOZAIC-Datensatz ein repräsentatives Jahresmittel, ohne das weitere Gewichtungen beachtet werden müssen.

Durch die regelmäßigen Startzeiten der Flugzeuge enthalten die Messungen eine Tageszeitabhängigkeit. Flüge von den USA nach Europa starten hauptsächlich zwischen 20 und 7 UTC und verlaufen in Bezug auf den Sonnenstand am Nachmittag und in der Nacht. Flüge von Europa nach USA starten zwischen 7 und 20 UTC und verlaufen bezüglich der Strahlungsintensität tagsüber. Dies kann für eine chemische Analyse der MOZAIC-Daten von Bedeutung sein. Auch im Jetquerschnitt können sich aufgrund der oben angesprochenen Datenverteilung der beiden Flugrichtungen innerhalb des Jetquerschnittes Abhängigkeiten ergeben. Die West-Ost-Flüge, die nachts stattfinden, tragen mehr Daten im Jetinneren bei. Innerhalb des Jets sind die Tageszeiten der Messungen also nicht gleichmäßig verteilt. Ein strahlungsabhängiger Parameter, wie zum Beispiel die Ozonkonzen-

tration, weist deshalb in mittleren Konzentrationsverteilungen nicht in allen Bereichen des Jets ein echtes Tagesmittel auf.

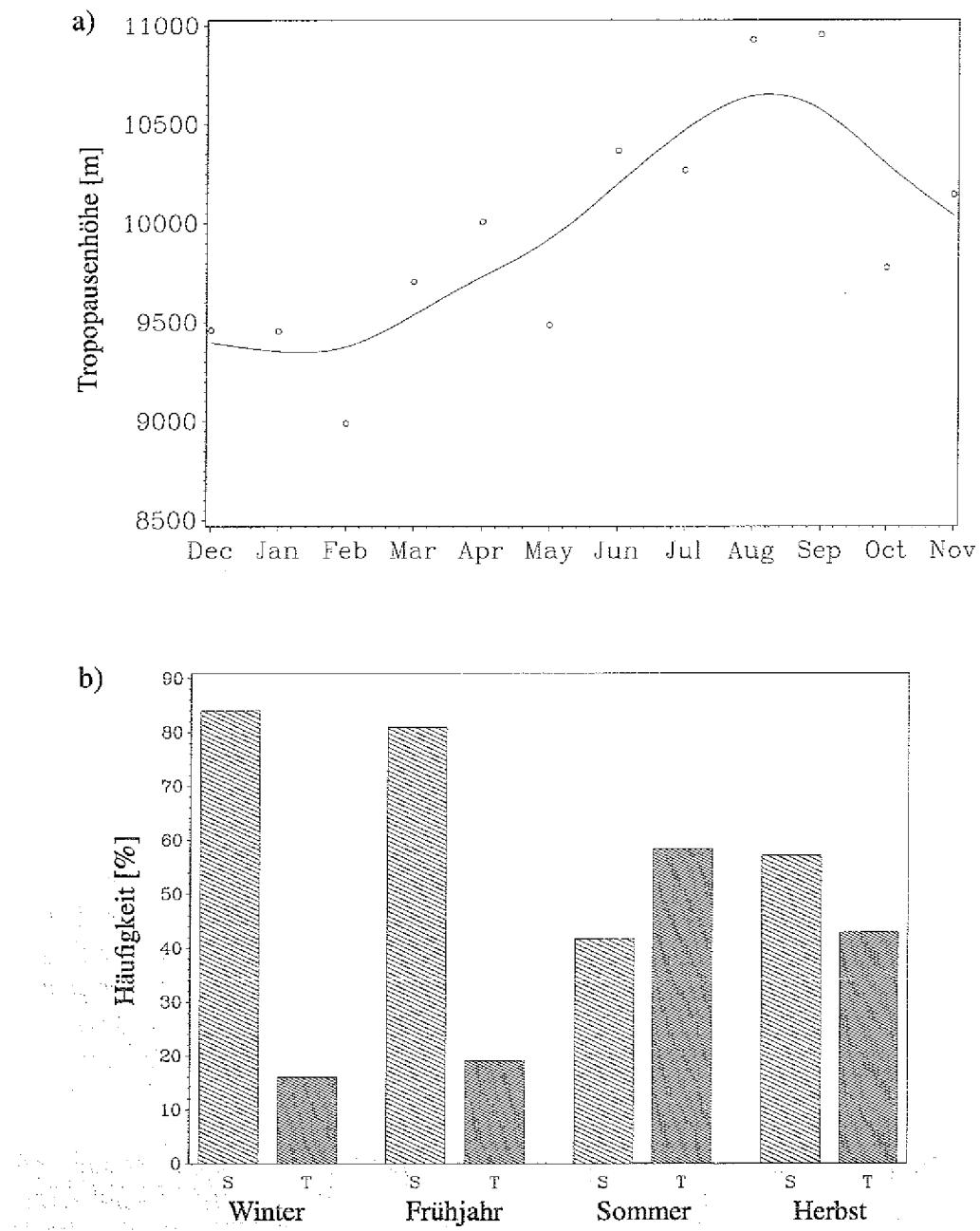


Abb. 20: a) Mittlere dynamische Tropopausehöhe entlang der Flugrouten im Monatsmittel. b) Anteil an stratosphärischen S (schattiert) und troposphärischen T (dunkel) Daten im MOZAIC-Datensatz für die einzelnen Jahreszeiten.

Die Atlantik-Flüge verlaufen in der Regel auf festen isobaren Flächen um 220 und 240 hPa herum (Abb. 19b). Das entspricht Flughöhen zwischen 10 und 12 km. Der aus den Meßdaten berechnete Mittelwert für die Flughöhe in diesen beiden Niveaus entspricht 11400 m beziehungsweise 10600 m. Diese Höhen liegen daher sehr gut im Tropopausenbereich und ermöglichen eine Analyse der MOZAIC-Daten im Zusammenhang mit dem Stratosphären-Troposphären-Austausch. Selten sind Flüge zwischen 9-10 km über dem Atlantik zu finden. Die Häufigkeit der einzelnen Flughöhen ist aber weder richtungsabhängig noch jahreszeitenabhängig.

In der Regel verläuft auch ein einzelner Flug in verschiedenen Höhen. Zum einen gibt es Ausweichhöhen, die gewählt werden, wenn - dies passiert auch in der Luft - dem Gegenverkehr ausgewichen werden muß. Da die meteorologischen Bedingungen die Flugrouten festlegen, liegen diese für einen Tag zwischen zwei gegebenen Flughäfen exakt fest. Zum anderen gibt es abhängig vom Gewicht des Flugzeuges eine ideale, energiesparende Flughöhe. Ein Flugzeug wird mit zunehmend mehr zurückgelegter Strecke aufgrund des Treibstoffverbrauches leichter und wechselt in der zweiten Hälfte des Fluges in eine größere Höhe.

Durch die mit den Jahreszeiten variierende Tropopausenhöhe (Abb. 20a) liegen die gleichbleibenden Flugrouten jahreszeitenabhängig mehr unterhalb der Tropopause oder mehr oberhalb. Deshalb enthält der gesamte MOZAIC-Datensatz in den verschiedenen Jahreszeiten einen unterschiedlichen Prozentsatz von troposphärischen und stratosphärischen Daten (Abb. 20b). Übers Jahr werden mehr Daten in der Stratosphäre aufgezeichnet als in der Troposphäre. Nur in den Sommermonaten, wenn die Tropopause am höchsten liegt, können mehr Daten innerhalb der Troposphäre aufgenommen werden. Im Winter (Sommer) liegen rund 80 % (40 %) der Daten in der Stratosphäre.

Dieses Ungleichgewicht schlägt sich natürlich in den Daten nieder. Zum einen sind die troposphärischen Daten im Sommer aufgrund ihrer größeren Anzahl repräsentativer als im Winter. Zum anderen muß dies bei der Erstellung von zum Beispiel Jahresmittelwerten beachtet werden. Ein ausgewogenes Jahresmittel erhält man nur aus den Monatsmitteln. Wenn aber im Winter weniger Flüge zum Monatsmittel beitragen, haben die einzelnen Flüge der Wintermonate einen größeren Anteil am gesamten Jahresmittel als die Sommerflüge. Dies ist ein generelles Problem von ungleichmäßig verteilten Datensätzen.

In den folgenden Untersuchungen sind die Daten jeweils erst auf jeden einzelnen Flug normiert, bevor Jahresmittel oder Monatsmittel aus allen Flügen berechnet werden. Dies soll verhindern, daß die einzelnen Flüge mit unterschiedlich vielen Daten zu den Mittelwerten beitragen.

5.2. Potentielle Vorticity als Tropopausendefinition

Zur Untersuchung des STE muß der MOZAIC-Datensatz nach stratosphärischen und troposphärischen Luftmassen sortiert werden. Es ist also die Verwendung einer Tropopause erforderlich. Da im Rahmen dieser Arbeit vor allem die Messungen im Jet-Bereich analysiert werden, ist die Anwendung der thermischen Tropopause nicht sinnvoll (Reed, 1955). Im Bereich der mit dem Jet gekoppelten Front ist die thermische Tropopause oft diffus, das heißt nicht definiert. Für ein Absenken der stratosphärischen Luftmassen, zum Beispiel in Tropopausenfaltungen, hat dies in der Regel zur Folge, daß die thermische Tropopause (nach WMO-Kriterium ermittelt) deutlich zu hoch liegt. Die thermische Tropopause teilt in diesen Fällen fälschlicherweise stratosphärische Luftmassen in die Troposphäre ein. Es muß deshalb im Jetbereich mit einer dynamischen Tropopause gearbeitet werden.

Die dynamische Tropopause kann aufgrund fehlender, aber dafür notwendiger Daten nicht aus den eindimensionalen MOZAIC-Messungen berechnet werden. Hierfür muß auf die dreidimensionalen Analysenfeldern (ECMWF) zurückgegriffen werden (Kap. 4.2). Innerhalb des MOZAIC-Projektes und auch in dieser Arbeit steht nur die Höhe der Isofläche für $PV=2.0$ PVU zur Verfügung. Die räumliche und zeitliche Auflösung dieser Tropopausenhöhe (T42) ist im Vergleich zu den Flugzeugmessungen gering ($\Delta t=24$ h und $\Delta g=300$ km). Die Flugzeugmessungen besitzen eine zeitliche Auflösung von 64 s, das entspricht bei einer durchschnittlichen Fluggeschwindigkeit von 900 km/h einer horizontalen Auflösung von etwa 16 km.

Neben der zeitlichen und räumlichen Auflösung der Tropopause ist auch die Wahl des Wertes von 2.0 PVU als Tropopausendefinition nicht eindeutig. In der Literatur finden sich unterschiedliche Werte, die als geeignet aufgeführt werden und die auch von dem Zweck der Untersuchung abhängen. Auf diesen Punkt wird später noch genauer eingegangen. Da die Analysendaten in Tropopausenhöhe in einem vertikalen Abstand von 50 hPa vorliegen, wird der PV-Wert an der Tropopause außerdem vom jeweiligen Interpolationsverfahren zwischen den vertikalen Niveaus abhängig.

In diesem Kapitel wird vor Beginn der eigentlichen Untersuchungen die Güte der vorliegenden Tropopausenhöhe untersucht. Die beiden - oben vorgestellten und eventuell problematischen - Eigenschaften der verwendeten dynamischen Tropopause (Auflösung und Wahl des PV-Wertes) werden durch zwei unterschiedliche Methoden analysiert: Zum einen wird die innerhalb von MOZAIC zur Verfügung stehende dynamische Tropopause ($PV=2.0$ PVU) mit den Ozonkonzentrationen der MOZAIC-Messungen verglichen. Hierdurch können die Auswirkungen der geringeren räumlichen Auflösung der Tropopause verglichen zu den Flugzeugmessungen untersucht werden. Da die Ozonkonzentration an der Tropopause in der Regel einen scharfen Gradienten aufweist, kann eine "Ozono-pause" ebenfalls zur Trennung von stratosphärischen und troposphärischen Daten verwendet werden (Abb. 21).

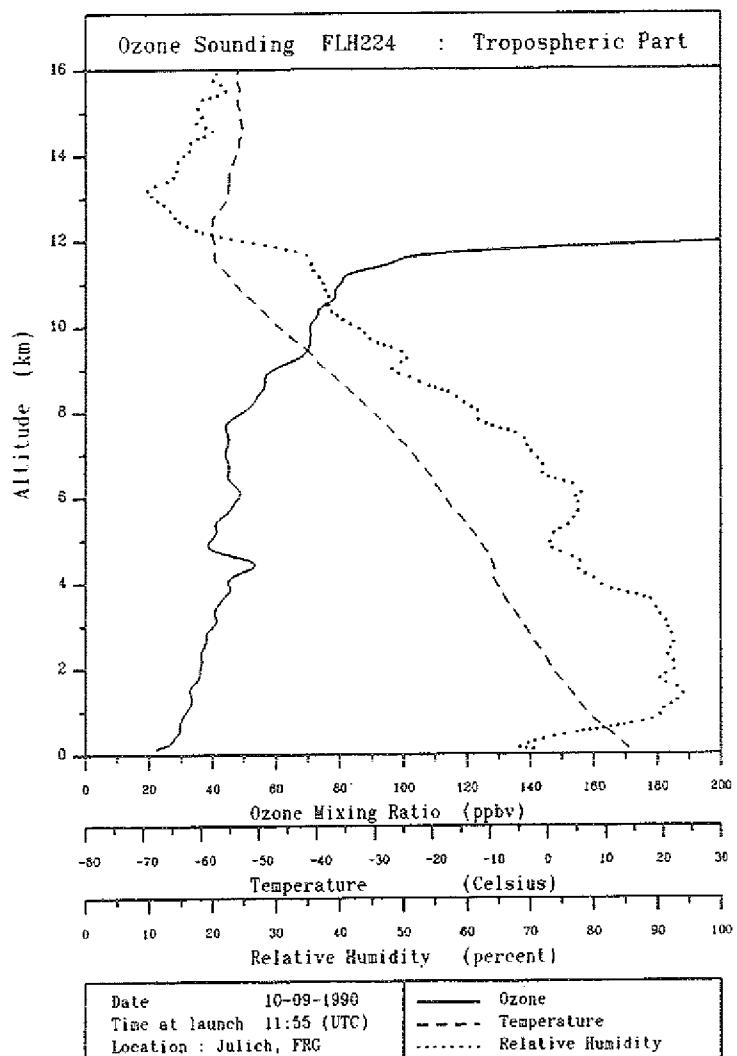


Abb. 21: Vertikales Profil von Ozon, Temperatur und relativer Feuchte gemessen am 10. September 1990 in Jülich (Smit et al., 1991).

Zum zweiten wird eine dynamische Tropopause mit einer thermischen Tropopause verglichen. Dies ist allerdings nur unabhängig von der MOZAIC-Tropopause möglich, da eine thermische Tropopause zu den MOZAIC-Daten nicht berechnet werden kann. Stattdessen wird dieser Teil der Untersuchung mit den Jülicher Vertikalsondierungen von 1990 durchgeführt. Für diese liegt sowohl ein gemessenes Temperaturprofil vor als auch ein aus den Analysen berechnetes PV-Profil. Damit kann der Unterschied zwischen thermischer und dynamischer Tropopause analysiert werden und auch der PV-Wert an der thermischen Tropopause neu bestimmt werden.

Die dynamische Tropopause

Es wurde bereits erwähnt, daß die Tropopausenhöhe auf zwei verschiedene Methoden bestimmt werden kann: nach einem thermischen oder einem dynamischen Kriterium. Die konventionelle thermische Definition verwendet die Diskontinuität der vertikalen Temperaturabnahme mit der Höhe. Die World Meteorological Organization (WMO) definiert die thermische Tropopause als tiefstes Niveau, in dem die vertikale Temperaturabnahme weniger als 2K/km erreicht und dieser Gradient über mindestens 2 km anhält (WMO, 1986). Diese thermische Definition hat den operationellen Vorteil, daß die Tropopausenhöhe aus einem einzigen Temperaturprofil bestimmt werden kann. Der Nachteil liegt in der Nicht-Erhaltung des vertikalen Temperaturgradienten in adiabatischen Prozessen und dem Vorhandensein von mehreren stabilen Schichten in der Nähe von Jet Streams (Reiter, 1975).

Reed und Danielsen zeigen, daß Werte der potentiellen Vorticity in der Stratosphäre um mindestens eine Größenordnung größer sind als in der Troposphäre (Reed, 1955; Reed and Danielsen, 1959). Da die Stratosphäre stabiler geschichtet ist als die Troposphäre, wird das Produkt aus der absoluten Vorticity und der thermischen Stabilität (=potentielle Vorticity) in der Stratosphäre größer. Dadurch existiert eine dynamische Tropopause, die durch einen scharfen Gradienten der potentiellen Vorticity charakterisiert wird. Nach WMO Empfehlung liegt die dynamische Tropopause in mittleren Breiten bei einem konstanten PV Wert von 1.6 PVU ($:=10^{-6} \text{ Km}^2/\text{kg/s}$) (WMO, 1986). Neuere Arbeiten haben allerdings ergeben, daß dieser Grenzwert im Vergleich zur thermischen Definition zwischen 1 und 5 PVU variiert. Durch die Verwendung von verschiedenen Datensätzen, verschiedenen Berechnungsmethoden und auch dadurch, daß die dynamischen Prozesse der Atmosphäre nur näherungsweise beschrieben werden können, kann kein exakter PV-Grenzwert als Tropopause definiert werden.

Fallstudien zur MOZAIC-Tropopause

Anhand von zwei MOZAIC-Flügen wird die MOZAIC-Tropopause zunächst im Einzelfall mit der Ozonkonzentration verglichen. Abb. 22 zeigt für zwei verschiedene MOZAIC-Flüge die Messungen der Flughöhe (gestrichelt), der Ozonkonzentration (gepunktet) und die berechnete MOZAIC-Tropopausenhöhe (durchgezogen). In Abb. 22a stimmen der Aufenthalt des Flugzeuges in Bezug auf die Tropopause und die Variation der Ozonkonzentration recht gut überein. Befindet sich das Flugzeug unterhalb der Tropopause, dann werden niedrige Ozonkonzentrationen gemessen, wie sie üblicherweise in der Troposphäre beobachtet werden. Beim Übergang des Flugzeuges in die Stratosphäre steigen die Ozonkonzentrationen auf 200-300 ppbv an. Bei genauerer Betrachtung weisen Tropopause und Ozonkonzentration dazu geringe Abweichungen auf. Der Anstieg der Ozonkonzentration erfolgt erst deutlich nach Eintritt in die Stratosphäre. In der Horizontalen entspricht dies einer Entfernung von etwa 300 km. Diese Abweichungen bei den Übergängen von der Troposphäre in die Stratosphäre und umgekehrt werden hauptsächlich von der räumlich und zeitlich schlechter aufgelösten Tropopausen-

höhe verursacht, deren horizontale Auflösung von 2.5 Grad genau in der Größenordnung der beobachteten Abweichungen liegt.

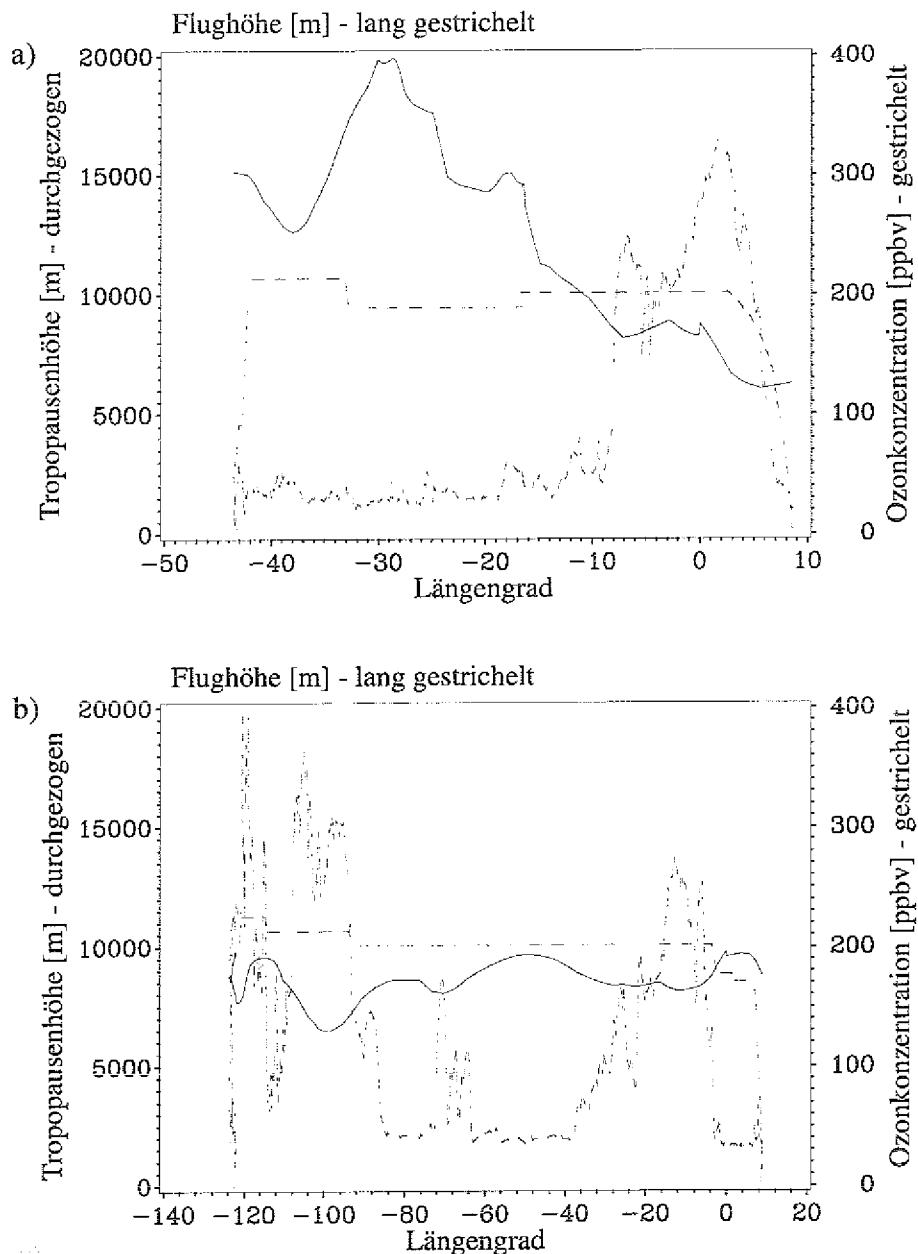


Abb. 22: Messungen zweier MOZAIC-Flüge a) m5010101 (Frankfurt nach Rio) und b) m5010503 (Frankfurt nach San Francisco): Flughöhe (gestrichelt), dyn. Tropopausenhöhe (durchgezogen) und Ozonkonzentration (gepunktet).

In Abb. 22b variiert die Ozonkonzentration zwischen hohen und niedrigen Werten, also typisch troposphärischen beziehungsweise stratosphärischen Werten, obwohl das Flugzeug sich der Tropopause nach nur in der Stratosphäre bewegt.

Widersprüchliche Angaben aus Ozonkonzentration und Tropopausenhöhe finden sich vor allem dort, wo der Abstand des Flugzeuges zur Tropopause nur gering ist. Eine leichte Anhebung der gesamten Tropopause würde die Übereinstimmung deutlich verbessern. Dies ist ein erstes Indiz dafür, daß die dynamische Tropopause bei PV=2.0 PVU zu niedrig liegt.

Die Ozonopause wird oft über den vertikalen Gradienten der Ozonkonzentration definiert. Da die Flugzeugmessungen aber keine vertikale Auflösung besitzen, kann für die folgende Untersuchung nur ein konstanter Ozonwert zur Trennung von troposphärischen und stratosphärischen Daten benutzt werden. Dieser Ozonwert, der im folgenden als Ozonopause verwendet wird, ist aus 90 vertikalen Sondierungen für Temperatur und Ozonkonzentration (Jülich 1990) berechnet. Dafür wird zunächst aus dem Temperaturprofil nach WMO-Kriterium die thermische Tropopause festgelegt und in gleicher Höhe wird der korrespondierende Ozonwert als Ozonopause betrachtet. In Abb. 23 sind für alle 90 Sondierungen die Ozonwerte an der thermischen Tropopause eingetragen.

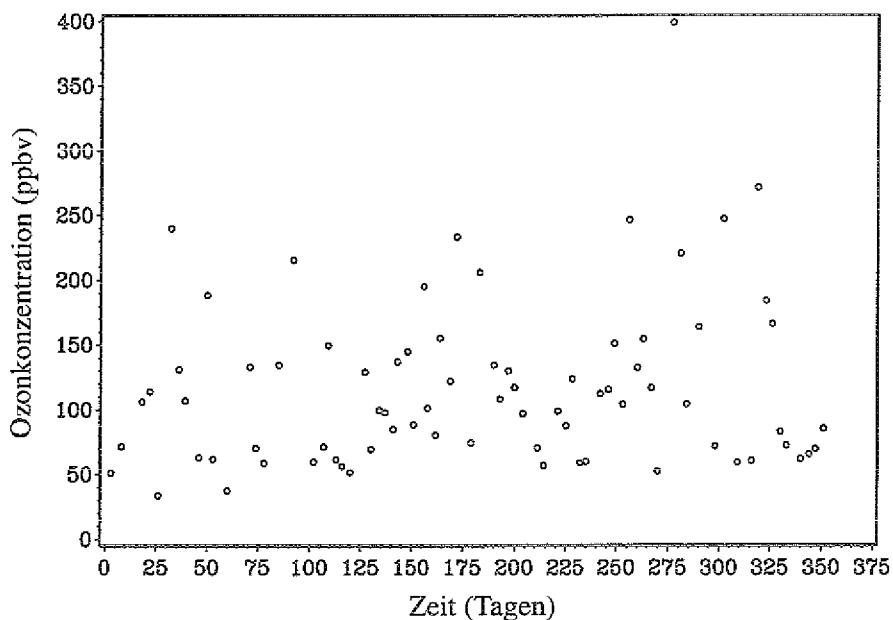


Abb. 23: Ozonwerte an der thermischen Tropopause; berechnet aus 90 Sondierungen, die 1990 in Jülich erstellt wurden. Der Jahresmittelwert beträgt: $127 \pm 92 \text{ ppbv}$.

Die Ozonwerte an der thermischen Tropopause weisen große Schwankungen auf. Diese werden durch den scharfen Gradienten des vertikalen Ozonprofils in Tropopausenhöhe verursacht. Ein nur geringer Versatz in der Höhe hat eine große Variation der Ozonkonzentration zur Folge (vgl. Abb. 21). Da troposphärische Werte aber in der Regel kleiner als 90 ppbv sind und stratosphärische größer 100-200 ppbv, kann das Ozonprofil trotzdem gut zur Identifikation der Tropopause

verwendet werden. Aus allen 90 Sondierungen ergibt sich dann ein mittlerer Ozonwert von 127 ppbv an der thermischen Tropopause. Die Standardabweichung ist aus oben genanntem Grund mit 92 ppbv groß. Für den Vergleich mit der dynamischen Tropopause wird im folgenden ein etwas gerundeter Grenzwert von 130 ppbv als Definition für die Ozonopause gewählt. Ozonkonzentrationen kleiner als 130 ppbv werden also der Troposphäre zugesortet und Ozonkonzentrationen größer als 130 ppbv der Stratosphäre. Sowohl die Ozonopause als auch die dynamische Tropopause werden auf die MOZAIC-Messungen angewandt, um die Anteile an troposphärischen und stratosphärischen Messungen in den MOZAIC-Daten zu bestimmen.

Die dynamische Tropopause legt 70 % der MOZAIC-Messungen in die Stratosphäre und entsprechend 30 % in die Troposphäre (Tabelle 1). Die Ozonopause hingegen teilt nur 51 % der Messungen in die Stratosphäre ein. Insgesamt werden 21 % aller Daten von Ozonopause und dynamischer Tropopause unterschiedlich plaziert: Für 20 % der Messungen liegt die dynamische Tropopause tiefer als die Ozonopause und für nur 1 % ist die Ozonopause tiefer.

Tabelle 1: Anteile der MOZAIC-Daten, die in der Troposphäre beziehungsweise in der Stratosphäre gemessen sind. Zur Einteilung wurden drei unterschiedliche Tropopausenkriterien verwendet.

	dyn. Tropopause (2.0 PVU)	Ozonopause (130 ppbv)	Ozonopause (90 ppbv)
Stratosphäre	70 %	51 %	62 %
Troposphäre	30 %	49 %	38 %

Bei der Verwendung eines konstanten Ozonwertes als Tropopausendefinition ergibt sich natürlich die Schwierigkeit, daß man mögliche STE-Prozesse außer Acht läßt. Wenn die dynamische Tropopause also hohe Ozonkonzentrationen in die Troposphäre einteilt, kann dies an einer schlechten dynamischen Tropopause liegen, aber auch in die Troposphäre intrudierte stratosphärische Luft belegen. Allerdings bringen Austausch-Prozesse genauso troposphärische Luftmassen in die Stratosphäre, wodurch im Mittel Abweichungen zwischen Ozonopause und dynamischer Tropopause in beide Richtungen entstehen sollten. Die beobachteten asymmetrischen Abweichungen von 20 % zu 1 % läßt eher auf einen systematischen Fehler schließen.

Dieser systematische Fehler kann entweder in einer zu hohen Ozonopause liegen oder in einer zu tiefen dynamischen Tropopause. Da die dynamische Tropopause nicht verschoben werden kann, wird eine kleinere Ozonkonzentration als Ozonopause verwendet, um die MOZAIC-Daten erneut nach Troposphäre und Stratosphäre einzuteilen. Die gleichen Rechnungen werden mit einer Ozonopause bei

90 ppbv durchgeführt (Tabelle 1), die bereits typischen troposphärischen Charakter hat. Trotzdem ergibt sich immer noch für 12 % der Daten eine tiefer liegende dynamische Tropopause. Dies ist das zweite Indiz dafür, daß die dynamische MOZAIC-Tropopause bei 2.0 PVU zu niedrig liegt.

Im zweiten Teil der Analyse werden die Jülicher Sondierungen (1990) verwendet, um thermische und dynamische Tropopause miteinander zu vergleichen. Die thermische Tropopause liegt direkt aus den Sondierungen vor, für die Bestimmung der dynamischen Tropopause wird aus den ECMWF-Analysen für jede Sondierung außerdem ein PV-Profil berechnet (vgl. Kap. 4.3). Abb. 24 zeigt für die 90 Sondierungen die Differenzen zwischen thermischer Tropopause aus den Sondierungen und dynamischer Tropopause aus den ECMWF-Analysen ($PV=2.0$). Die Differenz zwischen beiden Tropopausen beträgt im Jahresmittel -8 ± 71 hPa. Bei einer Standardabweichung von ± 71 hPa ist diese mittlere Differenz allerdings vernachlässigbar gering.

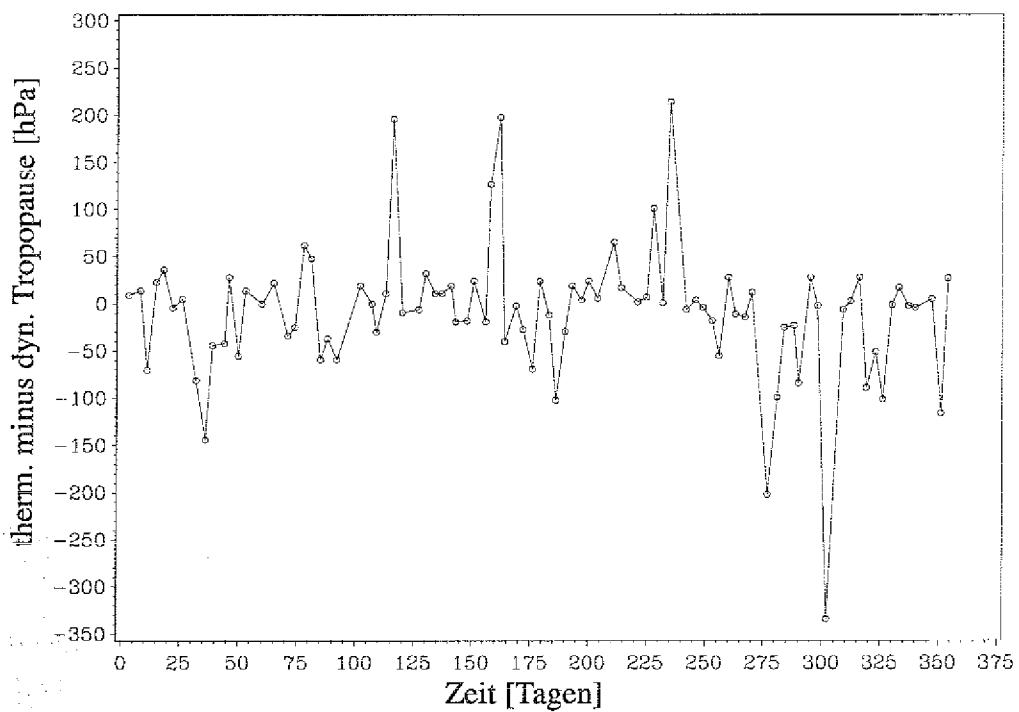


Abb. 24: Höhendifferenz zwischen der thermischen Tropopause aus 90 Sondierungen, Jülich 1990, und der dynamischen Tropopause aus ECMWF-Analysen ($PV=2.0$ PVU). Der Jahresmittelwert beträgt -8 ± 71 hPa.

In einigen Fällen betragen die Differenzen bis zu 350 hPa. Diese großen Höhenunterschiede zwischen beiden Tropopausen hängen ausschließlich mit einer unscharfen thermischen Tropopause zusammen. Der Temperaturgradient nimmt

in diesen Fällen in der Stratosphäre nach WMO-Kriterium nicht genügend zu oder wird innerhalb einer Höhe von 2 km noch einmal geringer, obwohl das Ozonprofil durch einen starken Gradienten deutlich den Übergang von der Troposphäre in die Stratosphäre zeigt. Der erwartete Einfluß von Tropopausenfaltungen ist dagegen nicht gut sichtbar. Für die Jülicher Sondierungen konnte in 1990 der Einfluß von nur einer einzigen Tropopausenfaltung nachgewiesen werden und zwar für das Profil am 13. Februar 1990 (Blonsky, 1997). Dieser Termin zeigt keine große Differenz zwischen thermischer und dynamischer Tropopause. Für die hier untersuchten PV-Profile liegt der mittlere PV-Wert an der thermischen Tropopause bei 2.5 PVU. Der MOZAIC-Wert von 2.0 PVU ist demnach leicht zu klein.

Ein zusätzlicher Vergleich der thermischen Tropopause mit den Jülicher Ozonprofilen ergibt, daß für etwa 15 % der Sondierungen selbst bei ungestörten Ozonprofilen Abweichungen zwischen Ozonopause und thermischer Tropopause bestehen. Das zeigt, daß für die Untersuchung dynamischer Prozesse die Verwendung der thermischen Tropopause allgemein nur eingeschränkt sinnvoll ist.

Analysen, die von anderen Gruppen durchgeführt wurden, ergeben ebenfalls höhere Werte der potentiellen Vorticity an der thermischen Tropopause, um die 3.0 PVU (Tabelle 2). Der Grund für die Unterschiede liegt an verschiedenen Faktoren, aber ein wesentlicher ist die begrenzte vertikale Auflösung der ECMWF-Analysen. An der Tropopause bei etwa 250 hPa liegen die Daten mit einer vertikalen Auflösung von 50 hPa vor. Dies ist ein Höhenunterschied von mehr als einem Kilometer zwischen zwei Niveaus. Alle Berechnungen hängen daher stark von der Interpolationsmethode zwischen den Niveaus ab.

Tabelle 2: Literaturangaben zum PV-Wert an der thermischen Tropopause.

PV-Wert [PVU]	Autor	Datensatz
1.6	Danielsen, 1968	
größer 2.0	Grawe and Dameris, 1996	2 Monate in 10 Jahre, global
3.0	Blonsky, 1997	6 a an 3 Stationen und 3 a an 1 Station
3.5	Hoerling et al., 1991	1 Monat, global

Insgesamt muß man im weiteren bei der Verwendung der MOZAIC-Tropopause berücksichtigen, daß diese eher zu tief liegt. Für die Untersuchung des Stratosphären-Troposphären-Austausches in dieser Arbeit hat dies folgende Konsequenzen: bei einem troposphärische Eintrag in die Stratosphäre wird die ausgetauschte Luftmasse aufgrund der zu tief liegenden Tropopause überschätzt und bei einem stratosphärischen Eintrag in die Troposphäre wird die intrudierte Luftmasse hingegen unterschätzt.

5.3. Ozon- und Wasserdampfklimatologie in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre

Mithilfe der MOZAIC-Daten erfolgt die Analyse des STE im Jetbereich zum ersten Mal über die statistische Analyse von Konzentrationsverteilungen. In den Konzentrationsverteilungen wird der STE dadurch sichtbar, daß die Konzentrationen von Ozon und Feuchte in der Stratosphäre und der Troposphäre sehr unterschiedlich sind. Voraussetzung für die Beurteilung der Transportprozesse im Jet Stream ist, daß die vom Stratosphären-Troposphären-Austausch ungestörten Verteilungen bekannt sind. Als Grundlage für alle weiteren Untersuchungen wird deshalb zunächst eine allgemeine Klimatologie in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre erstellt. Diese Klimatologie umfaßt die Ozonkonzentration, die relative und spezifische Feuchte und die Temperatur für den Zeitraum von Dezember 1994 bis November 1995 im rein maritimen nordatlantischen Bereich. Die Einteilung der Daten nach Troposphäre und Stratosphäre erfolgt nach der dynamischen Tropopause für $PV=2.0$ PVU. Die Messungen der oberen Troposphäre liegen somit zwischen 10 km und Tropopause und die Messungen der unteren Stratosphäre zwischen Tropopause und 12 km. Daten zwischen 9-10 km liegen so gut wie nicht vor, werden aber trotzdem in die Rechnungen mit einbezogen.

Stratosphärische Luft charakterisiert sich durch hohe Ozonkonzentrationen und geringe Feuchten. Da die relative Feuchte temperaturabhängig ist, besagt sie nichts über den tatsächlichen Wasserdampfgehalt einer Luftmasse. Bei gleichem Wasserdampfgehalt besitzt Luft bei einer hohen Temperatur eine geringere relative Feuchte als bei einer niedrigen Temperatur. Ausschlaggebend für den Einfluß auf den Strahlungshaushalt ist aber nicht die relative Luftfeuchtigkeit sondern die Wasserdampfmenge, die in der Troposphäre vorhanden ist und Strahlung absorbieren kann. Daher wird neben der relativen Feuchte auch das Mischungsverhältnis, also die spezifische Feuchte, betrachtet. Auch die spezifische Feuchte ist insofern von der Temperatur abhängig, als das bei hohen Temperaturen mehr Wasser verdampft wird und bei niedrigen Temperaturen die Luft eher gesättigt ist und daher eher Wasser ausregnet. Diese Temperaturabhängigkeit zeigt sich vor allem in jahreszeitlichen Entwicklungen. Aufgrund dieser Abhängigkeiten wird zusätzlich die Temperaturverteilung betrachtet, um die Ursachen einer troposphärischen Feuchteveränderung zu bestimmen, d.h. Temperaturänderung oder stratosphärischer Eintrag.

Bereits sehr gut bekannt sind die Klimatologien der Temperaturverteilung. Auch Ozonmessungen stehen in der oberen Troposphäre über Sondierungen zur Verfügung, aber weniger bekannt sind Klimatologien zur Feuchteverteilung. Die regelmäßig durchgeführten Vertikalsondierungen erlauben gute Feuchte-Messungen bis zu einer Höhe von etwa 6 km. Oberhalb davon werden die Feuchtesensoren oft sehr ungenau. Innerhalb von MOZAIC sind die Sensoren besonders auf die obere Troposphäre geeicht, um die hier vorhandene Datenlücke zu schließen. Die Verteilungen der Feuchten aus den MOZAIC-Daten ergänzen daher vor allem die in der Literatur vorhandenen Klimatologien der beiden anderen Größen. Die

bekannte Verteilung der Temperatur kann hingegen genutzt werden, um charakteristische Eigenschaften der MOZAIC-Daten zu erkennen. Im Vergleich mit bereits vorhandenen Klimatologien werden Signaturen deutlich, die nicht dynamisch oder chemisch bedingt sind, sondern durch das Flugverhalten und die Datenzusammensetzung entstehen.

Histogramme

Abb. 25 zeigt für die vier Parameter die Histogramme der Datenverteilungen oberhalb von 9 km. Diese Histogramme enthalten sowohl troposphärische als auch stratosphärische Daten. Die Verteilung der spezifischen Feuchte hat ein Maximum um 0.03 g/kg mit steilem Anstieg von kleinen Werten herauf und mit exponentiellem Abfall zu größeren Werten hin. Der Mittelwert ist aufgrund der asymmetrischen Verteilung verschoben und liegt bei 0.041 mit einer Standardabweichung von ± 0.039 g/kg. Die troposphärischen und stratosphärischen Daten sind in dieser Verteilung nicht voneinander zu unterscheiden. Die spezifische Feuchte nimmt mit der Höhe exponentiell ab, dadurch gehen troposphärische und stratosphärische Verteilung kontinuierlich ineinander über. Die stratosphärischen Daten besitzen einen Mittelwert von 0.028 ± 0.023 g/kg und die niedrigen Konzentrationen der gesamten Verteilung gehören überwiegend in die Stratosphäre. Größere Werte als 0.08 g/kg sind in der Stratosphäre selten gemessen. Der troposphärische Mittelwert liegt bei 0.068 ± 0.050 g/kg. Der Exponentialabfall der troposphärischen Messungen ist verglichen mit der stratosphärischen Verteilung sehr flach und reicht bis zu einem maximalen Wert von 0.048 g/kg. Da die Feuchte ihre Quelle am Erdboden besitzt, kann troposphärische Luft sehr viel feuchter sein als stratosphärische und in Einzelfällen sehr große Werte annehmen.

Die Verteilung der relativen Feuchte zeigt eine bimodale Struktur, die durch den Beitrag von troposphärischen und stratosphärischen Daten entsteht. Das Vertikoprofil der relativen Feuchte besitzt an der Tropopause eine Diskontinuität, so daß stratosphärische und troposphärische Feuchten sich unterscheiden. Die Verteilung zeigt, daß wenige Prozent der relativen Feuchte nicht zwischen 0-100 % liegen. Im folgenden werden alle abweichenden Daten auf 0 % herauf beziehungsweise auf 100 % herunter gesetzt (vgl. Kap. 4.1). Das stratosphärische Mittel der Verteilung liegt bei 25 ± 22 % und das troposphärische bei 49 ± 21 %.

Abb. 26 zeigt die Profile für relative und spezifische Feuchte. Die Profile sind aufgetragen relativ zur dynamischen Tropopause, so daß nur troposphärische und nur stratosphärische Messungen miteinander gemittelt werden. Das Profil der relativen Feuchte zeigt an der Tropopause einen diskontinuierlichen Übergang zweiter Ordnung. Innerhalb der Troposphäre oder Stratosphäre variiert das Jahresmittel der relativen Feuchte nur geringfügig. Dies führt in der Datenverteilung zu der angesprochenen bimodalen Struktur. Das Profil der spezifischen Feuchte (H_2O -Gehalt) hingegen besitzt einen kontinuierlichen Übergang an der Tropopause. In der Troposphäre nimmt der H_2O -Gehalt mit der Höhe und mit wachsendem Abstand zur Quelle exponentiell ab. In der Stratosphäre bleibt der H_2O -Gehalt fast konstant und das Maximum der H_2O -Verteilung liegt bei kleinen spe-

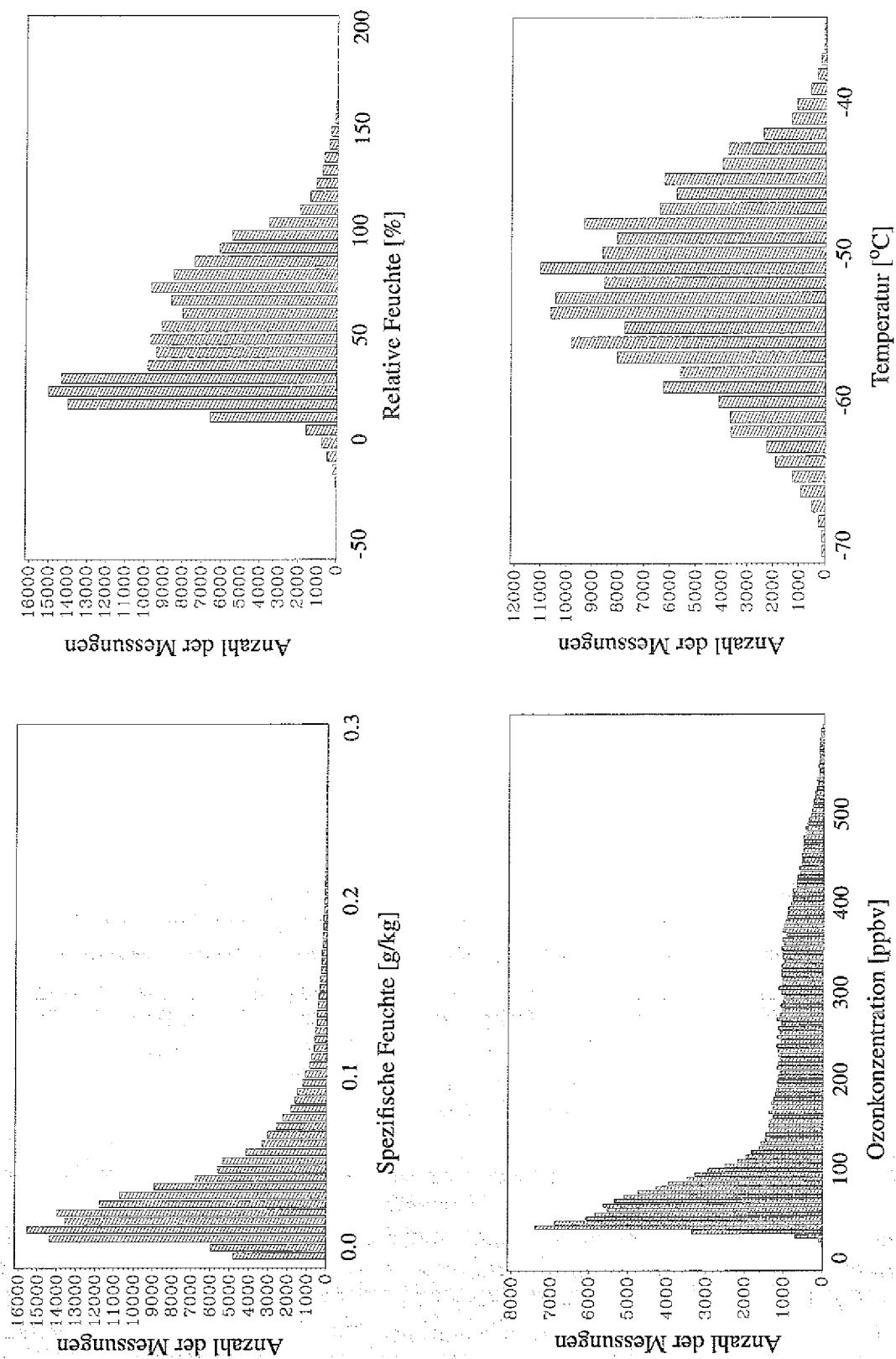


Abb. 25: Histogramme für die Datenverteilung von Ozonkonzentration, rel. Feuchte, spez. Feuchte und Temperatur; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94-Nov. '95.

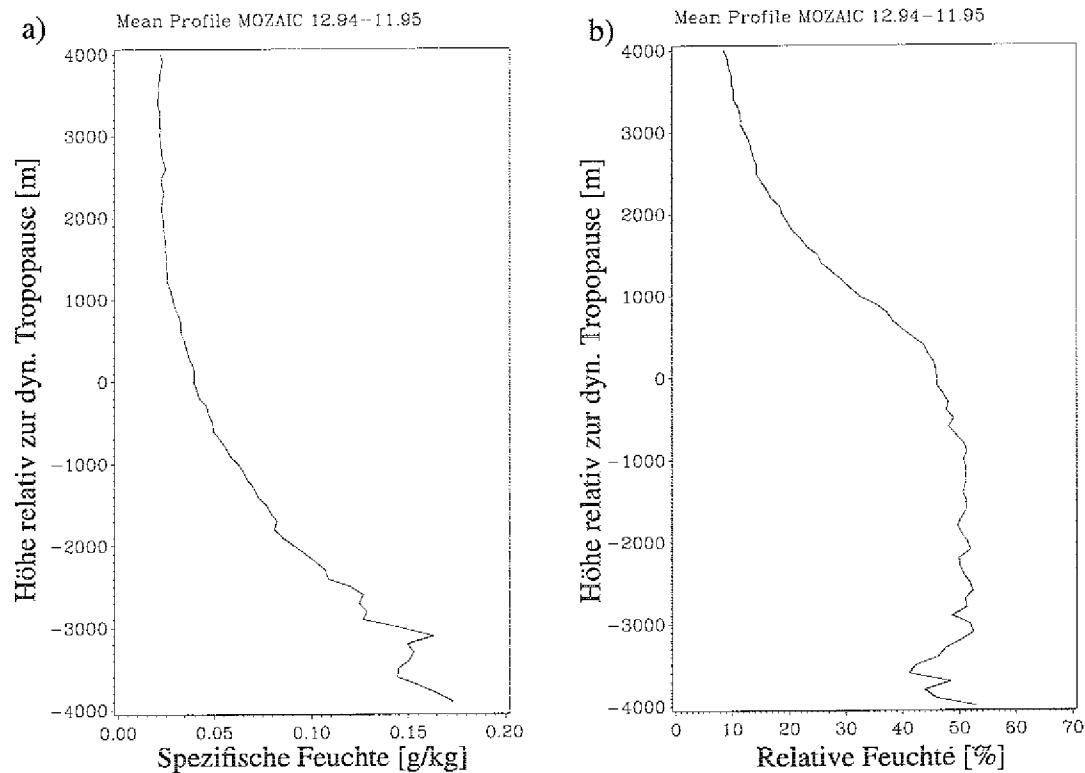


Abb. 26: Vertikalprofile a) der spezifischen und b) der relativen Feuchte im Jahresmittel relativ zur Tropopause; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

zifischen Feuchten. Diese Verhältnisse machen die relative Feuchte zu einem besseren Tracer für stratosphärische Luft als die spezifische Feuchte.

Das mittlere Ozonprofil hat ebenfalls wie die relative Feuchte eine Diskontinuität an der Tropopause. In der Stratosphäre steigt die Ozonkonzentration mit zunehmender Höhe an (Abb. 27). Die Datenverteilung für alle Höhen setzt sich daher aus einem troposphärisch verursachten Ozonmaximum um 50 ppbv und einer Gleichverteilung bei hohen, stratosphärischen Konzentrationen zusammen. Eine Hintergrundkonzentration von 25 ppbv wird nur in Einzelfällen unterschritten. Die troposphärische Verteilung hat einen Mittelwert von 65 ± 34 ppbv. Vereinzelt kommen auch in der Troposphäre Werte bis zu 482 ppbv vor, sowie in der stratosphärischen Verteilung (mit einem Mittelwert bei 236 ± 143 ppbv) auch Werte unterhalb von 100 ppbv. Diese Abweichungen von typischen troposphärischen beziehungsweise stratosphärischen Konzentrationen wurden bereits in Kapitel 5.2 diskutiert. Ein Stratosphären-Troposphären-Austausch kann die Ursache für diese Abweichungen sei, aber auch die schlechte Auflösung der Tropopause (sowohl zeitlich als auch räumlich) im Vergleich zu den sehr gut aufgelösten MOZAIC-Daten.

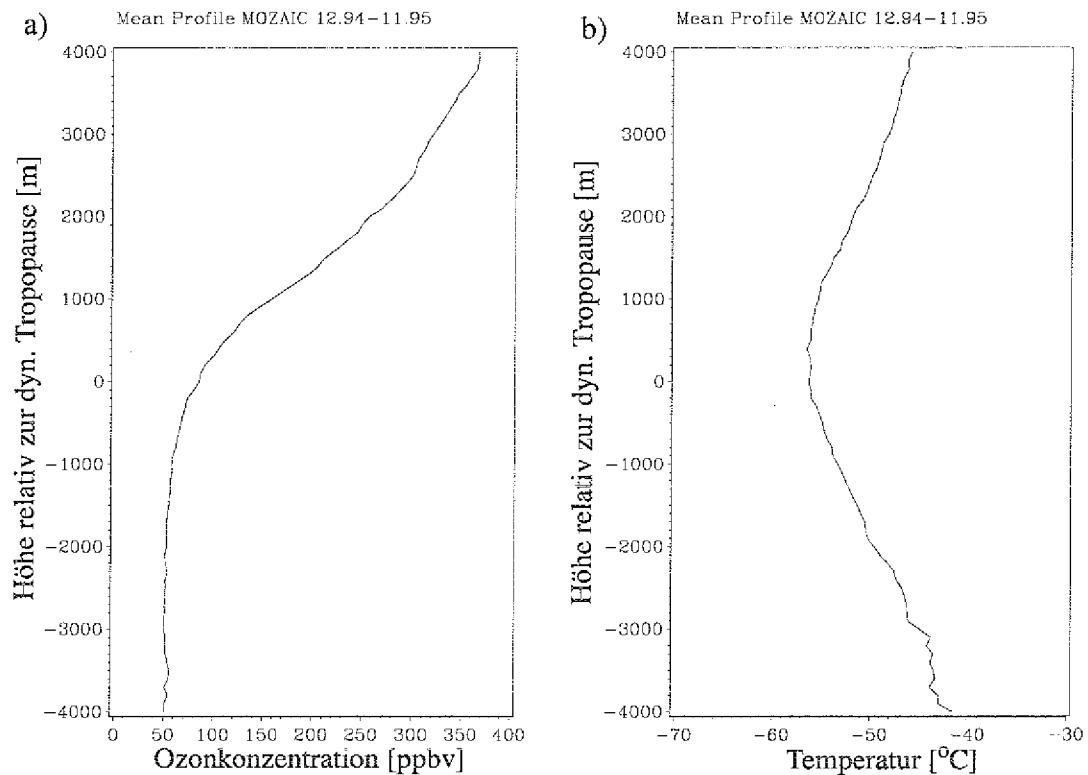


Abb. 27: Vertikalprofile a) der Ozonkonzentration und b) der Temperatur im Jahresmittel relativ zur Tropopause; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94-Nov. '95.

Die Datenverteilungen der Temperatur in der Troposphäre und Stratosphäre sind nahezu identisch. Der Mittelwert liegt bei $-53^{\circ}\text{C} \pm 6$ mit einer symmetrischen Verteilung etwa zwischen -70 und -35°C . Diese ähnlichen Verteilungen entstehen, da die Temperatur in Tropopausenhöhe ein Minimum besitzt, und im MOZAIC-Profil - schwächer als sie in der Troposphäre mit der Höhe abnimmt - in der Stratosphäre wieder zunimmt (Abb. 27). Dies entspricht nicht dem Temperaturprofil, daß in mittleren Breiten im Mittel vorliegt. Das Jülicher Temperaturprofil zeigt, daß die Temperatur in der unteren Stratosphäre nur ganz leicht wieder zunimmt, um maximal 2 K (Abb. 28). Auch die Standardatmosphäre besitzt ein Temperaturprofil, das von Tropopausenhöhe bei etwa 11 km bis 20 km Höhe Isothermie aufweist. Erst dann nimmt die Temperatur wieder mit der Höhe zu. Das MOZAIC-Temperaturprofil besitzt abweichend in der Stratosphäre einen starken Temperaturgradienten von 6 K/4 km. Hier wird der Einfluß der Datenzusammensetzung in den MOZAIC-Messungen deutlich sichtbar.

Die MOZAIC-Profile setzen sich nicht aus vollständigen Vertikalprofilen zusammen, sondern nur aus einzelnen Messungen in verschiedenen Höhen. Verschiedene synoptische Situationen werden daher in der Vertikalen nicht vollständig

erfaßt, sondern nur punktuell zusammengetragen. Bei Hochdruckwetterlagen zum Beispiel liegt die Tropopause generell sehr hoch und die Flugzeuge bewegen sich im Mittel in der oberen Troposphäre. Die Daten im Vertikalprofil, die weit unterhalb der Tropopause gemessen sind, gehören somit im Mittel zu Hochdruckwetterlagen.

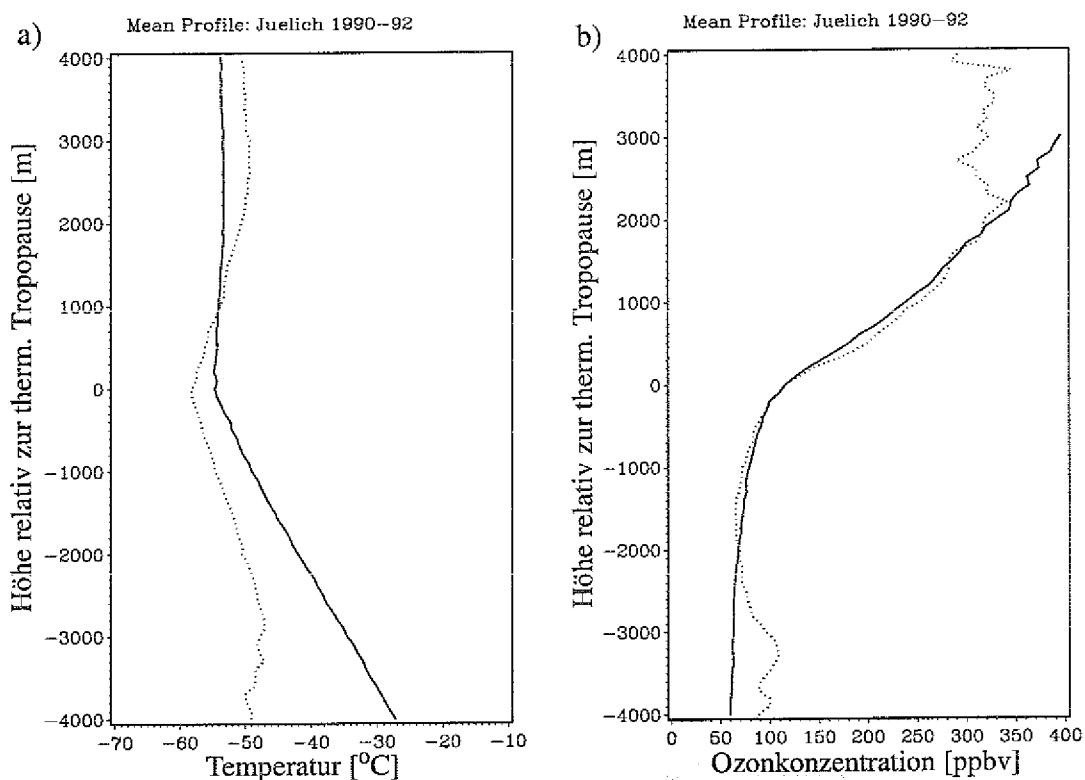


Abb. 28: Vertikalprofile a) der Temperatur und b) der Ozonkonzentration im Jahresmittel relativ zur thermischen Tropopause aus den Jülicher Sondierungen von 1990-92. Die vollständigen Profile sind durchgezogen. Die gestrichelten Profile setzen sich nur aus Daten zwischen 10-12 km Höhe zusammen.

Der wesentliche Unterschied zur bekannten mittleren vertikalen Temperaturverteilung entsteht dadurch, daß das MOZAIC-Profil sich nur aus Daten zusammensetzt, die zwischen 10-12 km Höhe aufgenommen werden. Daß trotzdem die Darstellung von einem größeren vertikalen Bereich möglich ist, liegt an der variierenden Tropausenhöhe. Abb. 28 zeigt, wie sich die mittleren Profile verändern (hier Jülich 1990-1992), wenn nicht mehr die Daten gleichermaßen aus allen Höhen zusammengetragen werden, sondern nur noch die aus 10-12 km Höhe. Daten bei $z=-4$ km unterhalb der Tropopause können im MOZAIC-Profil nur gemessen werden, wenn die Tropopause sehr hoch liegt, also bei mindestens 14 km Höhe. Die mittlere Höhe von $z=-4$ km beträgt in Jülich hingegen 6.7 km

und liegt damit deutlich tiefer. Da unterschiedlich hohe Tropopausen eine Temperaturabhängigkeit besitzen (hohe Tropopausen sind kälter als tiefe Tropopausen) ist die Temperatur im Jülicher Profil bei $z=-4$ km etwa 15 K größer als im MOZAIC-Profil. Das umgekehrte gilt im Profil für die Daten bei $z=+4$ km oberhalb der Tropopause. Die MOZAIC-Messungen bei $z=+4$ km gehören ausschließlich zu tiefen Tropopausen, die mindestens 8 km tief ist. Die Temperatur an einer so tiefen Tropopause ist in der Regel höher als die an einer hohen Tropopause, wodurch die Temperatur bei $z=+4$ km im MOZAIC-Profil wärmer wird als im Jülicher Profil. Die MOZAIC-Temperaturprofile sind daher in großer Entfernung zur Tropopause nicht mehr repräsentativ. Nur um die Tropopause herum ist der MOZAIC-Datensatz statistisch gut belegt, da die mittlere Tropopausenhöhe mit der mittleren Flughöhe übereinstimmt.

Auch für das Ozonprofil entstehen durch die Datenzusammensetzung einige Abweichungen (Abb. 28). Diese werden erst in einem Abstand von ± 2 km von der Tropopause bedeutend. Dazwischen sind die Übereinstimmungen sehr gut, da die Konzentrationsverteilungen weniger von der Tropopausenhöhe abhängen als die Temperatur. Wohl hat eine vertikale Verschiebung der Tropopause auch immer gleichzeitig eine Verschiebung von stratosphärischen und troposphärischen Luftmassen zur Folge. Dieser ist aber im Vergleich zur Temperaturänderung sehr gering.

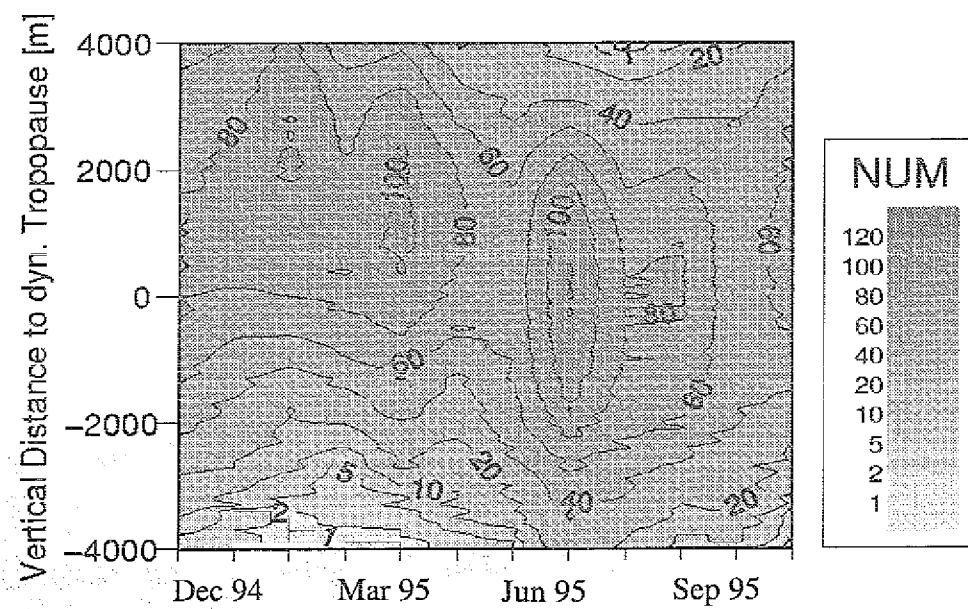


Abb. 29: Anzahl von Flügen relativ zur Tropopause im Monatsmittel (gemittelt pro Monat und pro 100 m in der Vertikalen); MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94-Nov. '95.

Jahreszeitenabhängige Profile

Die betrachteten vier Parameter besitzen alle eine jahreszeitliche Abhängigkeit. Um diese zu untersuchen, werden die Jahresprofile in Monatsprofile aufgespalten und jeweils in einem Hovmöllerdiagramm zusammengefaßt. Der vorherige Abschnitt hat gezeigt, daß die Konzentrationen auch vom Abstand zur Tropopause abhängen. Aufgrund der monatlich varierenden Datenzusammensetzung, ist es nicht sinnvoll, über alle troposphärischen oder alle stratosphärischen Daten insgesamt zu mitteln. Bei gleichbleibender Flughöhe, aber jahreszeitenabhängiger Tropopausenhöhe ist das troposphärische Mittel im Sommer in einem größeren Abstand zur Tropopause aufgenommen als im Winter. Parameter mit einer höhenabhängigen Konzentration bekommen dadurch bei der Berechnung von Monatsmitteln eine Signatur, die durch die Flugeigenschaften entsteht. Im folgenden werden die Messungen weiterhin im Abstand relativ zur Tropopause betrachtet.

Abb. 29 zeigt zunächst die Anzahl der Flüge, die zu den einzelnen Monatsprofilen beitragen. Wie auch aus Abb. 20 (Anteil von troposphärischen und stratosphärischen Daten für die Jahreszeiten) folgt, werden im Winter und Frühjahr die Messungen hauptsächlich in der Stratosphäre aufgenommen. Unterhalb von $z=-3$ km relativ zur Tropopause ist die Datenbelegung nicht mehr ausreichend. Im Sommer hingegen werden geringfügig mehr Messungen in der Troposphäre als in der Stratosphäre erstellt. Auch bei $z=-4$ km ist die Belegung mit über 20 Flügen noch genügend. Dafür ist die Belegung bei $z=+4$ km in der Stratosphäre schlechter. Wie das veränderte Ozonprofil der Jülicher Sondierungen (Höhen nur zwischen 10-12 km) verdeutlicht (Abb. 28), entstehen bereits bei $z=\pm 2$ km Abweichungen vom vollständigen Profil, wenn nur Messungen in den Höhen zwischen 10-12 km betrachtet werden. Die MOZAIC-Messungen außerhalb dieses Bereiches sind für die entsprechende Höhe bezüglich der Tropopause nicht mehr uneingeschränkt repräsentativ.

Die Temperatur liegt in Tropopausenhöhe im Winter bei -56 bis -58°C (Abb. 30). Im Mai findet ein auffällig sprunghafter Anstieg auf -54°C statt. Bis Oktober bleibt die Temperatur nahezu unverändert. Dann tritt eine ebenso sprunghafte Abnahme auf. Die Jülicher Profile zeigen leichte Unterschiede. Hier ist die Tropopause im Frühjahr wärmer als im Herbst. Und im Sommer ist die Temperatur um noch 2 K wärmer. Dieser Unterschied entsteht durch den Vergleich von maritimen mit kontinentalen Profilen. Im Frühjahr erwärmt sich mit zunehmender Sonneneinstrahlung der Kontinent schneller als der Atlantik. Konvektive Prozesse sind dadurch über Land stärker und die kontinentale Tropopause ist bereits wärmer.

Der recht sprunghafte Anstieg (Abfall) der Temperatur im Frühjahr (Herbst) wird abgesehen von dem Jahressgang der Sonneneinstrahlung noch durch einen anderen Prozeß verstärkt. Und zwar nimmt der Polarjet jahreszeitenabhängig eine unterschiedliche mittlere Position ein. Im Winter liegt der Flugkorridor (40° - 60° N), in dem hauptsächlich die Daten gemessen werden, südlich der mittleren Jetposition

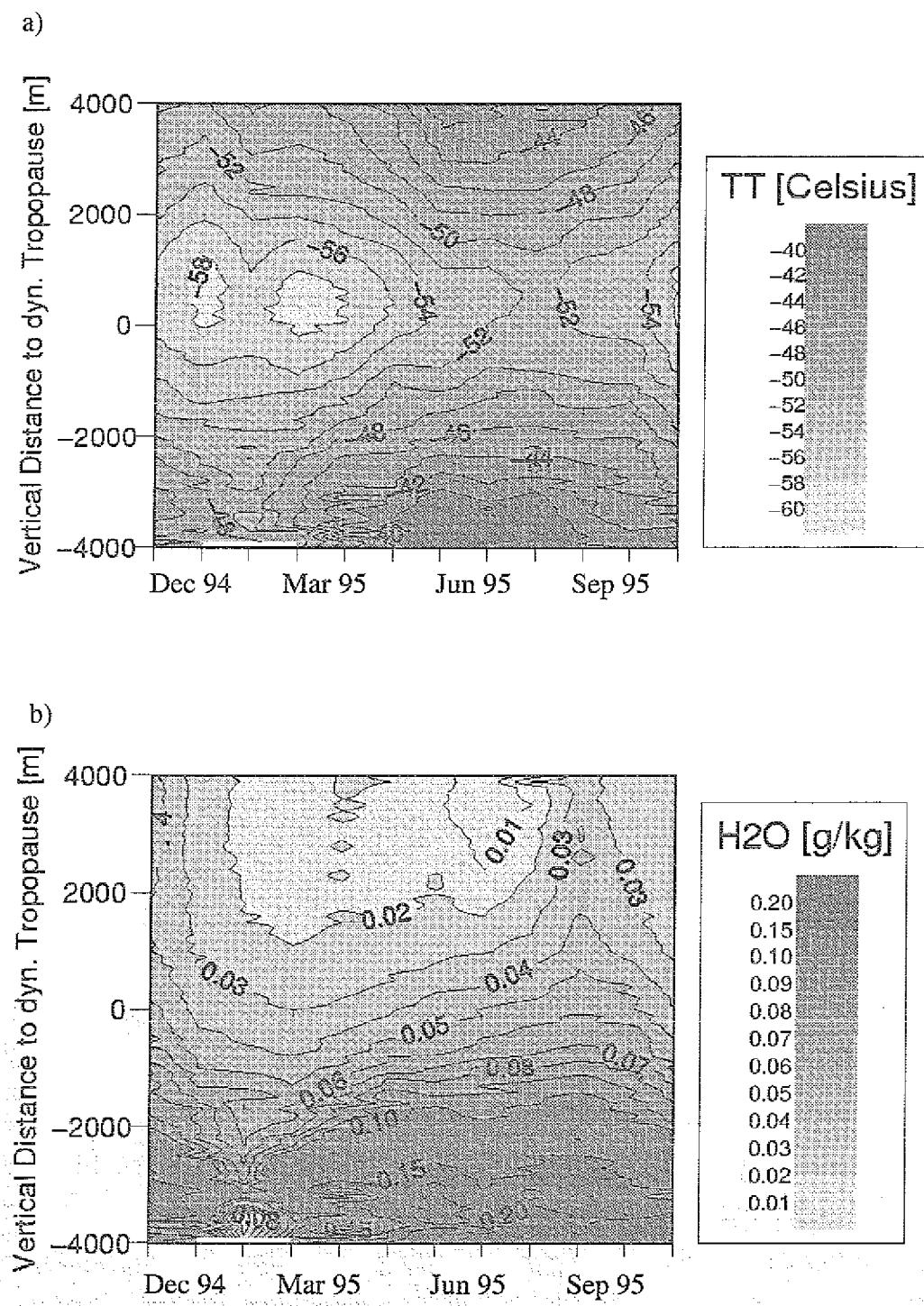


Abb. 30: Verteilung a) der Temperatur [$^{\circ}$ Celsius] und b) der spezifischen Feuchte [g/kg] relativ zur Tropopause im Monatsmittel; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

bei 70° N. Im Sommer liegt der Flugkorridor nördlich der mittleren Jetposition bei 40° N (Speth and Madden, 1987). Durch die Verschiebung des Jets im Frühjahr und Herbst wechselt auch die Messung der vier Parameter von der polaren in die subtropische Luft und umgekehrt.

Die Temperaturverteilung zeigt also zwei Effekte: die jahreszeitenabhängige Sonneneinstrahlung und den Wechsel zwischen polaren und subtropischen Luftmassen. Oberhalb der Tropopause bleibt die Temperatur bis $z=+1.5$ km unverändert und im Winter nimmt sie sogar geringfügig weiter ab. Tatsächlich entspricht der Unterschied zwischen Sommer und Winter den in der Atmosphäre beobachteten Verhältnissen (Sissenwine, 1969). Allerdings hält dort die Temperaturabnahme oberhalb der Tropopause im Winter über mehrere Kilometer an. Die MOZAIC-Daten zeigen dagegen eine weitere Abnahme nur über etwa 1 km. Dies hängt mit der bereits diskutierten Zusammensetzung der Daten nur zwischen 10-12 km Höhe zusammen. Auch in den Temperaturgradienten der Troposphäre und der Stratosphäre ist dieser Einfluß zu erkennen. Sie stimmen nicht mit dem Standardprofil überein, das in der Troposphäre eine Temperaturabnahme von 6.5 K/km besitzt.

Die Monatsprofile der Ozonverteilung zeigen im wesentlichen folgende Entwicklung (Abb. 31): In der Troposphäre besitzt die Ozonkonzentration ein Sommermaximum von Mai bis August (größer 60 ppbv). Schon im Februar wird die Ozonkonzentration größer als 40 ppbv. Die Korrelation mit der Strahlungszunahme im Sommer lässt auf photochemisch produziertes Ozon schließen. In Tropopausenhöhe wird die Ozonkonzentration im Sommer sogar größer als 80 ppbv. Dieser Anstieg ist aber nicht ausschließlich photochemisch produziert sondern entsteht auch durch dynamische Prozesse. Die Ozonkonzentration an der Tropopause ist nämlich positiv korreliert mit der Tropopausenhöhe. Wenn sich im Frühjahr und Sommer die Tropopause im Mittel anhebt, verringert sich die Luftmasse der unteren Stratosphäre. Dabei wird stratosphärische Luft in die Troposphäre verschoben und - anschaulich erklärt - die Tropopause bewegt sich in die Stratosphäre zu höheren Ozonwerten hin. Im Herbst, wenn sich die Tropopause im Mittel wieder absenkt, bewegt sie sich zu niedrigeren, troposphärischen Ozonkonzentrationen hin. Dabei wird troposphärische Luft in die Stratosphäre transportiert.

In der Stratosphäre besitzt die Ozonverteilung kein Sommermaximum sondern ein Frühjahrsmaximum. Die stratosphärische Ozonverteilung in mittleren Breiten wird dabei hauptsächlich von zwei Prozessen beeinflußt. Zum einen ist im Winter das *downward-pumping*, welches der Motor für die Meridionalzirkulation ist, durch diabatische Abkühlung am größten (vgl. Kap. 2.6). Dabei werden in der Stratosphäre Luftmassen mit hohen Ozonkonzentrationen in die untere Stratosphäre bewegt. Als Folge ist die Ozonkonzentration in der unteren Stratosphäre im Frühjahr am größten. Die photochemische Ozonproduktion in mittleren Breiten, die natürlich im Sommer am größten ist, wird überlagert durch die Transporte der Meridionalzirkulation. Diese transportiert ozonreiche Luft aus den Tropen über die Stratosphäre in höhere Breiten, wo sie wieder absinken. Dieser Zyklus benötigt 2-3 Jahre und das Absinken ist in der Nordhemisphäre um etwa drei

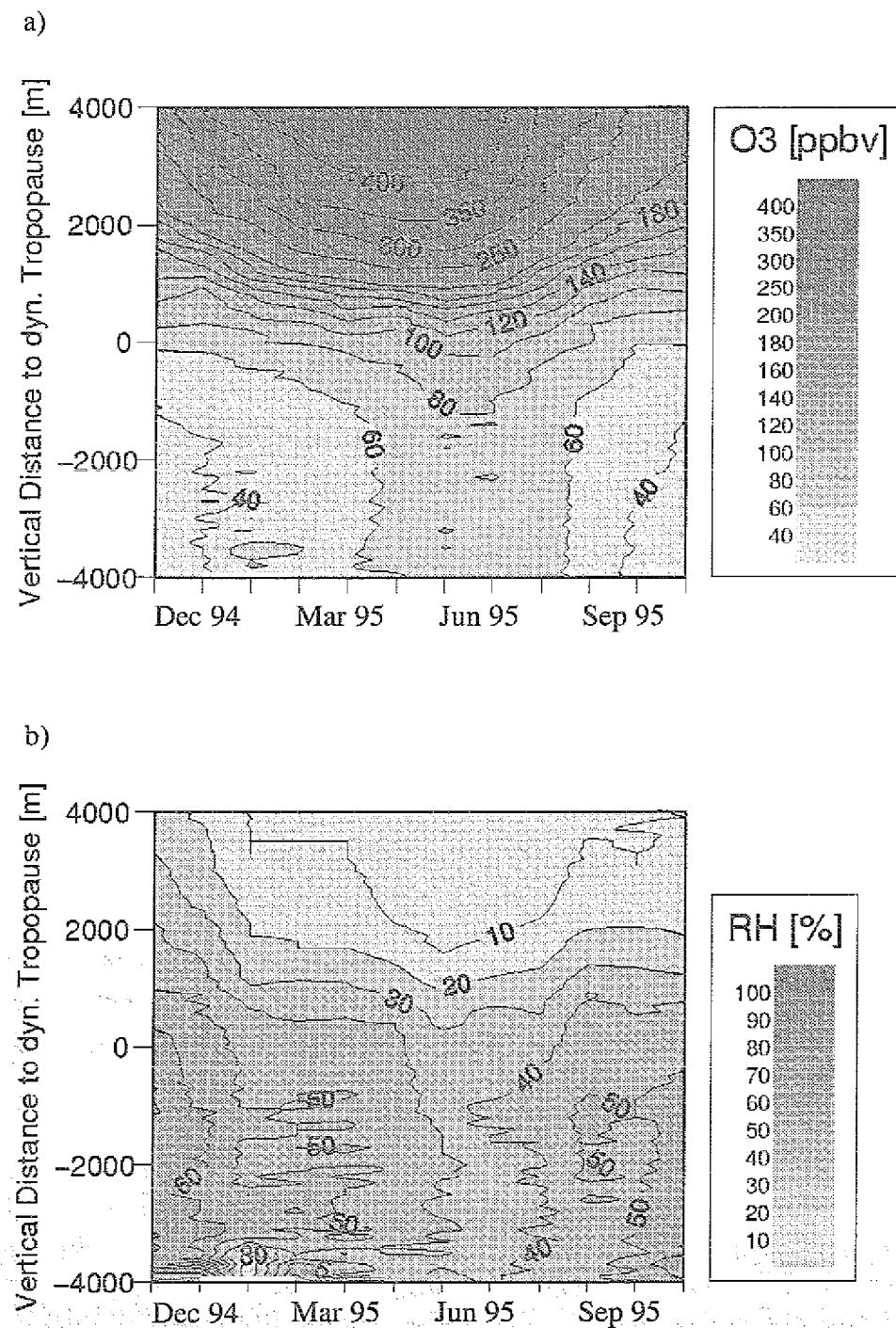


Abb. 31: Verteilung a) der Ozonkonzentration [ppbv] und b) der relativen Feuchte [%] relativ zur Tropopause in Monatsmitteln; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

Monate versetzt (Rosenlof, 1995). Das tropische Sommermaximum erreicht deshalb die mittleren Breiten erst im Winter. Diese Prozesse zusammen verursachen in den Monatsprofilen (Abb. 31a) eine Verschiebung des strahlungsbedingten stratosphärischen Ozonmaximums vom Sommer in das Frühjahr.

Die spezifische Feuchte (Abb. 30b) zeigt ein gegenläufiges Verhalten zur Ozonverteilung, da die Quelle der Feuchte nicht die Stratosphäre ist sondern die untere Troposphäre. Im Sommer wird aufgrund der höheren Temperaturen mehr Wasser verdampft und in der oberen Troposphäre ist im Sommer mehr Wasserdampf enthalten als im Winter. Das Sommermaximum des Ozons in Tropopausenhöhe ist für den Wasserdampfgehalt in den Herbst verschoben. Dann nämlich nimmt die Luftmasse der unteren Stratosphäre mit sinkender mittlerer Tropopausenhöhe wieder zu und troposphärische feuchte Luft wechselt in die Stratosphäre.

Die relative Feuchte (Abb. 31b) zeigt ein zusammengesetztes Bild der Ozon- und spezifischen Feuchte- Verteilung. Zwar ist geringe relative Feuchte ein Tracer für stratosphärische Luft, aber die relative Feuchte ist über die Temperatur mit der spezifischen Feuchte gekoppelt. In der Stratosphäre nimmt die relative Feuchte analog zur Ozonkonzentration im Februar aufgrund des *downward-pumping* ab. Diese Abnahme verstärkt sich aber noch von Mai bis August, wenn nämlich die Temperatur in der Stratosphäre noch weiter zunimmt. Obwohl der Wasserdampfgehalt durch die höheren Temperaturen im Sommer größer ist als im Winter, kann die relative Feuchte im Sommer in Tropopausenhöhe minimal sein.

Breitenabhängige Verteilungen

Zwischen Äquator und Pol kann man drei Luftmassenbereiche unterscheiden: tropische Luft, subtropische Luft und polare Luft. Diese Luftmassen werden von der Subtropenfront und der Polarfront voneinander getrennt. Aufgrund der unterschiedlichen Energiehaushalte besitzen die Luftmassen auch unterschiedliche Charakteristika, zum Beispiel im Temperaturprofil. Das tropische Temperaturprofil besitzt an der Tropopause eine Umkehrung des Temperaturgradienten: Temperaturabnahme bis zur Tropopause und Temperaturzunahme oberhalb. In mittleren Breiten hingegen nimmt die Temperatur auch oberhalb der Tropopause vor allem im Winter noch weiter ab oder bleibt im Sommer konstant (Newton and Persson, 1962).

Der Polarjet, der mit der Polarfront gekoppelt ist, trennt subtropische und polare Luftmassen voneinander. Dadurch enthält auch der Querschnitt durch den Polarjet, in dem später die Konzentrationsverteilungen untersucht werden, zwei verschiedenen Luftmassen. Die Konzentrationsverteilungen im Jetquerschnitt weisen daher - neben den Wechselwirkungen zwischen Troposphäre und Stratosphäre - auch breitenabhängige Eigenschaften auf, die im folgenden untersucht werden. Allerdings muß man berücksichtigen, daß einfache breitenabhängige Verteilung durch das Mäandern des Jets verzerrt sind und in gleichen Breiten polare und subtropische Luftmassen miteinander gemittelt werden. Zwischen den mittleren Breitenlagen des Polarjets (40° - 70° N) sind daher in der breitenabhängigen Verteilung

polare und subtropische Luftmassen überlagert. Trotzdem entsprechen in breiten-abhängigen Verteilungen die hohen Breiten im Mittel den polaren Luftmassen und die mittleren Breiten den subtropischen Luftmassen. Beim Subtropenjet, der ein nahezu stationäres System ist, entspricht die breitenabhängige Verteilung fast einem Jetquerschnitt.

Abb. 32 zeigt die Anzahl von Flügen in der breitenabhängigen Verteilung. Gut zu erkennen ist der Flugkorridor zwischen 40° - 60° N. Nördlichere Flugrouten hängen in der Regel mit breiten, zonal verlaufenden Jets zusammen. Die südlichen Messungen werden auf den Routen nach Mittel- und Südamerika erstellt.

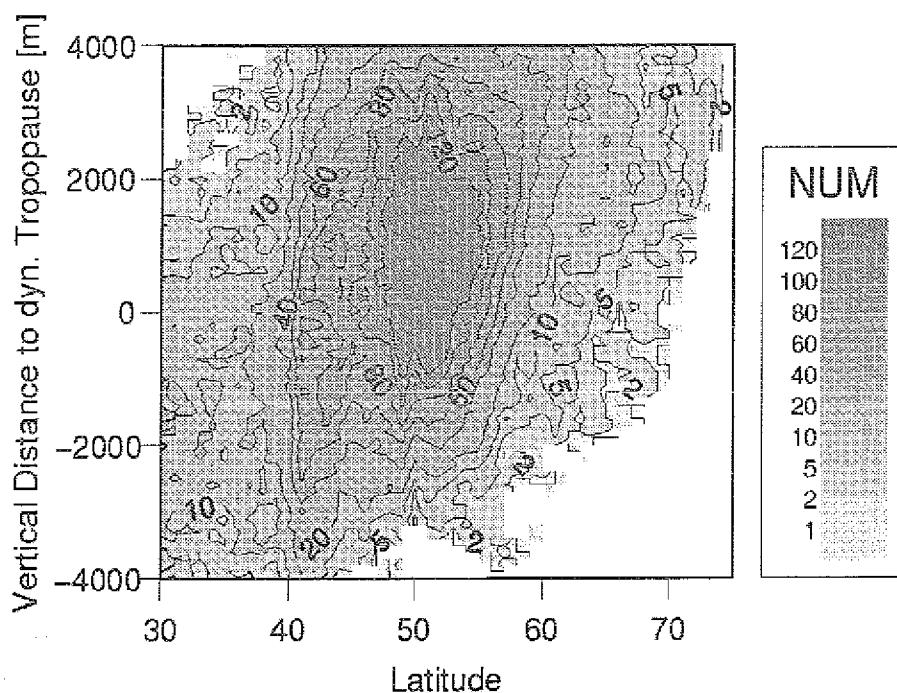


Abb. 32: Anzahl der Flüge relativ zur Tropopause in Abhängigkeit vom Breitengrad (gemittelt pro Breitengrad und pro 100 m in der Vertikalen); MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

Die breitenabhängige Temperaturverteilung (Abb. 33a) zeigt im Flugkorridor in Tropopausenhöhe eine mittlere Temperatur von -54°C , die dem mittleren Jülicher Temperaturprofil entspricht. Zwischen 30 - 40°N ist der Übergang zur tropischen Luft und damit zur kälteren Tropopause zu erkennen. Nördlich von 65°N nimmt die Temperatur ebenfalls wieder ab und entspricht daher vor allem der Temperaturverteilung in der Winterhemisphäre. In den hohen Breiten ist zu berücksichtigen, daß die Datenbelegung nicht mehr im Jahresmittel repräsentativ ist und die Messungen tatsächlich vor allem im Winter aufgenommen sind. In der Stratosphäre ist das bereits beschriebene Temperaturprofil zu erkennen. In niederen Breiten 40 - 50°N nimmt die Temperatur wieder mit der Höhe zu. Zwischen 60 - 65°N bleibt sie fast konstant bei -54°C . In der Troposphäre findet sich bei 40 -

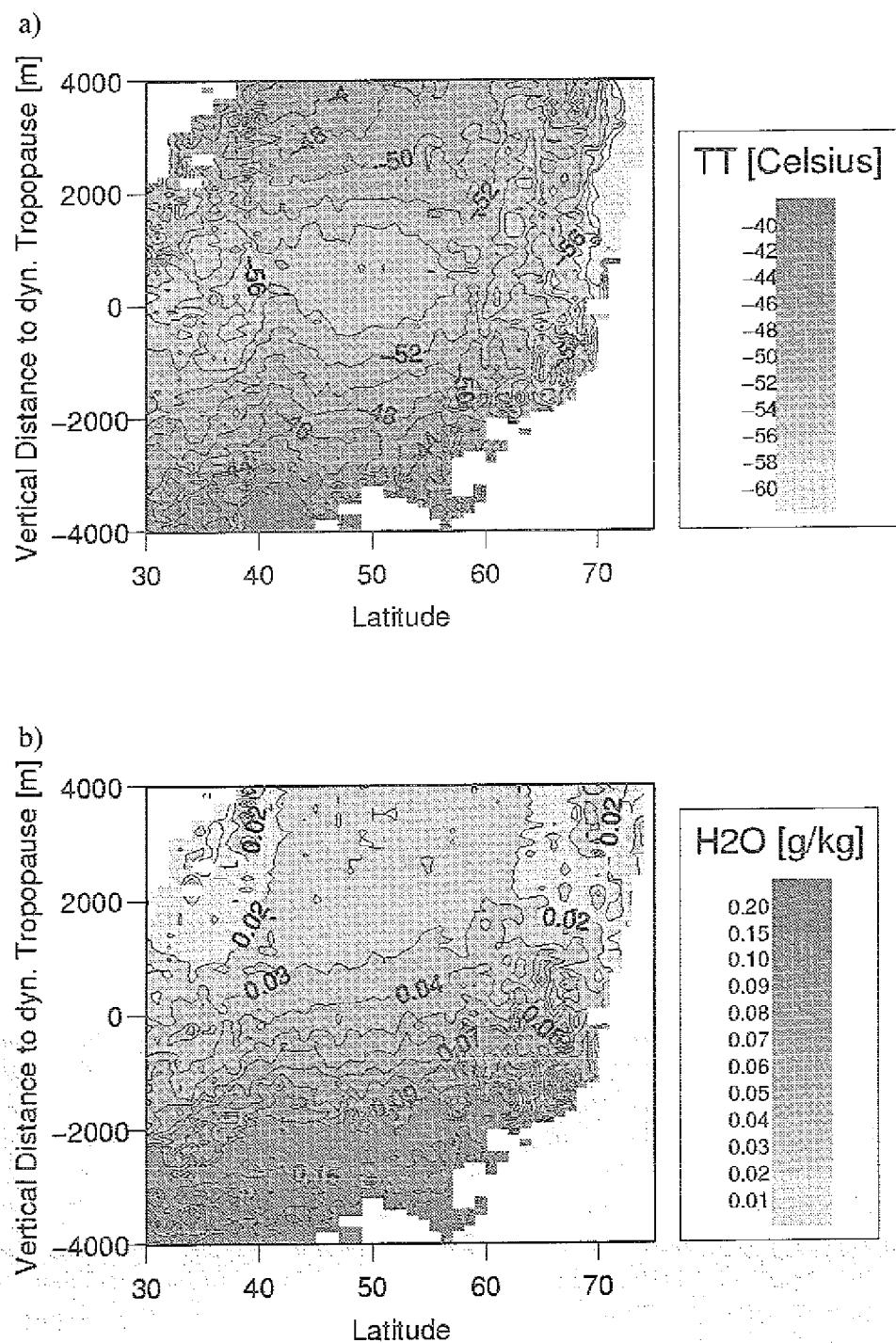


Abb. 33: Verteilung a) der Temperatur [$^{\circ}$ Celsius] und b) der spezifischen Feuchte [g/kg] relativ zur Tropopause in Abhängigkeit vom Breitengrad; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

45° N im Vergleich zur Umgebung in gleicher Höhe wärmere Luft. Dieser Korridor ist ebenfalls in der Ozon- und Feuchteverteilung signifikant und durch höhere Ozonkonzentrationen und niedrigere relative Feuchte zu erkennen (Abb. 34). Dies deutet auf absinkende stratosphärische Luftmassen im Bereich des abwärts gerichteten Hadley-Astes hin, die ozonreiche und trockene Luft in die Troposphäre transportieren (Austin and Midgley, 1994).

Dieses Transport-Phänomen wird auch in den regelmäßig durchgeführten Sondierungen auf Teneriffa/Spanien beobachtet, wo überwiegend in den Frühjahrsmonaten ozonreiche Luft tief in die Troposphäre herunterreicht (Cuevas, 1994). Zu dieser Jahreszeit ist der meridionale Temperaturgradient am größten und aufgrund dessen der Abwärtstransport am stärksten. Als Ausgleich wird in höheren Breiten troposphärische Luft in die Stratosphäre transportiert. Dieser Transport wirkt sich in den Verteilungen (Abb. 34) durch niedrige Ozonkonzentrationen und hohe Feuchten oberhalb der Tropopause bei 60°N aus. In den Konzentrationsverteilungen sind also die mittleren meridionalen Zirkulationszellen gut zu erkennen. Da die Position des aufwärts gerichteten Transportes im Bereich des Polarjets nicht so scharf definiert ist wie der abwärts gerichtete Transport durch die Lage des Subtropenjets, sind die Verteilungen bei 60°N diffuser als bei 40°N.

Die Ozonverteilung (Abb. 34a) ist von der Tropopause an aufwärts über alle Breiten gleichverteilt. Die spezifische Feuchteverteilung (Abb. 33b) zeigt hingegen eine leichte Neigung gegenüber der Tropopause. Entsprechend der meridionalen Vertikaltransporte ist die aufsteigende Luft in höheren Breiten feuchter. Es wird Wasserdampf von der Erdoberfläche in die obere Troposphäre gebracht. Im Vergleich dazu ist der vertikale Ozongradient in der Troposphäre nicht ausreichend groß, um diesen Transport innerhalb der Troposphäre ebenso deutlich zu belegen.

Zusammenfassung

Die Darstellung der MOZAIC-Daten und der Vergleich mit vorhandener Literatur gibt einen Aufschluß über die Belastbarkeit der MOZAIC-Daten und die Untersuchung der Konzentrationsverteilungen im Jetquerschnitt. Die Vertikalprofile belegen, daß die MOZAIC-Daten in Höhe der Tropopause und ± 2 km Höhendifferenz repräsentativ sind. Oberhalb und unterhalb dieser vertikalen Schicht entstehen Abweichungen der Verteilungen zu bekannten Klimatologien durch die Zusammensetzung der MOZAIC-Daten. Diese ist vor allem dadurch ausgezeichnet, daß die MOZAIC-Daten nur zwischen 10-12 km gemessen werden. Am stärksten betrifft dies die Temperaturverteilung, die relativ zur Tropopause die größten vertikalen Gradienten aufweist.

Im Bereich um die Tropopause herum führen hauptsächlich zwei Prozesse zu jahreszeitlichen Veränderungen der Konzentrationen: das *downward-pumping* in der Stratosphäre und die variierende Tropopausenhöhe. Da das *downward-pumping* vor allem die polare Luft beeinträchtigt, betreffen daraus resultierende Effekte im wesentlichen die zyklonale Seite des Polarjets.

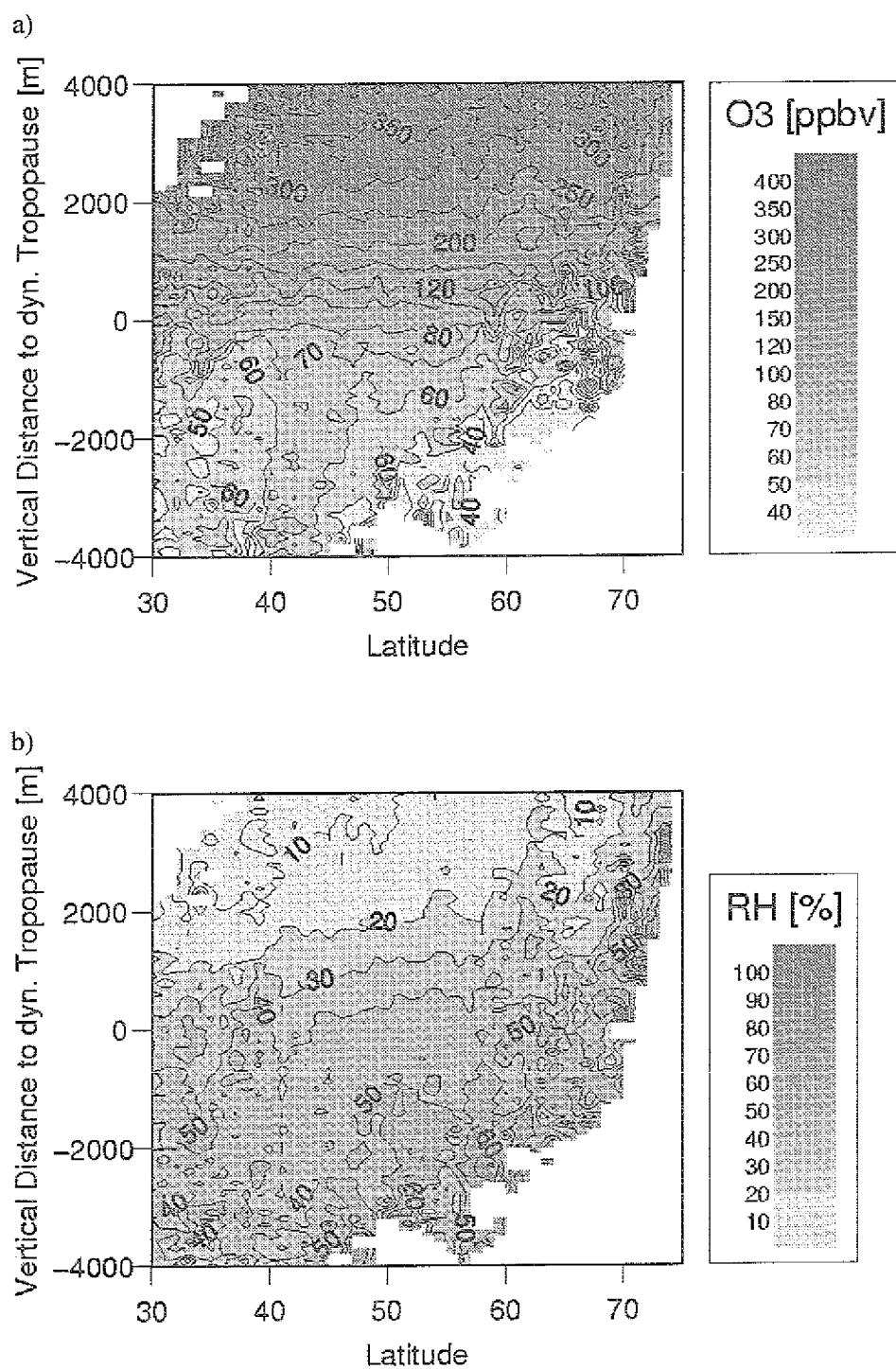


Abb. 34: Verteilung a) der Ozonkonzentration [ppbv] und b) der relativen Feuchte [%] relativ zur Tropopause in Abhängigkeit vom Breitengrad; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

Die breitenabhängigen Verteilungen geben die mittleren meridionalen Vertikaltransporte wieder. Diese führen im Mittel zu abwärts gerichteten Transporten im Bereich der Subtropenfront und zu aufwärts gerichteten Transporten im Bereich der Polarfront. Gerade an der Polarfront verläuft dieser Vertikaltransport aber nicht einseitig, sondern besitzt einen entgegengesetzt gerichteten Transport, zum Beispiel in Tropopausenfaltungen, Cut-Off-Lows oder den Vertikalzirkulationen innerhalb des Polarjets. Netto wird im Bereich der Polarfront troposphärische Luft in die Stratosphäre gebracht. Der Ozontransport ist trotzdem abwärts gerichtet, da die Konzentrationen der Stratosphäre wesentlich größer sind als die der Troposphäre. Daher ist neben dem Netto-Transport der Luftmassen vor allem auch der Transport von Spurengasen von Bedeutung.

6. Datenbelegung und Windfelder im Jet Stream

6.1. Statistik der Jeteigenschaften

Der Stratosphären-Troposphären-Austausch im Bereich des Jet Streams hängt stark von den Jeteigenschaften wie räumliche Ausdehnung, horizontale Geschwindigkeit und Krümmung ab. Da der Jet als thermischer Wind vom Temperaturgradienten zwischen subtropischen und polaren Luftmassen abhängt, verändern sich seine Eigenschaften täglich und werden außerdem von einer jahreszeitlichen Abhängigkeit überlagert. Im Winter erreicht der Jet seine größte Intensität, wenn der Temperaturgradient zwischen den Luftmassen nicht mehr durch die Einstrahlung auf die Polarkalotte vermindert wird (Pogosian, 1957). Dann werden die Geschwindigkeiten und auch die räumlichen Ausdehnungen des Jets größer und gleichzeitig nehmen auch die ageostrophische Windkomponenten zu. Diese beeinflussen die Vertikalzirkulationen im Jet und somit auch den STE. In diesem Kapitel wird ein Überblick über die Jeteigenschaften und die Häufigkeit ihres Auftretens gegeben. Teilweise werden die Häufigkeitsverteilungen in späteren Untersuchungen noch verwendet.

Die Jeteigenschaften (horizontaler und vertikaler Durchmesser, Jetcore-Geschwindigkeit und Krümmung) sind aus den Jetquerschnitten berechnet, in denen auch MOZAIC-Messungen vorliegen. Die Jet Streams über dem Nordatlantik werden daher in den Verteilungen nicht vollständig erfaßt, sondern nur durch die Querschnitte, durch die ein MOZAIC-Flug führt (vgl. Kap. 4.5). Die Berechnung der Jeteigenschaften erfolgt aus den dreidimensionalen Feldern der ECMWF-Analysen für das Windfeld und das Geopotential.

Als Jetcore-Geschwindigkeit wird in jedem Querschnitt der Punkt maximaler horizontaler Windgeschwindigkeit genommen. Dieser Punkt entspricht dem Jetcore, der zur Positionierung des Flugzeuges relativ zum Jet verwendet wird. Vom Jetcore ausgehend werden horizontal und vertikal - senkrecht zur Stromrichtung - die Ausdehnungen des Jets berechnet, dessen Rand durch den Grenzwert von 30 m/s definiert ist. Aufgrund dieser Berechnung wird durch die Flugrouten eine Auswahl an Querschnitten vorgenommen. Eine maximale Windgeschwindigkeit, die in die Verteilung eingeht, muß daher nicht zwangsläufig die maximale Windgeschwindigkeit des gesamten Jet Streams sein. Wenn der Querschnitt am Jeteingang oder am Jetausgang liegt, dann ist die Geschwindigkeit dort oft kleiner als in der Jetmitte. Tatsächlich konnte in der gesamten Analyse aber kein Zusammenhang zwischen Flugrouten und bestimmten Jetbereichen festgestellt werden, so daß hierfür eine stochastische Verteilung angenommen werden kann. Gerade die Flüge von Westen nach Osten verlaufen meist innerhalb des Jet, so daß diese Flüge die Jet Streams horizontal nahezu vollständig erfassen.

Die Verteilung der Jetachsen-Krümmungen ist dazu abweichend bestimmt. Für

den betrachteten Zeitraum stehen für den Polarjet die vollständigen Positionen der Jetachsen zur Verfügung. Die Verteilung enthält daher alle Jet Streams über dem Nordatlantik. Erstellt man vergleichsweise die Krümmungsverteilung wie oben beschrieben nur aus den Querschnitten der Flugrouten, verändert sich die Verteilung nicht wesentlich. Dies bestätigt, daß die Flugrouten-Querschnitte statistisch über alle Bereiche der Jet Streams verteilt sind.

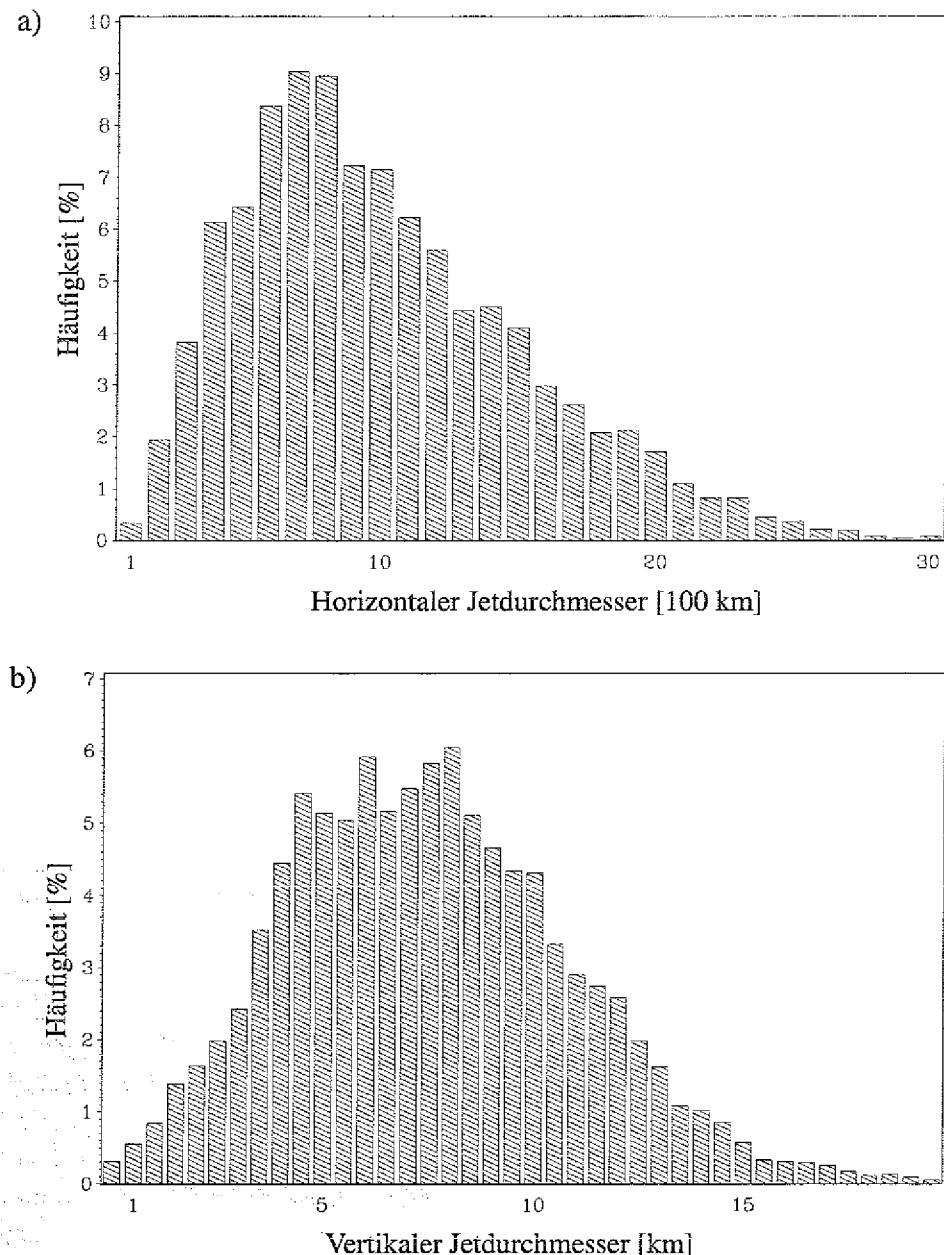


Abb. 35: Häufigkeitsverteilungen für a) den horizontalen und b) den vertikalen Jetdurchmesser quer zur Stromrichtung. Die Werte sind nur aus Jetquerschnitten der ECMWF-Analysen genommen, in denen auch MOZAIC-Messungen liegen.

Der horizontale Jetdurchmesser (Abb. 35a) quer zur Stromrichtung beträgt im Jahresmittel 986 ± 517 km. Die Verteilung ist unsymmetrisch mit einem maximalen Wert von 3700 km. Dieser maximale Wert kann noch durch die horizontale Begrenzung des Analysenfeldes auf den Nordatlantik abgeschnitten sein, so daß grundsätzlich auch noch breitere Jets möglich sind. Die großen Durchmesser werden fast ausschließlich in den Wintermonaten erreicht (Tabelle 3). Im Sommer liegt das Maximum für den horizontalen Jetdurchmesser bei nur 2650 km.

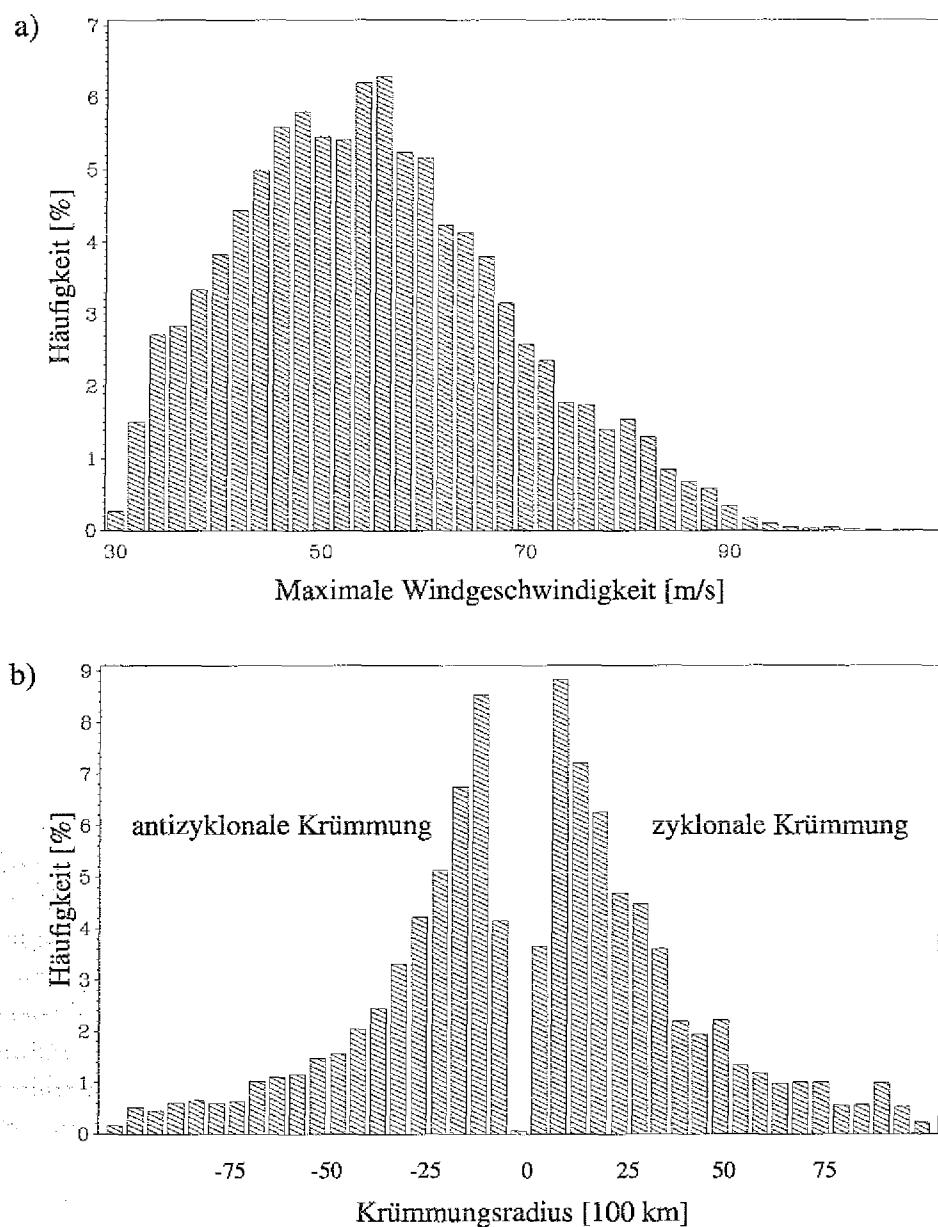


Abb. 36: a) Verteilung für die maximale Windgeschwindigkeit im Jetquerschnitt; erstellt aus den Querschnitten der ECMWF-Analysen, in denen auch MOZAIC-Messungen liegen. b) Verteilung für den Krümmungsradius; erstellt aus der für die Koordinatentransformation entwickelten Jetachsen-Statistik.

Analog sieht die jahreszeitliche Verteilung des vertikalen Durchmessers aus (Abb. 35b). Im Winter werden größere vertikale Durchmesser erreicht als im Sommer und der Mittelwert beträgt 8 ± 3.4 km. Allerdings wird die Genauigkeit der vertikalen Durchmesser von der geringen vertikalen Auflösung der Analysen eingeschränkt. In Jetcore-Höhe beträgt der mittlere Abstand zwischen zwei Analysenniveaus mehr als 1 km. Ist im Jetquerschnitt in einem Niveau die horizontale Windgeschwindigkeit noch größer als 30 m/s und im nächsten bereits kleiner als 30 m/s, so wird die Grenze des Jets zwischen beiden Niveaus interpoliert. Beobachtungen zeigen, daß die Zunahme und Abnahme des horizontalen Windes mit der Höhe sowohl konvex als auch konkav erfolgen kann (Reiter, 1961). Die Interpolation wird deshalb beiden Möglichkeiten gerecht wendend linear durchgeführt. Ist die Windgeschwindigkeit auch im obersten noch zur Verfügung stehenden Analysen-Niveau noch größer als 30 m/s, wird nach oben extrapoliert. Am oberen Jetrand in der Stratosphäre ist die Abnahme der horizontalen Windgeschwindigkeit mit der Höhe oft nur gering. Eine Extrapolation über das letzte vertikal zur Verfügung stehende Analysenniveau hinaus kann daher zu großen vertikalen Durchmessern führen, deren Realitätsnähe sich hier nicht überprüfen läßt.

Tabelle 3: Mittlere Jeteigenschaften für Sommer und Winter mit Standardabweichung. Die Mittelwerte sind nur aus den Jet-Querschnitten erstellt, die MOZAIC-Flugrouten über dem Nordatlantik enthalten (Dez. '94 - Nov. '95).

	Horizontaler Durchmesser km	Vertikaler Durchmesser km	Maximale Geschwindigkeit m/s
Sommer	670 ± 280	6.3 ± 2.3	49 ± 9
Winter	1350 ± 510	10.3 ± 3.4	63 ± 13

Auch die Jetcoregeschwindigkeit (Abb. 36a) besitzt eine unsymmetrische Verteilung mit einem Mittelwert von 55 ± 13 m/s und einer maximalen Geschwindigkeit von 104 m/s. In den Sommermonaten sind die Geschwindigkeiten immer kleiner 74 m/s. Zwischen Jetcoregeschwindigkeit und horizontalem Durchmesser existiert eine Abhängigkeit: Für einen vorgegebenen Durchmesser ist die Jetcoregeschwindigkeit begrenzt, das heißt große Geschwindigkeiten erfordern ein Mindestmaß des Durchmessers. Ist der horizontale Durchmesser kleiner als 500 km wird die Geschwindigkeit nicht größer als 70 m/s. Geschwindigkeiten größer 100 m/s treten erst bei einem horizontalen Durchmesser größer 1600 km auf.

Im Gegensatz zu den obigen Verteilungen ist die Verteilung des Krümmungsradius ein Mittelwert über die gesamten Jets über dem Nordatlantik (Abb. 36b). Der Mittelwert ist zu positiven Werten verschoben (117 ± 3418 km), also zu linksgerichteten zyklonalen Krümmungen um Tiefdruckgebiete. Die Häufigkeit von zyklonalen und antizyklonalen Krümmungen ist trotzdem vergleichbar und läuft für beide Krümmungsrichtungen langsam zu hohen Werten (ungekrümmte Jets)

aus. 50 % der Jets besitzen einen Krümmungsradius zwischen ± 2500 km und noch 70 % einen Krümmungsradius zwischen ± 5000 km.

Die mittlere Jetachsenlage ist für die vier Jahreszeiten in Abb. 37 zu sehen. Im Winter und Frühjahr zeigt auch der mittlere Verlauf ein stärkeres Mäandern, das durch das Kaltluftzentrum in Ostamerika angeregt wird. Im Sommer und Herbst besitzt der Polarjet eine relativ stabile Lage bei 50°N .

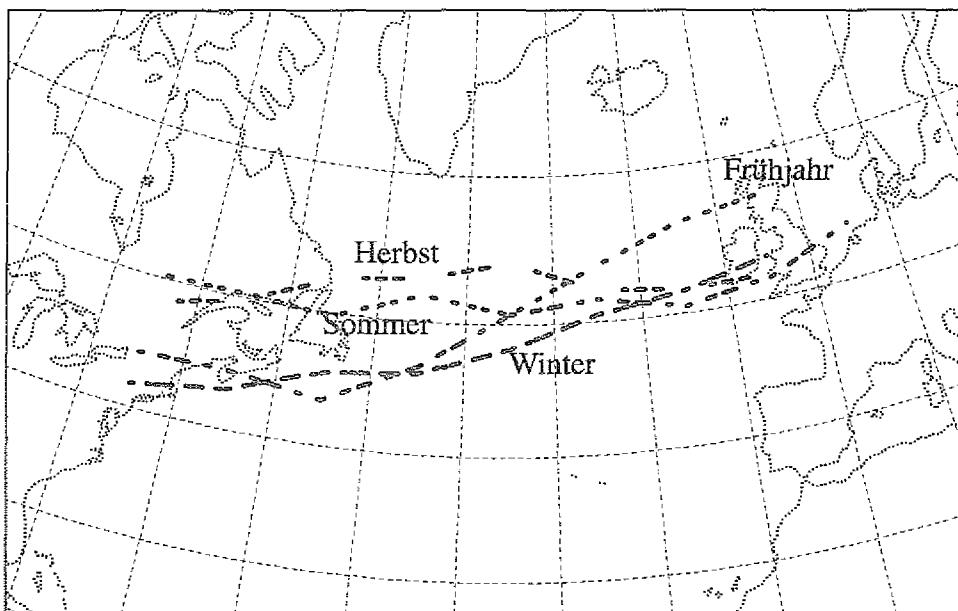


Abb. 37: Mittlere Jetachsenlage für vier Jahreszeiten in 250 hPa; erstellt aus der für die Koordinatentransformation entwickelten Jetachsen-Statistik.

6.2. Datenverteilung im Jet-Querschnitt

Jeder einzelne MOZAIC-Meßpunkt wird über die ECMWF-Analysen in ein Jet-Koordinatensystem eingetragen (vgl. Kap. 4.5), daß den vertikalen Jetquerschnitt senkrecht zur Stromrichtung zeigt. In diesem Jetquerschnitt werden die Verteilungen später auf einen möglichen STE hin untersucht. Dabei sind für die Analyse der Daten zwei unterschiedliche Koordinatensysteme sinnvoll: ein reines Jet-Koordinatensystem und ein Jet-Tropopause-Koordinatensystem (vgl. Kap. 4.5).

Reines Jet-Koordinatensystem

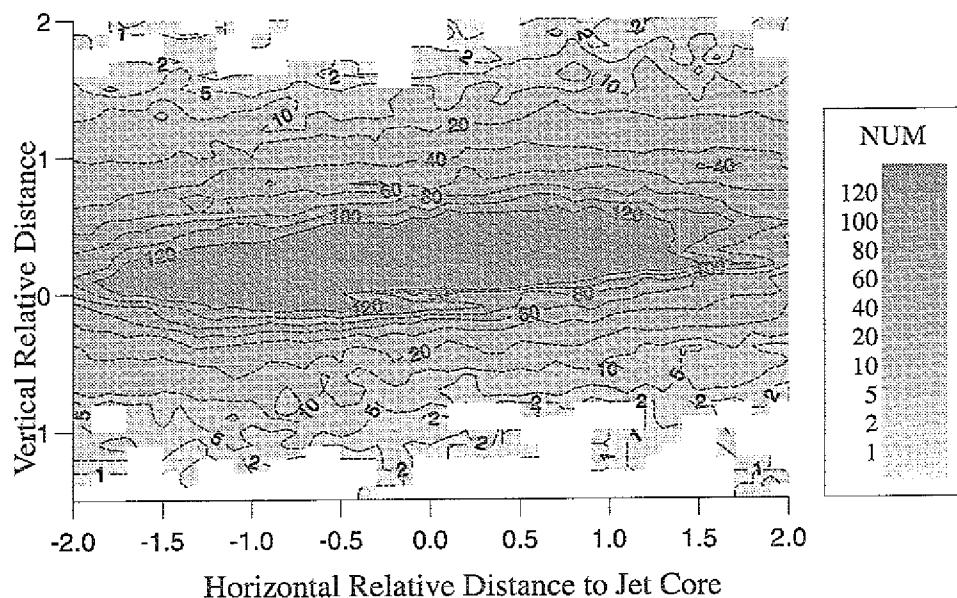
Im reinen Jet-Koordinatensystem beziehen sich die horizontale und die vertikale Achse auf den relativen Abstand zum Jetcore, der im Nullpunkt des Koordinatensystems liegt. Bei $x=\pm 1$ und bei $z=\pm 1$ befindet sich auf beiden Achsen der Rand des Jets, der durch eine Grenzwindgeschwindigkeit von 30 m/s definiert wird. Dieses Koordinatensystem ist vor allem dazu geeignet, das Windfeld in seiner vertikalen Struktur zu untersuchen. Da diese Struktur generell bekannt ist (Abb. 17), dient diese Verteilung zur Verifizierung der Koordinatentransformation, die die viel höher aufgelösten Messungen über die Analysen im Jetquerschnitt positioniert. Im folgenden werden in diesem Koordinatensystem daher die Felder für die horizontalen Windgeschwindigkeiten zum einen aus den Analysen und zum anderen aus den MOZAIC-Messungen verglichen. Da die Analysen die Koordinatentransformation bestimmen, muß das Windfeld der Analysen zwangsläufig die vorgegebene Struktur besitzen. Die Übereinstimmung des MOZAIC-Windfeldes mit dem Analysen-Windfeld bestätigt dann die Güte der Koordinatentransformation.

Die Isotachen im Jetquerschnitt stellen sich im Jet-Koordinatensystem nicht rechteckig dar, sondern in der realistischeren kreisförmigen Form, da das verwendete Koordinatensystem nur fünf feste Bezugspunkte besitzt. Der absolute Abstand (in km) zwischen Jetcore und Jetrand ist nur für die Senkrechte und Waagerechte durch den Jetcore berechnet und alle anderen Abstände sind auf diese beiden Längen normiert. Ein einzelner Flug trägt in dem gesamten Querschnitt in der Regel Daten in einer festen Höhe vom linken zum rechten Rand (oder umgekehrt) bei, wenn der Flug quer zur Stromrichtung erfolgt. Flüge längs zur Stromrichtung (diese fliegen mit der Windrichtung ins Papier) sammeln in der Regel nur in einem Gitterelement Daten. Ein gesamter Querschnitt kann also nicht aus Messungen eines einzelnen Fluges entstehen, sondern muß immer aus mehreren Flügen zusammengesetzt werden. Dies erinnert an das Zusammensetzen eines Mosaiks.

Abb. 38a zeigt die Anzahl von Flügen im Jetquerschnitt, die pro Gitterelement im betrachteten Zeitraum von Dezember 1994 bis November 1995 beitragen. Die meisten Flüge finden sich in Höhe des Jetcores. Dies liegt zum einen an der generellen Flughöhe zwischen 10-12 km, die der mittleren Jetcore-Höhe entspricht. Zum anderen suchen Flugzeuge, die mit der Strömung fliegen den Jetcore, um den größtmöglichen Rückenwind zu erhalten. Die zyklonalen und antizyklonalen seitlichen Randbereiche in Höhe des Jetcores sind weniger gut belegt. Hier tragen nur Flüge bei, die den Jet quer passieren. Entsprechend der Flughöhe liegen die Flüge im Mittel häufiger oberhalb des Jetcores. In der Vertikalen sind die Daten am oberen Jetrand ($z=+1$) noch aus 20 Flügen zusammengesetzt. Unterhalb des Jetcores reicht diese Belegung von 20 Flügen nicht bis zum unteren Jetrand sondern nur bis $z=-0.5$. Der untere Jetrand selber wird nur selten erreicht und ist in den folgenden Verteilungen nicht mehr repräsentativ.

Dies weist bereits auf ein typisches Phänomen hin, das auch die folgenden Untersuchungen beeinflußt. Die MOZAIC-Flüge verlaufen generell zwischen 10-12 km

a) Number of Flights (MOZAIC) - annual mean



b) Number of Flights (MOZAIC) - annual mean

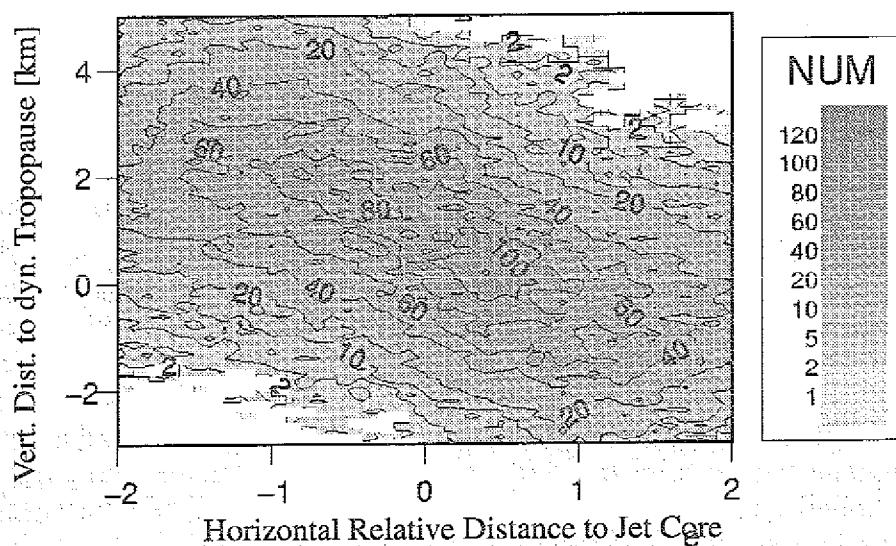


Abb. 38: Anzahl der Flüge a) im reinen Jet-Koordinatensystem (gemittelt pro $0.1 \cdot 0.1 \text{ u}$) und b) im Jet-Tropopause-System (gemittelt pro $0.1 \text{ u} \cdot 100 \text{ m}$); MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 bis Nov. '95.

Höhe. Dadurch gehören Meßdaten, die in den vertikalen Randbereichen liegen, grundsätzlich zu einem schwach ausgeprägten Jet mit geringem vertikalen Durchmesser. Die Flüge, die in starken Jets mit großem vertikalen Durchmesser verlaufen, konzentrieren sich automatisch in Jetcore-Höhe, da der untere und obere Jetrand dann in der Regel weit außerhalb von 10-12 km Höhe liegen.

Jet-Tropopause-Koordinatensystem

Abb. 38b zeigt die Anzahl von Flügen im Jet-Tropopause-System. Dieses Koordinatensystem bezieht sich auf der vertikalen Achse nicht mehr auf den Jetcore, sondern auf die Tropopause. Die vertikalen Abstände sind absolut zur Tropopause aufgetragen. In diesem Koordinatensystem bekommt die Verteilung im Vergleich zum reinen Jet-Koordinatensystem (Abb. 38a) eine Neigung, da die wirkliche Tropopause auf der antizyklonalen, warmen Seite höher liegt als auf der zyklonalen, kalten Seite. Da im Jet-Tropopause-System die Tropopause für beide Seiten auf eine Höhe gebracht wird, wird die Verteilung verzerrt. Die antizyklonale Hälfte wird im wesentlichen durch die neue z-Achse nach unten verschoben.

Wie die Verteilung zeigt, liegt die Flughöhe auf der zyklonalen Seite in der Regel oberhalb der Tropopause und auf der antizyklonalen Seite in Tropopausenhöhe. Der maximal belegte Bereich ist entsprechend diagonal geneigt. Auch in diesem Koordinatensystem gilt, daß Messungen in den Randbereichen zu typischen Wetterlagen gehören und auch aufgrund der geringen Datenbelegung nicht repräsentativ sind (vgl. Kap. 5.3). Da die Tropopausenhöhe jahreszeitlichen Schwankungen unterliegt, gehört eine hohe Tropopause - und damit die Messungen in den unteren Randbereichen - hauptsächlich in den Sommer. Die Messungen weit oberhalb der Tropopause korrespondieren mit einer tiefen Tropopause und sind hauptsächlich im Winter aufgenommen.

Abb. 39 und Abb. 40 zeigen die Datenbelegung für die vier Jahreszeiten im Jet-Tropopause-System. In den Verteilungen liegt die maximale Belegung zwischen 20-40 Flügen pro Gitterelement. Schaut man sich nur diesen Belegungskern an, sieht man, wie die Verteilung vom Winter zum Sommer von der zyklonalen Seite oberhalb der Tropopause auf die antizyklonale Seite in Tropopausenhöhe wandert. Da Flughöhen und Flugrouten das Jahr über in etwa konstant bleiben, entsteht der vertikale Versatz nur durch die jahreszeitenabhängige Tropopausenhöhe. Der horizontale Versatz wird durch die breitenabhängige Verschiebung der Polarfront von Sommer zu Winter verursacht. Wenn die Polarfront sich im Sommer in höhere Breiten verlagert, dann wird der gleichbleibende Flugkorridor zwangsläufig von der zyklonalen auf die antizyklonale Jetseite verschoben.

Flüge auf der zyklonalen Seite unterhalb der Tropopause gehören im Mittel eher ins Frühjahr und in den Sommer. Im Winter liegt dagegen die Tropopause im Mittel so tief, daß die Flüge auf der zyklonalen Seite oberhalb der Tropopause verlaufen. Flüge auf der antizyklonalen Seite unterhalb von $z=-2$ km gehören fast ausschließlich in den Sommer. Diese Verhältnisse müssen bei der Untersuchung der Konzentrationsverteilungen im Jetquerschnitt berücksichtigt werden.

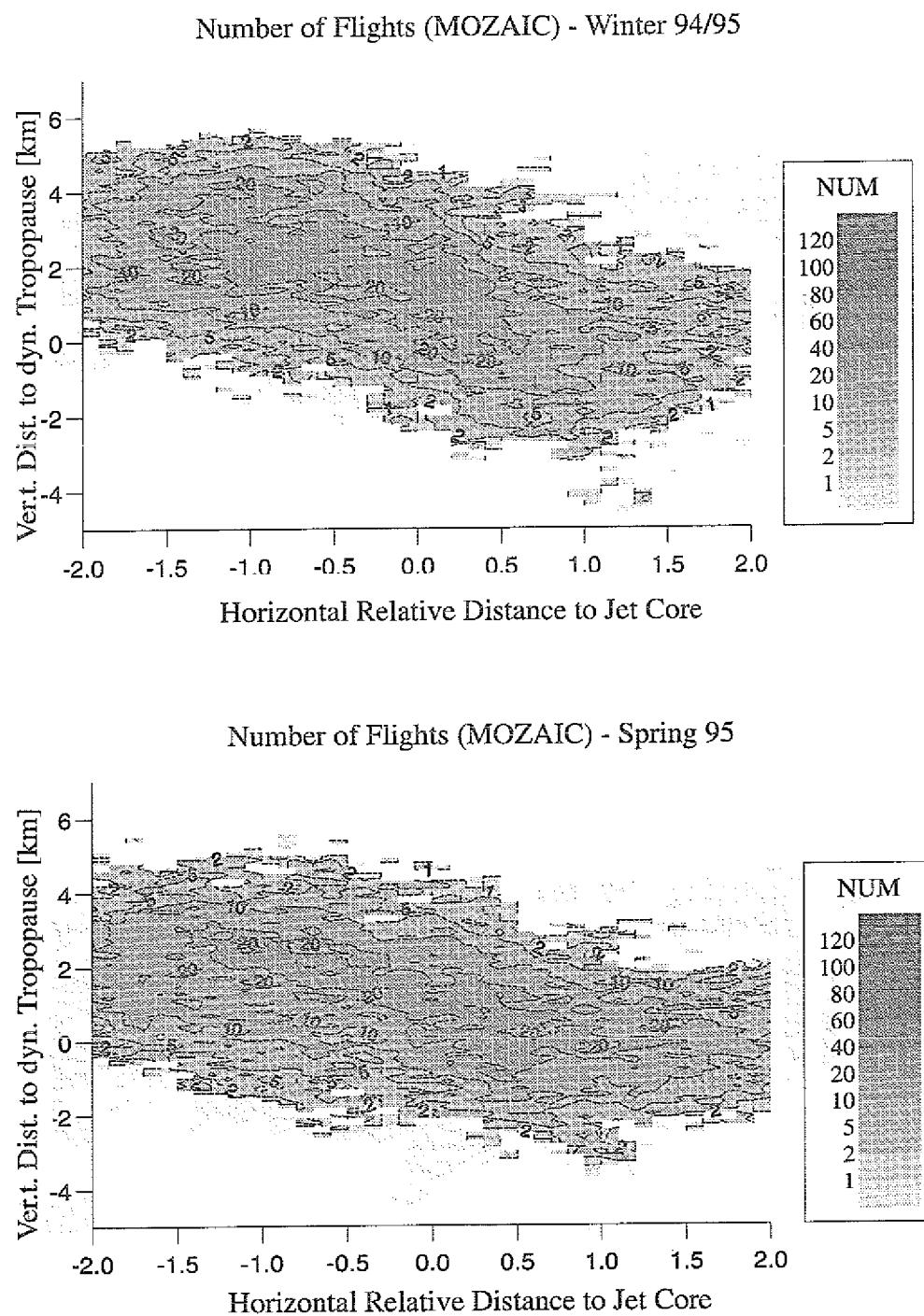


Abb. 39: Anzahl der Flüge pro Gitterelement im Jet-Tropopause-System für die Jahreszeiten Winter 94/95 und Frühjahr 1995; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik.

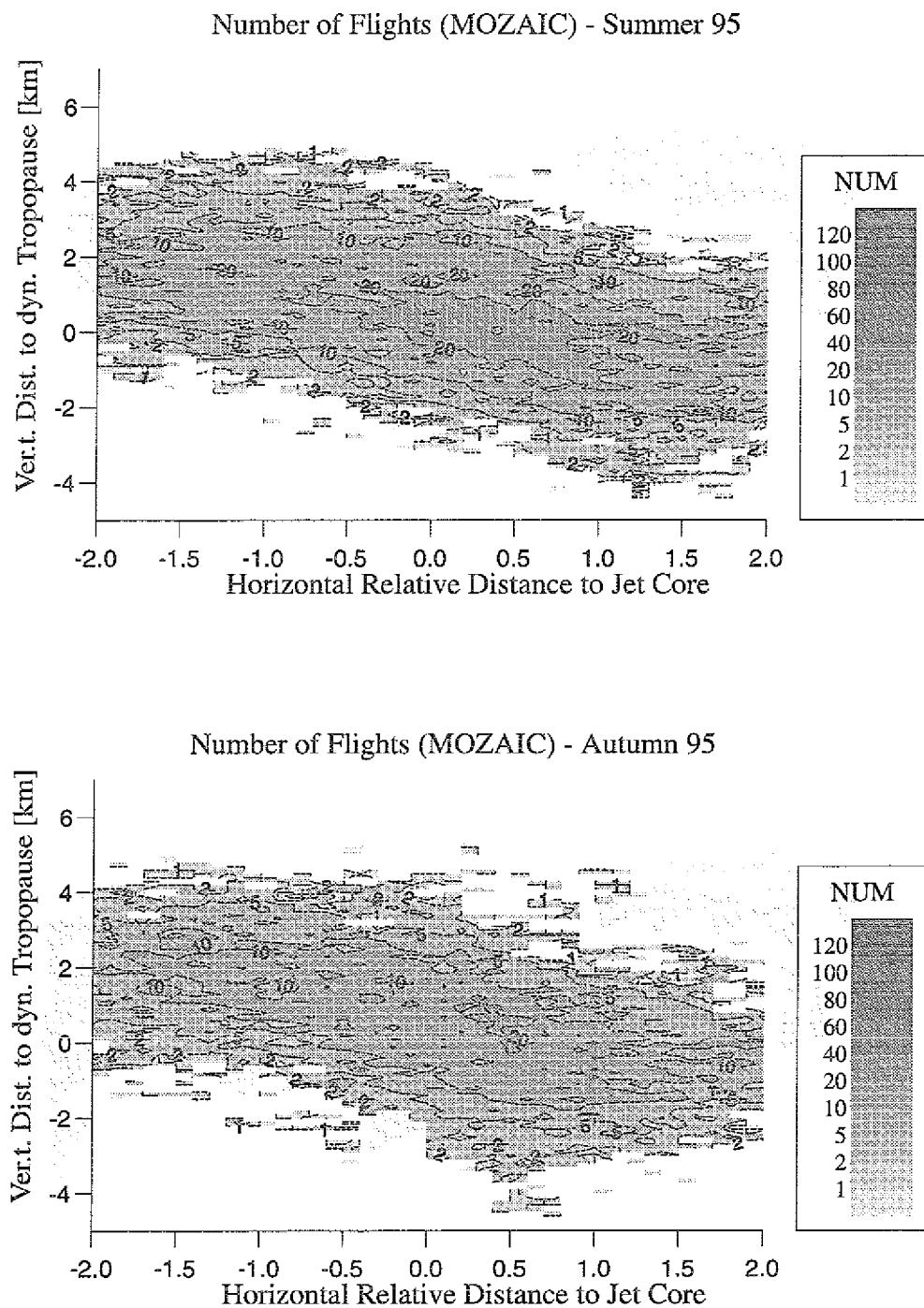


Abb. 40: Anzahl der Flüge pro Gitterelement im Jet-Tropopause-System für die Jahreszeiten Sommer und Herbst 1995; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik.

6.3. Vergleich der ECMWF-Analysen mit den MOZAIC-Messungen

Im Folgenden werden die Verteilungen im Jetquerschnitt für die horizontalen Windgeschwindigkeiten - berechnet aus den ECMWF-Analysen beziehungsweise aus den MOZAIC-Messungen - miteinander verglichen. Hierfür ist das reine Jet-Koordinatensystem von Vorteil, da die Windfeldstruktur im Jetquerschnitt bekannt ist. Das Windfeld der Analysen muß zwangsläufig das gewählte Koordinatensystem bestätigen, da die Positionierung der Messungen im Jetquerschnitt (ECMWF oder MOZAIC) über die Analysen erfolgt. Die Verteilung der MOZAIC-Messungen zeigt, wie gut die Koordinatentransformation mithilfe der Analysen ist. Da es sich bei dem horizontalen Windfeld um ein bewegtes System handelt, kann es durch die unterschiedlichen Auflösungen (zeitliche und räumliche) der beiden Datensätze zu einer fehlerhaften Positionierung der Messungen im Jetquerschnitt kommen. Es sei noch einmal daran erinnert, daß sich die erstellten Querschnitte erst durch viele Flüge zusammen ergeben. Dabei entstehen die mittleren Verteilungen im Jetquerschnitt nicht aus mehreren kompletten Querschnitten, sondern nur aus vielen einzelnen Meßpunkten, die alle unterschiedlich im Querschnitt positioniert und wie ein Mosaik zusammengesetzt sind.

Abb. 41a zeigt die horizontale Windgeschwindigkeit im Jetquerschnitt, wie sie sich aus den Analysen berechnet. Die fünf Bezugspunkte entsprechen den Vorgaben durch die Koordinatentransformation: Im Jetcore bei $(0,0)$ liegt die maximale Windgeschwindigkeit und ist im Jahresmittel größer als 55 m/s. Die Grenzgeschwindigkeit von 30 m/s befindet sich wie erwartet bei $x=\pm 1$ und $z=\pm 1$. Der erwartete Übergang von einem starken Windgradienten innerhalb des Jets zu einem schwächeren Gradienten außerhalb des Jets entwickelt sich erst bei der Isotache von 25 m/s und nicht, wie man es erwarten würde, bei 30 m/s. Außerhalb des Jets bleiben die Windgeschwindigkeiten bis zur doppelten Entfernung zwischen Jetrand und Jetcore größer als 20 m/s.

Da für das Windfeld nur fünf feste Bezugspunkte bei der Koordinatentransformation gewählt sind, gibt die Struktur der Isotachen Aufschluß über die tatsächliche Form der Windverteilung im Jetquerschnitt. Auf der zyklonalen Seite (um $x=-1$) ist die vertikale Erstreckung geringer als auf der antizyklonalen Seite (um $x=+1$). Die Ursache hierfür liegt in den horizontalen Windgradienten. Der horizontale Windgradient von der Jetachse zum Jetrand kann auf der zyklonalen Seite größer werden als auf der antizyklonalen Seite (vgl. Kap. 2.3), da die Scherungsvorticity auf der antizyklonalen Seite durch den Coriolisparameter limitiert ist. Der größere zyklonale Windgradient verringert die räumliche Ausdehnung des Jets auf der zyklonalen Seite. In Abb. 41a ist dies nur in vertikaler Richtung zu erkennen. In horizontaler Richtung wird die zyklonale Jetseite durch die Koordinatentransformation künstlich gestreckt, weil der Jetrand (30 m/s) auf einer linearen Achse für beide Seiten gleich bei $x=\pm 1$ eingetragen wird.

Auffallend ist eine Struktur bei $(-1,-1)$. Die Isotache für 30 m/s besitzt hier eine Ausbeulung, die auch für größere Geschwindigkeiten in Richtung Jetcore noch zu erkennen ist. Eine mögliche Erklärung liegt in der räumlichen Auflösung der Ana-

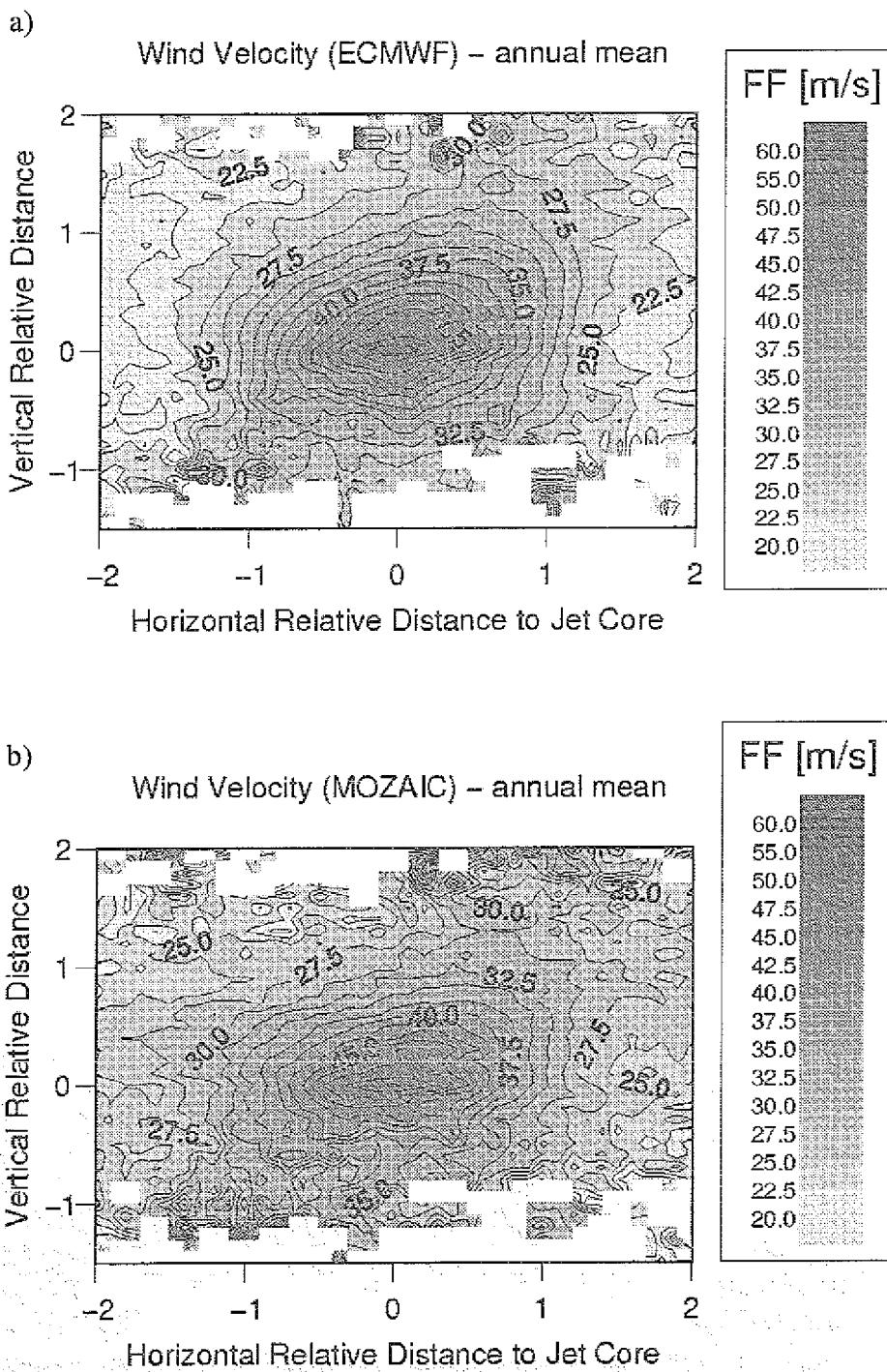


Abb. 41: Das Windfeld im Jetquerschnitt a) aus den Analysen und b) aus den MOZAIC-Messungen berechnet; Nordatlantik, Dez. '94 bis Nov. '95.

lysen. Auf der zyklonalen Seite unterhalb des Jetcores liegt die Front, mit welcher der Jet gekoppelt ist. Im Frontbereich findet eine sehr starke Drängelung der Isotachen statt. Bei einer mittleren Breite der Front von 100 km lösen die verwendeten Analysen die Front nicht auf, wodurch auch die Positionierung der Messungen in diesem Bereich ungenauer ist als in anderen Bereichen. Im Falle einer Tropopausenfaltung ist allerdings gerade der obere Frontbereich das Gebiet, in dem sich die Tropopause durch eine Verwirbelung des Jet Streams absenkt. In diesem Fall ist dann auch der Jetrand nicht mehr scharf definiert, sondern zeigt Strukturen wie in Abb. 41a. Zusätzlich ist zu berücksichtigen, daß dieser Bereich des Querschnittes nicht repräsentativ mit Daten belegt ist. Dadurch kommt es hier im Vergleich zu den anderen Bereichen des Querschnittes zu einem größeren Rauschen.

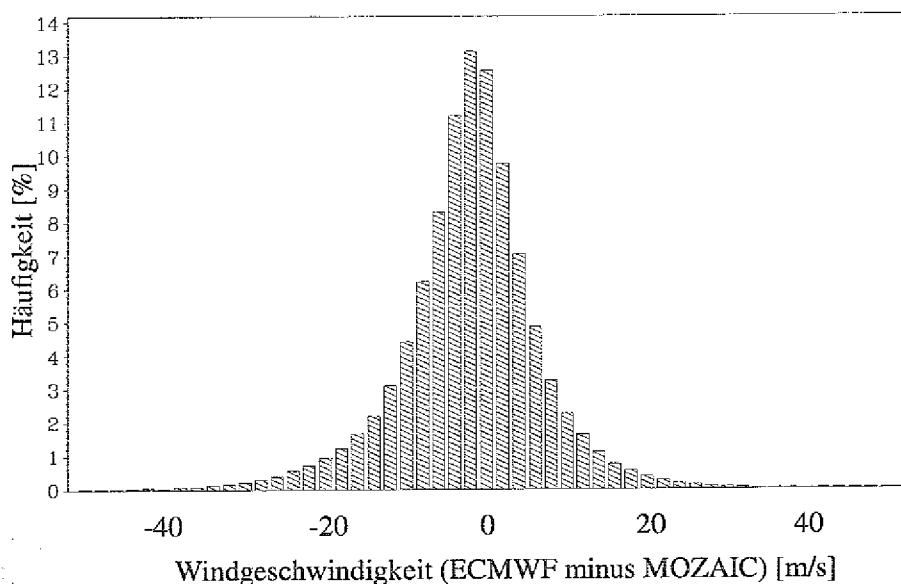


Abb. 42: Verteilung der Winddifferenzen (ECMWF minus MOZAIC) der einzelnen Datenpaare von ECMWF-Analysen zu MOZAIC-Windgeschwindigkeit im Jetquerschnitt.

Abb. 41b zeigt die Windverteilung, wie sie sich aus den MOZAIC-Messungen ergibt. Deutlich sichtbar ist eine horizontale Verbreiterung des Jetrandes um etwa 2.5 m/s. Dadurch vergrößert sich die horizontale Windgeschwindigkeit bei $x=\pm 1$ auf 32.5 m/s. Außerdem verringert sich die maximale Geschwindigkeit im Jetcore geringfügig. Beide Effekte lassen sich über die Zeitverschiebung zwischen Analysen und MOZAIC-Messungen erklären. Jets sind keine stationären Systeme sondern bewegte. Dabei wandern sie mit den planetaren Wellen ostwärts und verändern zusätzlich auch ihre Krümmung. Aus beiden Gründen verrauscht die Positionierung der Messungen im Jet-Querschnitt, das heißt, die Analysen plazieren

einzelne Messungen innerhalb des Jets, obwohl das Flugzeug tatsächlich außerhalb war und umgekehrt. Insgesamt führt dies zu einer Verbreiterung der Verteilung und einer Verringerung des Maximums.

Die Differenzen der einzelnen Windmessungen (Analysen minus MOZAIC-Messungen) zeigen, daß die Abweichungen zwischen Analysen und Messungen stochastisch sind (Abb. 42). Die Verteilung der Differenzen ergibt eine symmetrische Gauß-Verteilung mit einer Halbwertsbreite von 8.6 m/s und einem Maximum bei -2.1 m/s. Die Analysen sind also geringfügig kleiner als die Messungen. Im Mittel unterschätzen die Analysen die großen Windgeschwindigkeiten ($ff > 40$ m/s) um -6 m/s. Da die horizontale Auflösung der Analysen etwa 100 km beträgt, können sie die wirklichen Windspitzen oft nicht erfassen. Die niedrigeren Windgeschwindigkeiten werden hingegen von den Analysen leicht überschätzt. Dies bedeutet, daß außerhalb des Jets die Windabnahme stärker erfolgt, als die Analysen dies in Abb. 41a wiedergeben.

Insgesamt belegen Querschnittsvergleich und Differenzen-Verteilung eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Analysen und Messungen, trotz der unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Auflösung. Die Verwendung von nur täglichen Analysen ($\Delta t = 24$ h) reicht aus, um die Messungen im Jetquerschnitt zu positionieren.

Trotz der guten Übereinstimmung zwischen Analysen und Messungen wird untersucht, welche Verbesserung die Verwendung von Analysen mit einer besseren zeitlichen Auflösung von $\Delta t = 06$ h bringen würde. Der geringere zeitliche Abstand zwischen Analysen und Messungen sollte die Positionierung der Daten im Querschnitt verbessern.

Für einen Monat (März 1995) werden deshalb die Analysen mit einer besseren zeitlichen Auflösung ($\Delta t = 06$ h) verwendet. Zum Vergleich wird die Koordinatentransformation mit Analysen in 24-Stunden-Auflösung und auch in 06-Stunden-Auflösung durchgeführt. Abb. 43 stellt beide Querschnitte der MOZAIC-Windgeschwindigkeit gegenüber. Die Windverteilung, die mithilfe der 06-Stunden-Analysen ins Jet-System transformiert ist, nimmt klarere Strukturen an und das Rauschen verringert sich. Die mittlere Differenz der einzelnen Datenpaare der Windgeschwindigkeiten (ECMWF-Analysen minus MOZAIC-Messungen) verringert sich - durch die höhere zeitliche Auflösung der Analysen - für den März 1995 von -1.9 m/s auf -0.9 m/s. Auch die Halbwertsbreite der Differenzen-Verteilung reduziert sich von 8.0 m/s auf 6.0 m/s. Insgesamt bringt also die höhere zeitliche Auflösung eine Verbesserung der Koordinatentransformation. Allerdings ist diese nicht so deutlich, daß sie den damit verbundenen höheren Aufwand rechtfertigt. Im weiteren wird daher nur mit einer zeitlichen Auflösung der Analysen von $\Delta t = 24$ h gearbeitet.

Im Jet-Tropopause-Koordinatensystem verändern sich die oben vorgestellten Windverteilungen aufgrund der anders gewählten vertikalen Achse (Abb. 44). Da die horizontale Achse gleich bleibt, entsprechen die horizontalen Unterschiede zwischen Analysen und Messungen den bereits beschriebenen Abweichungen im

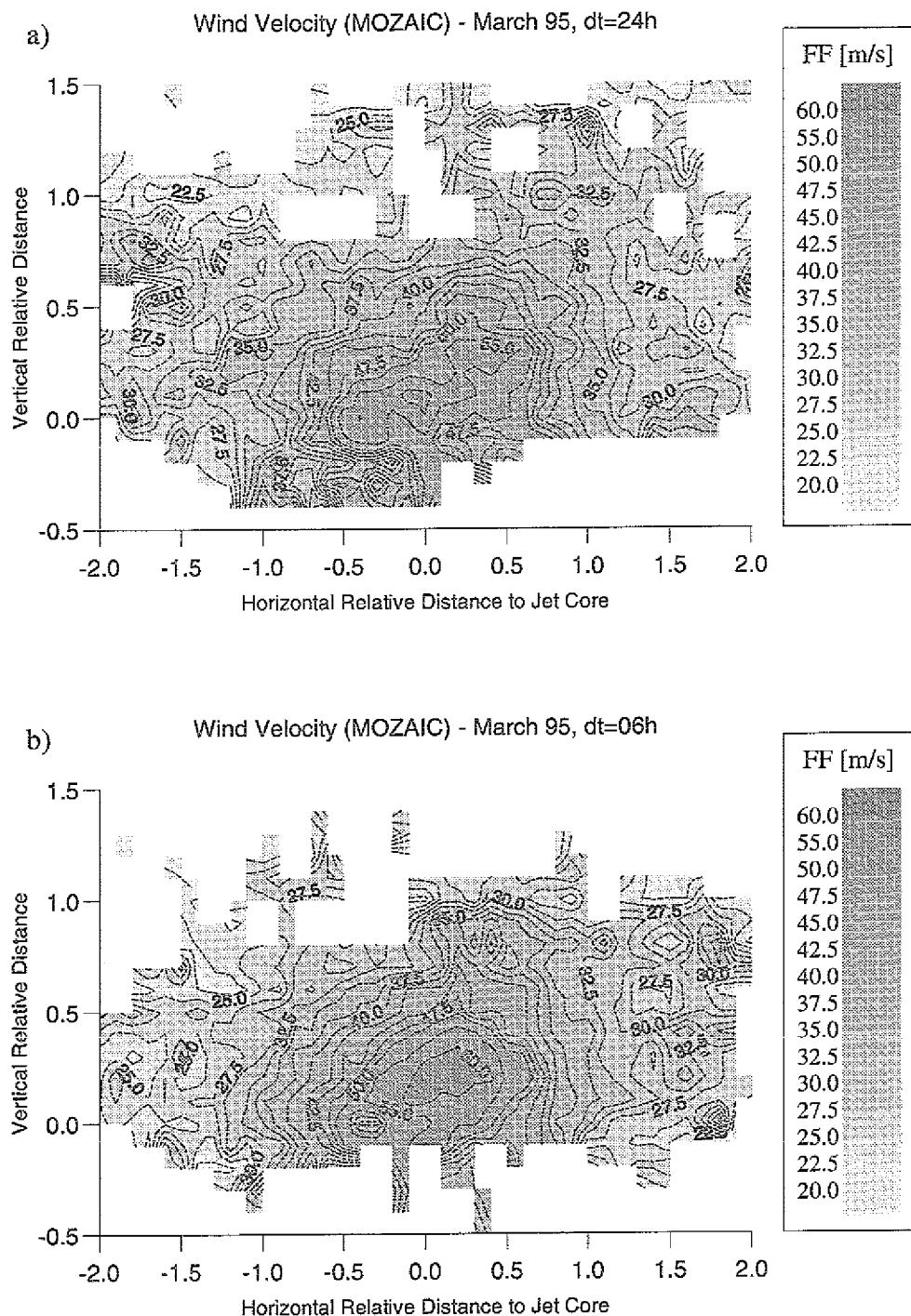


Abb. 43: Das Windfeld im Jetquerschnitt nur aus den MOZAIC-Messungen für den Monat März 1995. In a) wurden Analysen mit einer zeitlichen Auflösung von 24 h zur Koordinatentransformation verwendet. In b) wurden Analysen mit einer Auflösung von 6 h verwendet.

Jet-Koordinatensystem. In der Vertikalen zeigt sich ein verändertes Bild. Der MOZAIC-Wind besitzt für die großen Geschwindigkeiten $ff > 40$ m/s einen deutlich definierten Rand, während sich im Analysen-Querschnitt alle Geschwindigkeiten kleiner als 47.5 m/s über den gesamten vertikalen Bereich erstrecken.

Dieser Unterschied lässt sich durch die Interpolation des Analysen-Windes in der vertikalen Richtung erklären. Wie die Windverteilung im Jet-Koordinatensystem bereits gezeigt hat, ist der Windgradient innerhalb des Jets sehr viel größer als der Windgradient außerhalb. Die Berechnung des Jetrandes bei genau 30 m/s durch die lineare Interpolation zwischen zwei Analysenniveaus verbreitert den Jet künstlich in vertikaler Richtung. Die MOZAIC-Verteilung sollte daher realistischer sein, da der Meßwert der Windgeschwindigkeit einen geringeren Fehler besitzt als die Analysen und lediglich die Positionierung im Querschnitt fehlerbehaftet ist.

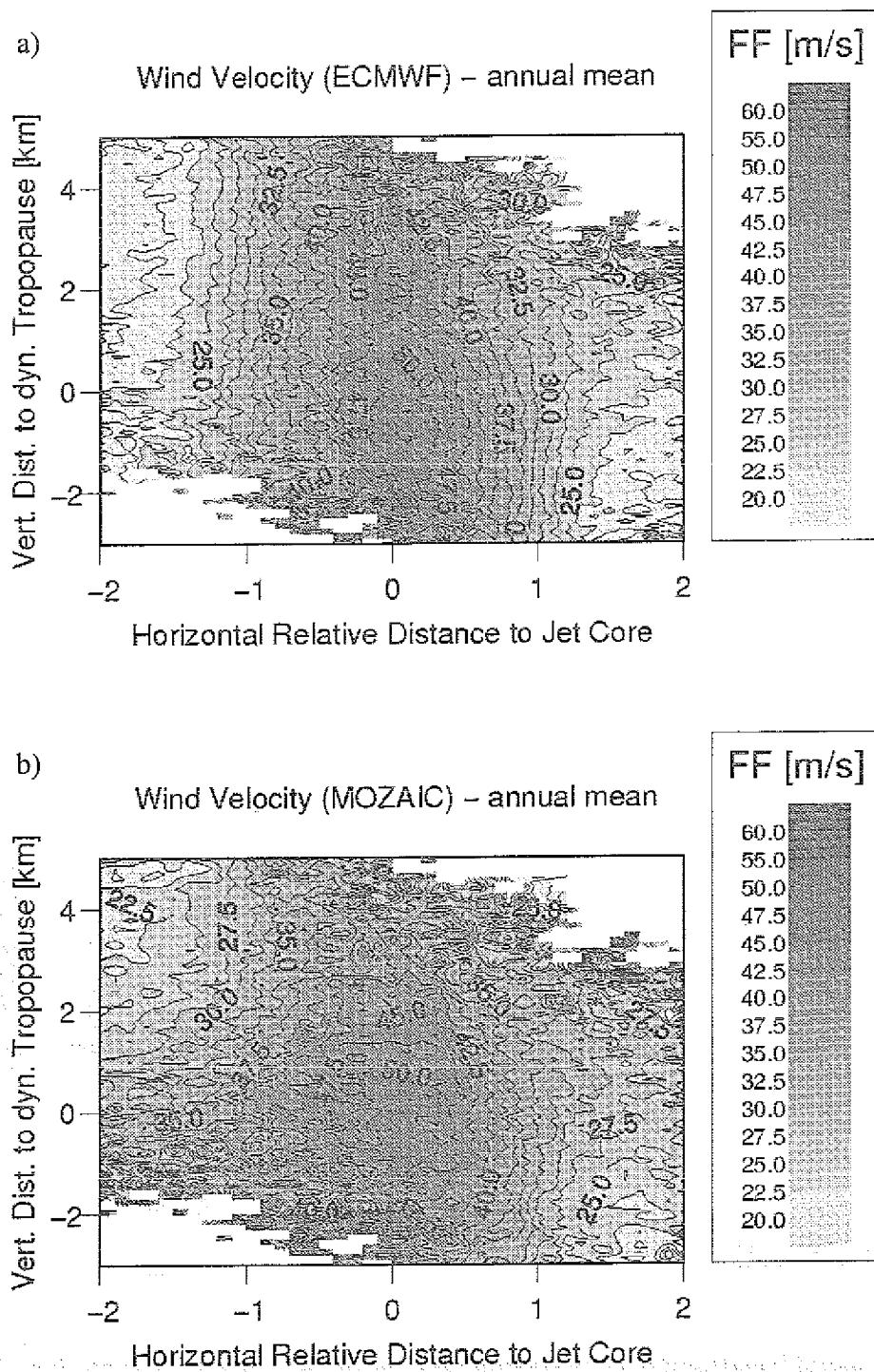


Abb. 44: Das Windfeld im Jet-Tropopause-Querschnitt aus a) den Analysen und b) den MOZAIC-Messungen berechnet.

7. Vertikale Verteilungen im Jet Stream

In dem einführenden Kapitel 2 wurde die Theorie von Jet Streams vorgestellt. Es wurde gezeigt, daß in Abhängigkeit von mehreren Faktoren im Bereich von Jet Streams unterschiedliche Vertikalzirkulationen auftreten. Diese tragen neben anderen Prozessen auch zum Stratosphären-Troposphären-Austausch bei. In bekannten Arbeiten wurden die Transporte in Front-Jet-Systemen unter meteorologischen Gesichtspunkten bereits vielfach untersucht (zum Beispiel Newton and Trevisan, 1984a und 1984b). Es wurden sowohl die Ursachen für den Stratosphären-Troposphären-Austausch analysiert, aber auch Massenflüsse global im Jahresmittel berechnet (Juckes, 1997) oder in Fallstudien zum Beispiel für Tropopausenfaltungen bestimmt (Lamarque and Hess, 1994). Bisher war es aufgrund fehlender Daten noch nicht möglich, einen statistischen Zusammenhang mit Spurengaskonzentrationen - über einzelne Fallstudien hinausgehend - herzustellen. Das MOZAIC-Projekt liefert zum ersten Mal die dafür erforderlichen Daten im Jetbereich in einem statistisch belastbaren Datensatz.

Die Parameter, die im MOZAIC-Projekt zur Verfügung stehen (Ozon, Feuchte und Temperatur), werden nun im folgenden verwendet, um die mittleren vertikalen Verteilungen im Jetquerschnitt zu untersuchen. Die Messungen aller Flüge eines Jahres werden nach der bereits vorgestellten Methode (Kap. 4.5 und Kap. 6.2) in einem gesamten Querschnitt zusammengetragen. Die resultierenden Verteilungen im Jahresmittel erlauben die Bestimmung der Netto-Drehrichtung der Vertikalzirkulationen und der Netto-Vertikaltransporte von Spurengasen im Jet-Querschnitt. Da keine direkten Transportrechnungen möglich sind, ist dies allerdings nur über den Vergleich mit den klimatologischen Mitteln möglich (Kap. 5.3). Im folgenden werden die vertikalen Verteilungen im Jetquerschnitt vorgestellt und anschließend auf mögliche weitere - meteorologisch oder methodisch bedingte - Einflüsse und Ursachen hin untersucht. Dabei werden die in Kap. 5 und Kap. 6 bereits diskutierten nicht meteorologisch bedingten Effekte durch Flugcharakteristika oder die Bestimmung der dynamischen Tropopause noch einmal aufgegriffen.

7.1. Netto-Vertikalzirkulation im Jetquerschnitt

Die Temperaturverteilung im Jetquerschnitt (Abb. 45a) entspricht in den Grundzügen den bereits vorgestellten klimatologischen Verteilungen (Abb. 30a und Abb. 33a). Durch die Zusammensetzung der Temperaturmessungen aus Höhen zwischen 10-12 km ist die Temperaturabnahme in der Troposphäre gegenüber einem mittleren Profil, das sich aus allen Höhen zusammensetzt (Abb. 28a), zu klein. Entsprechend ist die Temperaturzunahme in der Stratosphäre hingegen zu groß (Kap. 5.3). Wie auch die breitenabhängige Verteilung (Abb. 33a) zeigt, ist die Temperatur an der hohen Tropopause der antizyklonalen Seite tiefer als an der

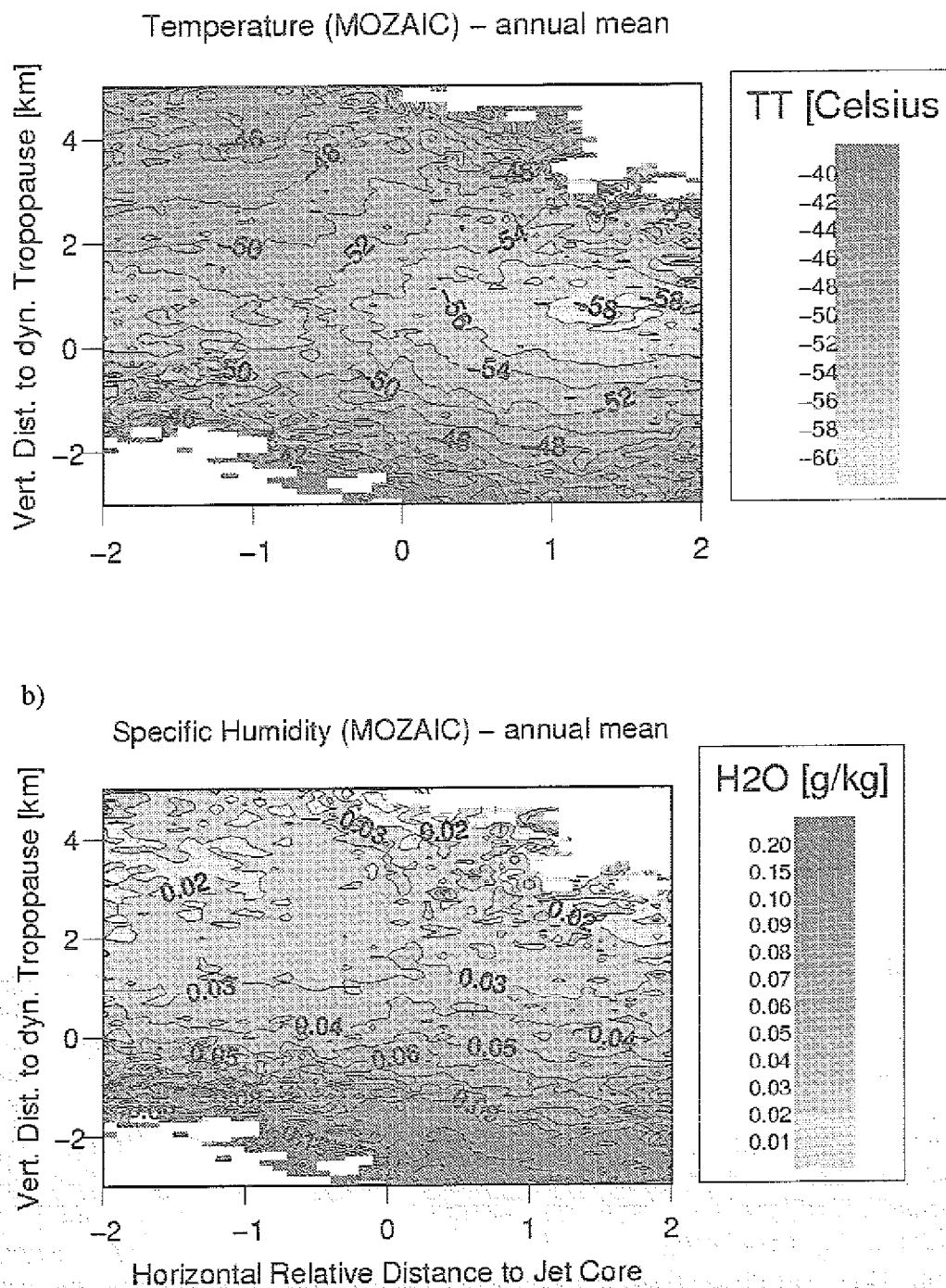


Abb. 45: Mittlere Verteilung a) der Temperatur [$^{\circ}\text{Celsius}$] und b) der spezifischen Feuchte [g/kg] im Jet-Tropopause-Koordinatensystem; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

niedrigeren Tropopause der zyklonalen Seite. In der klimatologischen Verteilung geht entsprechend die Temperatur an der Tropopause von -54°C bei 50°N auf -56°C bei 40°N zurück. Im Jetquerschnitt wird dieses Verhältnis deutlicher als in der breitenabhängigen Verteilung, da eindeutig polare und subtropische Luft von einander getrennt sind, während das Mäandern des Jets in der breitenabhängigen Verteilung eine Vermischung beider Luftmassen verursacht. Die Temperatur variiert an der polaren und der subtropischen Tropopause zwischen -52°C und -58°C .

Zwei Phänomene fallen im Vergleich zur Klimatologie im Jetquerschnitt besonders auf: Zum einen ist die stratosphärische Temperaturzunahme mit der Höhe auf der zyklonalen Seite geringer als in der Klimatologie. Zum anderen befindet sich oberhalb der antizyklonalen Tropopause außerhalb des Jets sehr kalte Luft.

Die stratosphärische Temperaturzunahme mit der Höhe auf der zyklonalen Jetseite stellt sich im Vergleich zur Klimatologie folgendermaßen dar: In der Klimatologie besitzt das Temperaturprofil einen vertikalen Gradienten von 2 K/km in der Stratosphäre und -4.25 K/km in der Troposphäre. Das Vertikalprofil der zyklonalen Jetseite weist deutliche Unterschiede dazu auf. In der Troposphäre ist der vertikale Gradient im Jetquerschnitt vergleichbar groß zur Klimatologie, aber die absolute Temperatur ist in allen Höhen - auch an der Tropopause - um etwa 4 K größer. In der Stratosphäre wird diese Differenz zwischen beiden Profilen mit zunehmender Höhe geringer, und beide Profile laufen etwa 3 km oberhalb der Tropopause zusammen. Dadurch erhält das zyklonale Temperaturprofil im Jetquerschnitt innerhalb der Stratosphäre einen schwächeren vertikalen Gradienten, also eine schwächere Temperaturzunahme mit der Höhe. Die erhöhten Temperaturen um die tropopause herum weisen auf eine Erwärmung der Luftmassen durch Absinkprozesse hin. Diese Absinkprozesse erstrecken sich oberhalb und unterhalb der Tropopause auf der zyklonalen Jetseite. In Fallstudien wird diese Erwärmung oft beobachtet (Reiter, 1961) und ist offensichtlich auch im Mittel im Jetquerschnitt signifikant.

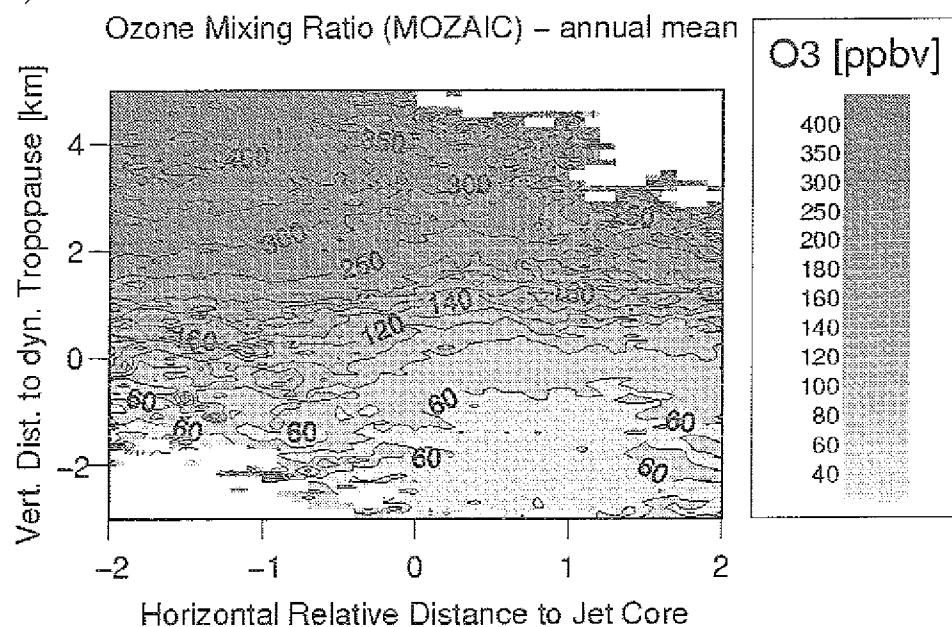
Die kalten Luftmassen oberhalb der Tropopause auf der antizyklonalen Seite werden zum einen durch die höhere Tropopause über der subtropischen Luft verursacht (Wallace and Hobbs, 1977). Mittlere Temperaturprofile für verschiedene Breitengrade (Sissenwine, 1969) und auch die breitenabhängige Verteilung (Abb. 33a) belegen, daß die Tropausentemperatur niedriger wird je kleiner der Betrag des Breitengrades ist. Der Jetquerschnitt umfaßt bei einer mittleren Breite von 1000 km im Mittel zehn Breitengrade. Die dargestellte antizyklonale Seite zwischen $x=0$ und $x=2$ (Abb. 45a) entspricht analog im Mittel ebenfalls etwa 1000 km . In Einzelfällen kann die Entfernung auch $3000\text{-}4000\text{ km}$ betragen (Abb. 35a). Auf dieser Entfernung ist eine meridional bedingte Temperaturveränderung an der Tropopause bereits gut zu erkennen, zumal im Jetquerschnitt die antizyklonalen, subtropischen Luftmassen nicht mit polaren vermischt sind, wie es in einfachen breitenabhängigen Verteilungen der Fall ist. Verstärkend kommt aber noch ein weiterer Effekt hinzu. Wenn der Polarjet sehr weit südlich verläuft, kommt es vor, daß Subtropenjet und Polarjet sehr nah aneinander vorbei laufen oder sogar einen gemeinsamen Jet Stream bilden. Dieser besitzt dann in der Regel zwei Jetcores in unterschiedlichen Höhen. Mit dem Subtropenjet verschiebt sich

kältere Luft aus niedrigeren Breiten in die Nähe des Polarjets und im Bereich des absinkenden Hadley-Astes, der dann an den Polarjet angrenzt, wird sogar sehr kalte tropische Luft herunter transportiert. Dadurch kann es auf der antizyklonalen Seite des Polarjets zu sehr niedrigen Temperaturen kommen, die auch im Querschnitt noch im Mittel zu erkennen sind.

Anders als die Temperatur variiert die Ozonkonzentration an der Tropopause in der breitenabhängigen Verteilung nicht (Abb. 34a). Die Ozonkonzentration ist im klimatologischen Mittel in mittleren Breiten an der Tropopause konstant gleich 88 ppbv (bei Verwendung der dynamischen MOZAIC-Tropopause). Im Jetquerschnitt nimmt die Ozonkonzentration hingegen auf der zyklonalen und der antizyklonalen Jetseite unterschiedliche Werte an (Abb. 46a). Auf der antizyklonalen Seite liegen die Konzentrationen unterhalb von 80 ppbv. Auf der zyklonalen Seite sind die Konzentrationen mit Werten zwischen 100-120 ppbv dagegen deutlich größer. Nimmt man das klimatologische Mittel an der Tropopause (von 88 ppbv) als Grundlage, dann läßt sich daraus eine "Ozonopause" bei einem konstanten Ozonwert von 88 ppbv definieren, der troposphärische und stratosphärische Luftmassen voneinander trennt. Trägt man diese Ozonopause in den Jetquerschnitt ein, dann ist diese gegenüber der dynamischen Tropopause verdreht, weil beide Jetseiten an der dynamischen Tropopause unterschiedliche Konzentrationen besitzen. Durch die Drehung der gesamten Ozonverteilung finden sich auf der antizyklonalen Seite noch oberhalb der dynamischen Tropopause Konzentrationen mit troposphärischem Charakter sowie auf der zyklonalen Seite noch unterhalb der Tropopause Konzentrationen mit stratosphärischem Charakter. Die Ozonverteilung gibt also als Netto-Drehrichtung der Vertikalzirkulationen im Jet eine thermisch direkte Zirkulation wieder. Die Zirkulationszelle befindet sich hauptsächlich in der Troposphäre und verursacht eine Hebung der troposphärischen, warmen Luftmassen auf der antizyklonalen Seite und ein Absinken der kalten Luftmassen auf der zyklonalen Seite. Hierdurch wird auf der zyklonalen Seite ozonreiche Luft in die Troposphäre gebracht und auf der antizyklonalen Seite ozonarme Luft in die Stratosphäre.

Die mittlere Verteilung der relativen Feuchte bestätigt eine thermisch direkte Netto-Zirkulation (Abb. 46b). In der Klimatologie beträgt der Mittelwert der relativen Feuchte an der Tropopause 40 % (Abb. 34b). Auf der antizyklonalen Jetseite treten größere relative Feuchten an der Tropopause auf (größer 50 %), die sich auch noch in die Stratosphäre hinein erstrecken. Auf der zyklonalen Seite sind die Feuchten im Vergleich dazu gering mit Werten um 30 %. Diese niedrigen Feuchtwerte kommen in der Klimatologie nur in der Stratosphäre vor. Sieht man einmal von dem Vergleich mit der klimatologischen Verteilung ab, kann die relative Feuchte auch gut als Tracer für Vertikalbewegungen verwendet werden. Adiabatisch aufsteigende Luftmassen kühlen ab, da sie bei geringerem Druck ein größeres Volumen einnehmen. Bei gleicher absoluter Feuchte wird die relative Feuchte durch das Abkühlen größer. Umgekehrt erwärmen sich absinkende Luftmassen und ihre relative Feuchte wird kleiner. Außerdem ist die Quelle des Wasserdampfes die Erdoberfläche, so daß von unten aufsteigende Luftmassen Wasserdampf in die obere Troposphäre transportieren. Aufgrund dessen weisen die großen Feuchten auf der antizyklonalen Seite auf aufsteigende Luftmassen hin.

a)



b)

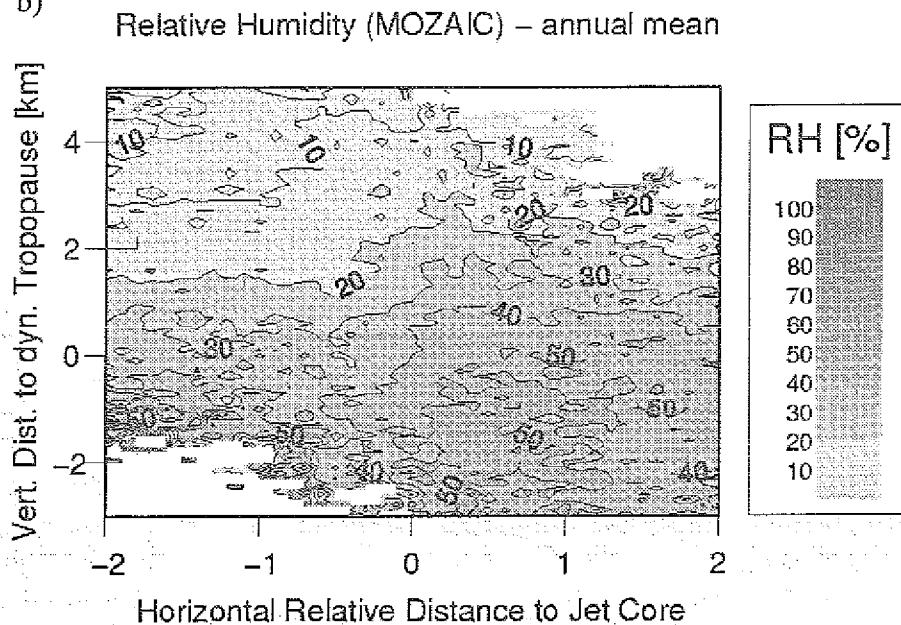


Abb. 46: Mittlere Verteilung a) der Ozonkonzentration [ppbv] und b) der relativen Feuchte [%] im Jet-Tropopause-Koordinatensystem; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

und die geringen Feuchten auf der zyklonalen Seite auf absinkende. Diese Vertikalbewegungen müssen aus Kontinuitätsgründen durch horizontale Transporte erweitert werden und es entsteht eine thermisch direkte Zirkulation.

Das Vertikalprofil der spezifischen Feuchte enthält keine Diskontinuität in Tropopausenhöhe (Abb. 26a), wie die Profile der relativen Feuchte oder der Ozonkonzentration. Dadurch ist an der Tropopause der Übergang von troposphärischen, spezifischen Feuchtwerten zu stratosphärischen, spezifischen Feuchten sehr fließend und die spezifische Feuchte ist ein schlechterer Tracer zur Identifikation von troposphärischen und stratosphärischen Messungen. Trotzdem sind auch im Jetquerschnitt der spezifischen Feuchteverteilung oben beschriebene Vertikalbewegungen zu erkennen (Abb. 45b). An der Tropopause ist die spezifische Feuchte auf der zyklonalen und der antizyklonalen Seite vergleichbar groß um 0.045 g/kg. Die breitenabhängige Verteilung (Abb. 33b) zeigt allerdings eine Neigung der Flächen gleicher spezifischer Feuchte gegenüber der dynamischen Tropopause. Die Luft in höheren Breiten enthält in gleicher Höhe mehr Wasserdampf als die in niedrigeren Breiten. Dies ist im Jetquerschnitt nicht mehr zu erkennen, obwohl hier polare und subtropische Luftmassen sogar eindeutig von einander getrennt sind. Insgesamt ist im Jetquerschnitt für die Verteilung der spezifischen Feuchte eine thermisch direkte Zirkulation notwendig, um die klimatologisch vorhandene Neigung der Feuchte-Isolinien gegenüber der Tropopause im Jetquerschnitt zu beseitigen.

Alle Verteilungen im Jetquerschnitt zeigen, daß die Vertikaltransporte nicht nur Bereiche innerhalb des Jets erfassen sondern auch noch außerhalb des Jets liegen. Die ageostrophischen Windkomponenten, die die Vertikalzirkulation anregen, sind zwar in der Horizontalen innerhalb des Jets am größten, aber die Divergenz- und Konvergenzzonen, die daraus erzwungen werden, umfassen zusätzlich auch die angrenzenden Gebiete außerhalb des Jets. Zum Teil können beachtliche Abstände auftreten (Sechrist et al., 1986), wodurch auch außerhalb des Jets zum Beispiel auf der zyklonalen Seite noch hohe Ozonkonzentrationen unterhalb der Tropopause zu finden sind.

7.2. Jahreszeitliche Entwicklung

Die oben analysierten Verteilungen im Jetquerschnitt besitzen eine jahreszeitliche Abhängigkeit, die in diesem Kapitel untersucht wird. Wie oben beschrieben, ergeben sich im Jahresmittel durch die Vertikalzirkulationen im Jet unterschiedliche Konzentrationen der betrachteten Parameter an der zyklonalen und der antizyklonalen Tropopause. Diese Werte an der Tropopause werden nun jahreszeitenabhängig für beide Jetseiten untersucht und dem klimatologischen Mittel gegenüber gestellt.

In Tabelle 4 sind die entsprechenden Mittelwerte an der Tropopause für Ozon, relative und spezifische Feuchte sowie die Temperatur zusammengefaßt. Im Jah-

resmittel ergeben sich die bereits genannten Verhältnisse zwischen zyklonaler und antizyklonaler Jetseite, die eine thermisch direkte Netto-Drehrichtung anzeigen. Diese Netto-Drehrichtung bleibt für alle Jahreszeiten erhalten, aber in den einzelnen Jahreszeiten ändern sich die Konzentrationen an der Tropopause für beide Jetseiten sowie auch die Differenz zwischen den Konzentrationen beider Seiten.

Die jahreszeitliche Entwicklung der gesamten Verteilungen im Jetquerschnitt werden - wie die Klimatologie auch - im wesentlichen von zwei Prozessen beeinflußt: Zum einen werden die Konzentrationen durch die jahreszeitlich variierende Tropopausenhöhe verändert und zum anderen durch das stratosphärische *downward-pumping* der mittleren Breiten (vgl. Kap. 2.6). Die Variation der Tropopausenhöhe setzt sich sowohl auf der zyklonalen Jetseite als auch auf der antizyklonalen Jetseite durch. Dagegen wirkt sich das *downward-pumping* vor allem in der polaren Luft aus. An der subtropischen Tropopause überwiegt daher der Einfluß der im Sommer zunehmenden Photochemie und der Tropopausenvariation. Diese Zusammenhänge werden nun im einzelnen anhand von Tabelle 4 besprochen.

Tabelle 4: Mittelwerte und Standardabweichungen der betrachteten Parameter in Tropopausenhöhe (± 100 m) innerhalb der zyklonalen ($x=[-1,-0.5]$) und antizyklonalen ($x=[0.5,1]$) Seite des Jet-Querschnittes sowie allgemein im klimatologischen Mittel.

	Jahr	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
Ozon [ppbv]					
zyklonal	109 ± 74	113 ± 84	131 ± 90	108 ± 63	78 ± 42
antizyklonal	69 ± 33	58 ± 38	73 ± 31	77 ± 26	66 ± 34
allgemein	88 ± 52	68 ± 51	90 ± 49	107 ± 55	72 ± 37
Rel. Feuchte [%]					
zyklonal	35 ± 23	38 ± 24	22 ± 22	30 ± 23	43 ± 20
antizyklonal	50 ± 23	64 ± 25	44 ± 16	42 ± 19	54 ± 23
allgemein	44 ± 22	52 ± 27	43 ± 17	36 ± 20	49 ± 23
Spez. Feuchte [g/kg $\cdot 10^{-2}$], zykl.					
zyklonal	4.6 ± 3.6	3.4 ± 2.9	3.6 ± 1.9	5.5 ± 3.6	5.6 ± 4.8
antizyklonal	4.2 ± 3.0	3.6 ± 2.6	2.7 ± 1.8	5.3 ± 3.3	5.4 ± 3.3
allgemein	4.2 ± 3.3	4.0 ± 3.3	3.1 ± 2.5	5.0 ± 3.6	4.8 ± 3.2
Temperatur [$^{\circ}$C]					
zyklonal	-52 ± 5	-55 ± 6	-53 ± 4	-49 ± 4	-52 ± 6
antizyklonal	-57 ± 5	-61 ± 5	-60 ± 5	-53 ± 4	-55 ± 4
allgemein	-55 ± 6	-57 ± 6	-57 ± 5	-52 ± 5	-55 ± 5

Die Ozonkonzentration an der Tropopause unterliegt folgenden Entwicklungen (vgl. Abb. 31a): Die klimatologischen jahreszeitlichen Mittel spiegeln Ozonkon-

zentrationen wieder, die sich durch die Verschiebung der Tropopause, das heißt durch die Massenveränderung der untersten Stratosphäre, und die Photochemie erklären lassen. Im Winter nimmt die Tropopause ihre tiefste Lage ein und verschiebt troposphärische Luft in die Stratosphäre. Dadurch besitzt die unterste Stratosphäre im Winter ihre größte Masse und die Ozonkonzentration an der Tropopause ist am geringsten. Im Frühjahr erhöht sich mit der vertikalen Anhebung der Tropopause (die Masse der untersten Stratosphäre wird kleiner) die Ozonkonzentration an der Tropopause und wird schließlich im Sommer maximal, wenn aufgrund der größeren Strahlungsintensität die Photochemie zunimmt.

Die gleiche Entwicklung ist innerhalb des Jets auf der antizyklonalen Seite zu sehen, aber nicht auf der zyklonalen Seite. Legt man auch auf der zyklonalen Seite zunächst die beschriebenen Einflüsse der Tropopausenhöhe und der Photochemie zugrunde, treten folgende Abweichungen auf: Die Konzentration ist im Frühjahr maximal statt strahlungsbedingt im Sommer, und im Winter ist sie nicht am geringsten sondern ähnlich groß wie im Sommer. Diese Abweichungen innerhalb der zyklonalen Seite werden durch das *downward-pumping* verursacht. Die mittlere meridionale Zirkulation kontrolliert in mittleren Breiten den abwärts gerichteten Massenfluß in die unterste Stratosphäre. Sie ist gekoppelt an den Jahresgang der zonalen Impulskraft, welche ihr Maximum im Winter besitzt und ihr Minimum im frühen Sommer (Rosenlof, 1995; Holton et al., 1995). Als Folge aus diesen Transporten steigen im Winter die Ozonkonzentrationen in der untersten Stratosphäre an und sind aber erst im Frühjahr dort maximaler als zu anderen Jahreszeiten. Im klimatologischen Mittel wirkt sich das erst ab einem Kilometer oberhalb der Tropopause aus (vgl. Abb. 31a). Auf der zyklonalen Jetseite werden durch die im Mittel abwärts gerichteten Vertikaltransporte die hohen Ozonkonzentrationen weiter herunter bis an die Tropopause transportiert. Anhand der Temperaturverteilung wurde sichtbar, daß die Vertikaltransporte noch 3 km oberhalb der Tropopause stattfinden. Durch diese Transporte sind auch die Ozonkonzentrationen an der zyklonalen Tropopause im Frühjahr maximal und im Winter trotz deutlich geringerer Photochemie mit den Sommerkonzentrationen vergleichbar. Für den Stratosphären-Troposphären-Austausch im Jetbereich bedeutet dies gleichzeitig, daß gleiche Mengen stratosphärischer Luft bei einem Stratosphären-Troposphären-Austausch im Frühjahr deutlich mehr Ozon in die Troposphäre transportieren als zu anderen Jahreszeiten.

Die relative Feuchte weicht von den Verhältnissen der Ozonkonzentrationen ab. Das *downward-pumping* sollte im Frühjahr analog zu den hohen Ozonkonzentrationen niedrige relative Feuchtwerte an der zyklonalen Tropopause verursachen. Trotzdem ist die relative Feuchte dort im Sommer und Herbst geringer als im Frühjahr. Hier überlagert der Effekt, daß die relative Feuchte einer Luftmasse temperaturabhängig ist. Selbst wenn im Frühjahr aufgrund des *downward-pumping* noch weniger Wasserdampf an der zyklonalen Tropopause vorhanden ist als im klimatologischen Mittel, kann aufgrund der mittleren Temperaturunterschiede zwischen Frühjahr und Sommer die relative Feuchte im Frühjahr größer sein als im Sommer (vgl. Abb. 30b und Abb. 31b).

Die spezifische Feuchte, die den absoluten Wasserdampfgehalt der Luft in g/kg

angibt, entspricht ebenfalls nicht der Ozonverteilung. Der Grund liegt darin, daß sich im Gegensatz zur Ozonverteilung die zwei bestimmenden Effekte nicht verstärken, die sich durch Tropopausenvariation und zunehmende Strahlungsintensität im Sommer einstellen. Beide Prozesse sind stattdessen bezüglich der spezifischen Feuchte gegenläufig. Die Verschiebung der Tropopause im Sommer nach oben, verschiebt zwar trockene stratosphärische Luft in die oberste Troposphäre. Gleichzeitig nimmt die Feuchte in der gesamten Troposphäre aber bereits im Frühjahr zu, da durch die höheren Temperaturen am Boden mehr Wasser verdampft und über ebenfalls zunehmende konvektive Prozesse in die obere Troposphäre gelangt. Die Werte in Tabelle 4 zeigen, daß die stärkere Verdampfung im Sommer die Verschiebung der Tropopause zu geringeren Feuchten überwiegt. Hierdurch wird die spezifische Feuchte an der Tropopause im Sommer maximal und im Winter minimal. Aus oben genannten Gründen ist sowohl die relative wie auch die spezifische Feuchte für einen Stratosphären-Troposphären-Austausch kein eindeutiger Tracer.

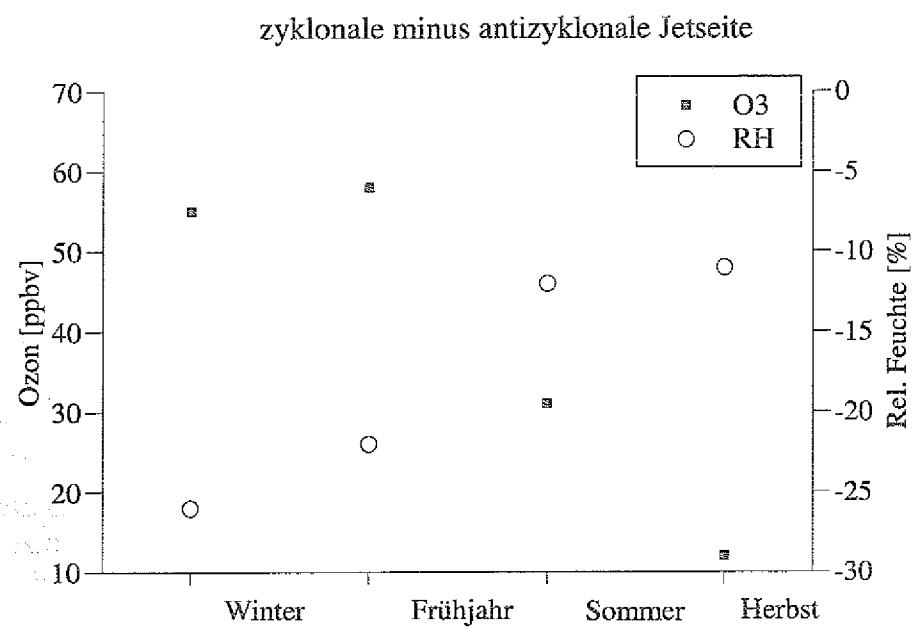


Abb. 47: Differenz der Ozonkonzentration und der relative Feuchte an der Tropopause zwischen der zyklonalen minus antizyklonalen Jetseite über Jahreszeiten gemittelt.

Die jahreszeitlich variierende Stärke der Vertikaltransporte im Jet kann aus der Differenz der Ozonkonzentrationen an der Tropopause (zyklonale minus antizyklonale Seite) abgeleitet werden. Jahreszeitlich bedingte Änderungen durch jetunabhängige Prozesse (Photochemie, Tropopausenhöhe) variieren die Konzentrationen auf beiden Jetseiten in die gleiche Richtung, das heißt, die Ozonkonzen-

tration nimmt auf beiden Seiten entweder ab oder zu. Nur durch die Vertikalzirkulationen verändern sich die mittleren Konzentrationen der beiden Seiten in unterschiedliche Richtungen: die Konzentration der zyklonalen Seite nimmt zu und die Konzentration der antizyklonalen Seite nimmt ab. Abb. 47 zeigt diese Differenzen für Ozon und vergleichsweise auch für die relative Feuchte nach Tabelle 4. Die größten Ozondifferenzen ergeben sich im Frühjahr, gefolgt von Winter, Sommer und schließlich Herbst. Dies bedeutet, daß der jahreszeitenabhängige Luftmassen-Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre bezüglich des Ozontransportes im Frühjahr am effektivsten ist und im Herbst minimal. Andere Untersuchungen zeigen, daß dies auch für den gesamten Luftmassenaustausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre gilt und der größte Massenanteil im Frühjahr in die Troposphäre gebracht wird. Dabei tragen zwei Prozesse im wesentlichen zum Netto-Transport bei: die jahreszeitliche Variation der Masse der untersten Stratosphäre und die jahreszeitliche Variation der meridionalen Zirkulation (Appenzeller et al., 1996). Die Differenzen der relativen Feuchten in Abb. 47 sind dazu abweichend verteilt, da die Feuchte eine temperaturabhängige troposphärische Quelle besitzt.

7.3. Meteorologische Ursachen der Transporte

Die Verteilungen im Jetquerschnitt haben in Höhe der Tropopause auf der zyklonalen beziehungsweise antizyklonalen Jetseite unterschiedliche Strukturen. Während die antizyklonale Seite eine eher gleichmäßige vertikale Anhebung der troposphärischen geringen Ozonkonzentrationen und hohen Feuchten gegenüber der Tropopause zeigt, ist die zyklonale Seite stärker zerklüftet. Dies deutet darauf hin, daß auf beiden Seiten unterschiedliche Prozesse die Verteilungen beeinflussen.

Die vertikale Anhebung der troposphärischen Luftmassen in die Stratosphäre hinein (antizyklonale Seite) ist ein eher großräumiger, kontinuierlicher Vorgang. Die Ozonopause der antizyklonalen Seite ist eine stetige Grenze ohne Störungen. Die Ursache hierfür sind vor allem die Konvektionen im Zusammenhang mit dem Front-Jet-System sein. Oft sind zwar Frontlage und Jetlage gegeneinander verschoben, so daß die Sekundärzirkulation der Front und die Vertikalzirkulation des Jets sich sowohl verstärken als auch blockieren können. Im Mittel findet aber ein Aufgleiten der warmen Luft auf die kalte Luft unterhalb der antizyklonalen Seite des Jets statt (Keyser et al., 1978; Keyser and Shapiro, 1986). Verstärken sich die Sekundärzirkulation der Front und die Vertikalzirkulation des Jets, dann können troposphärische Luftmassen auch aus niedrigeren Höhen bis in die Stratosphäre transportiert werden. Dieses Aufsteigen ist in der Regel von starker Wolkenbildung begleitet und in Tropopausenhöhe finden sich dadurch großräumig hohe Feuchten bei gleichzeitig niedrigen Ozonwerten. Ein vergleichbarer Vorgang wird in den Tropen beobachtet, wo durch starke Konvektion ein Überschießen troposphärischer Luft in die Stratosphäre stattfindet (Kley et al., 1982).

Auf der zyklonalen Seite ist die Ozonopause dagegen sehr stark zerklüftet. Der Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre scheint hier kleinräumig begrenzt zu sein. Als Ursache sind Turbulenzen, zum Beispiel Clear-Air-Turbulenzen, aber auch Cut-Off-Lows oder Tropopausenfaltungen möglich. Diese Prozesse werden im folgenden speziell im Hinblick auf die Erstellung der MOZAIC-Daten untersucht. Die Prozesse selber wurden bereits in Kap. 2.6 vorgestellt.

Cut-Off-Lows

Häufig schneiden die Flugrouten Cut-Off-Lows so, daß sie den Kaltlufttropfen zentral durchqueren und dabei von der warmen Luftmasse außerhalb des COL's in die kalte Luftmasse wechseln und schließlich wieder in die warme Luftmasse zurückkehren. Dabei passieren die Flugzeuge zweimal den Grenzbereich zwischen kalter und warmer Luftmasse und wechseln dabei aufgrund der unterschiedlich hohen Tropopausen in beiden Luftmassen in der Regel auch zwischen Troposphäre und Stratosphäre. Innerhalb des Cut-Off-Lows finden starke vertikale Durchmischungen zwischen troposphärischer und stratosphärischer Luftmasse statt. Diese können von den Flugzeugmessungen nicht erfaßt werden, da hier die Flughöhe aufgrund der tiefen Tropopause in der kalten Luft meist weit oberhalb der Tropopause liegt. Am Rand des Kaltlufttropfens, wo die Tropopause noch nicht zu tief liegt und die Flugrouten häufig beim Wechsel von der warmen in die kalte Luftmasse auch gleichzeitig von der Troposphäre in die Stratosphäre wechseln, kann ein Stratosphären-Troposphären-Austausch von den Messungen erfaßt werden. Diese Messungen in COL's tragen im zyklonalen Randbereich des aus den MOZAIC-Daten erstellten Jetquerschnittes - im Jet-Tropopause-System bei $x=-1$ zum stratosphärischen Eintrag bei.

Tropopausenfaltungen

Der Einfluß von Tropopausenfaltungen ist ebenfalls nur bedingt sichtbar. Im Falle einer Tropopausenfaltung liegt die Tropopause durch das Absenken der stratosphärischen Luftmassen grundsätzlich sehr tief (in der Regel unterhalb von 300 hPa). Daher werden die MOZAIC-Flüge, deren Flughöhe ausschließlich 10-12 km beträgt, bei einer Tropopausenfaltung immer weit in der Stratosphäre verlaufen. Der Zungenbereich der Faltung, der noch tiefer in die Troposphäre hineinreicht und an dem der Stratosphären-Troposphären-Austausch hauptsächlich durch kleinskalige Turbulenzen stattfindet, kann von den MOZAIC-Daten nicht erfaßt werden. Wohl kann aber die Folge einer Tropopausenfaltung gemessen werden, wenn sich die Tropopause wieder in eine höhere Lage zurückgezogen hat. Dann sind die ozonreichen Luftmassen, die in die Troposphäre intrudiert wurden, nachträglich noch über mehrere Tage zu erkennen.

Clear-Air-Turbulenzen

Auch Clear-Air-Turbulenzen (CAT) tragen über turbulente Eddies zum Strato-

sphären-Troposphären-Austausch bei. Clear-Air-Turbulenzen können also in der Atmosphäre öfter beobachtet werden, tragen aber vor allem an der zyklonalen Seite des Jets zum STE bei. Sie beschreiben Turbulenzen in einer wolkenfreien Atmosphäre, die hohe Vertikalbeschleunigungen verursachen. Als Folge der Mikrostrukturen von Jets erfassen sie räumlich nur wenige 100 m. Die Energie, die sie für die Arbeit gegen die Schwerkraft benötigen, erhalten sie aus Scherungen und den resultierenden Schubspannungen. Daher treten sie oft im Bereich von Strahlströmen auf. Das Auftreten von Turbulenzen kann allgemein über einen Grenzwert der Richardson Zahl definiert werden. Die Richardson-Zahl R_i hängt von der thermischen Stabilität und der Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe ab.

$$(R25) \quad R_i = \left(g \cdot \frac{1}{\Theta} \cdot \frac{\partial}{\partial z}(\Theta) \right) / \left(\frac{\partial}{\partial z} |v| \right)^2$$

Sie wird klein für große vertikale Änderungen der Windgeschwindigkeit und geringen Temperaturgradienten. Unter vereinfachten Annahmen wird eine Schichtung bereits für $R_i < 1$ labil und weist dann Turbulenzen auf. In der Atmosphäre wird häufiger ein Grenzwert für Turbulenzen bei $R_i = 0.65$ beobachtet. Auch in ansonsten stabilen Schichten können CAT's auftreten, wenn die Schicht durch kleine Bereiche labilerer Schichtungen durchzogen ist, wie es an Fronten oft vorkommt. Im Bereich von Jets existieren drei Gebiete, in denen besonders häufig CAT's auftreten (Reiter, 1961):

- auf der antizyklonalen Seite in Jetcore-Höhe,
- auf der zyklonalen Seite in Tropopausenhöhe,
- außerhalb des Jetcores im Frontbereich.

Neben den beschriebenen meteorologischen Ursachen ist bei der Analyse der Querschnitte zu berücksichtigen, daß die Datenbelegung in der Troposphäre auf der zyklonalen Seite nach unten gehend sehr schnell schlechter wird. Ein Teil der zerklüfteten Strukturen, gerade zwischen $x = -2$ bis $x = -1.5$, entsteht durch das Rauschen, das durch zu wenige Messungen in den Verteilungen verursacht wird und das erst durch eine genügend große Menge an Daten verkleinert werden kann. Ähnliche Strukturen enthält die Verteilung in der antizyklonalen Stratosphäre, die ebenfalls schlechter mit Daten belegt ist.

Meteorologischer Überblick

Um die Ursachen im einzelnen zu untersuchen, ist es notwendig Fallstudien zu betrachten. Allerdings sind die MOZAIC-Flüge für Fallstudien nur begrenzt geeignet. Jeder Flug liefert maximal in einer Höhe Konzentrationen durch den Jetquerschnitt. Das ist nicht ausreichend, um Aussagen über die Verteilungen im gesamten Querschnitt zu treffen. Eine andere Möglichkeit ist es, sich die zugehörigen meteorologischen Bedingungen im Überblick anzuschauen. Dazu wird aus der Ozonverteilung im Jetquerschnitt (Abb. 46) ein Bereich herausgegriffen, der

unterhalb der Tropopause eine kleine Ozonzunge mit erhöhten Ozonwerten enthält. Dieser Bereich (zyklonale Seite $x=-1$ bis $x=-0.8$ unterhalb der Tropopause) wird auf die beteiligten Flüge und die jeweils gemessenen Ozonkonzentrationen hin untersucht. In jedem der betroffenen Gitterelemente tragen 31 % der Flüge mit Ozonwerten größer als 100 ppbv zum Mittelwert im Querschnitt bei. In Einzelfällen werden über 500 ppbv gemessen. Insgesamt sind es 41 verschiedene Flüge, die diese Ozonzunge - über das Jahr verteilt - verursachen.

Die dazugehörigen großräumigen Wetterlagen lassen sich grob in fünf Klassen einteilen. Auffallend oft (37 %, 1. Klasse) treten synoptische Verhältnisse auf, wie sie in Abb. 48 zu sehen sind. In diesen Fällen nähern sich zwei entgegengesetzte

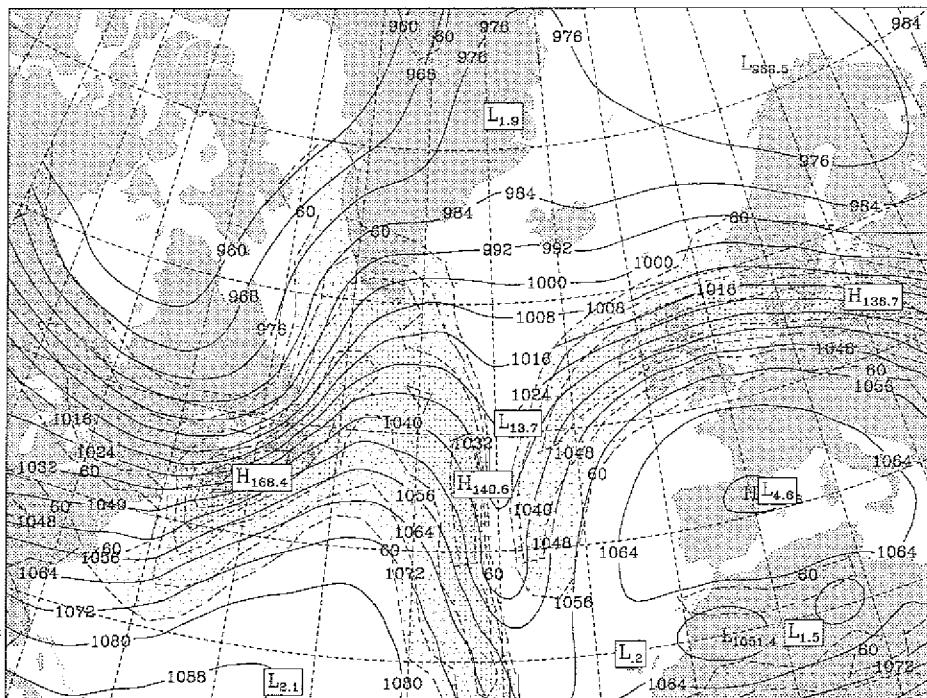


Abb. 48: Horizontale Windverteilung in 250 hPa für den 12. Dezember 1994, 12 UTC. An einer Scherungslinie nähern sich zwei entgegengesetzt gerichtete Jets auf wenige hundert Kilometer einander an. Schattierte Flächen zeigen Gebiete mit Windgeschwindigkeiten größer 60 Knoten (etwa 30 m/s). Zusätzlich ist das Geopotential [gpm] in 250 hPa eingezeichnet.

setzt gerichtete Jets horizontal auf weniger als 1000 km einander an. Im Zusammenhang mit einem Kaltluftvorstoß bildet sich eine Scherungslinie aus, die schematisch in Abb. 49 dargestellt ist. Der Unterschied zum normalen Verlauf eines Kaltlufttropfens ist, daß die Warmluftadvektion in der Höhe gleichmäßig entlang der gesamten Rückseite des Troges und nicht nur im Norden verläuft (Reiter, 1961). Eine direkte Zirkulation läßt Kaltluft am Boden ausströmen, wodurch in der Höhe zwei entgegengesetzt gerichtete Jets zusammen laufen. Es

tritt eine Verstärkung der zyklonalen Scherung ein und stratosphärische Luft wird in die Troposphäre transportiert. Dieser Vorgang wird allgemein als Tropopausenfaltung bezeichnet.

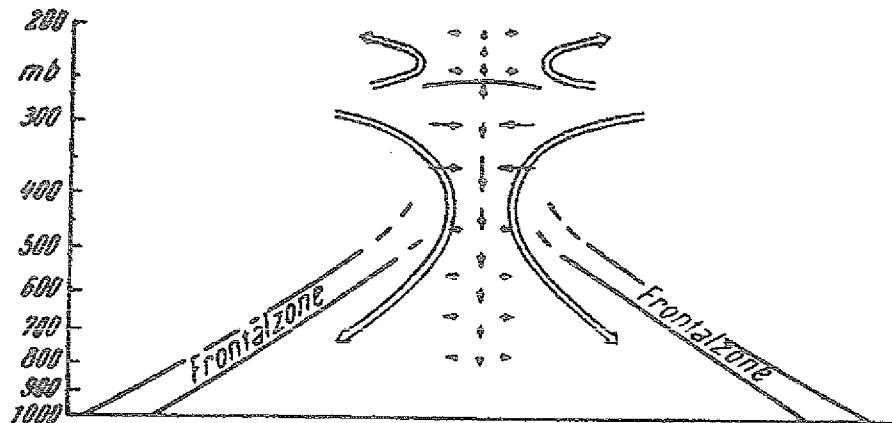


Abb. 49: Schematische Darstellung der Vertikal- und Horizontalbewegungen bei der Bildung einer Scherungslinie zwischen zwei entgegengesetzt gerichteten Jet Streams (Hsieh, 1950). Die Länge der einfachen Pfeile ist proportional zur Geschwindigkeit.

In der zweiten Klasse (24 % der Fälle, 2. Klasse) ist auf der zyklonalen Seite des Jets ein Bereich geringerer Stabilität zu sehen (Abb. 50). In diesem Beispiel verändert sich das Geopotential über einen horizontalen Bereich von etwa 1000 km mal 3000 km um weniger als 8 gpm. In die zweite Klasse sind Fälle eingeteilt, in denen der Bereich geringer Labilisierung mindestens eine Größe von 1000 km mal 1000 km erreicht. Meist handelt es sich um antizyklonal gekrümmte Jet Streaks, in deren Nähe ein Hochdruckkeil die planetare Höhenströmung stört. Solch ein Hochdruckkeil in der oberen Troposphäre ist in der Regel mit einem großen vertikalen Temperaturgradienten verbunden, wodurch die Schichtung in diesen Bereichen labiler wird als in der Umgebung. Dadurch können hier bevorzugt Turbulenzen auftreten.

Gleichermaßen oft sind Cut-Off-Lows (17 %, 3. Klasse) und Jet-Finger (15 %, 4. Klasse) die Ursache für den stratosphärischen Eintrag. Der Begriff Jet-Finger beschreibt im wesentlichen verästelte Jets, in denen mehrere Jet-Äste zusammen- oder auseinanderlaufen. Der Unterschied zu Scherungslinien ist, daß das Geopotential im Bereich der Jet-Äste keinen Kaltluftvorstoß zeigt. In den Zonen zwischen den verschiedenen Fingern treten häufig Clear-Air-Turbulenzen auf (Reiter and Nania, 1964), wodurch man diese Fälle auch mit der zweiten Klasse (24 % plus 15 % der Fälle) zusammentragen könnte.

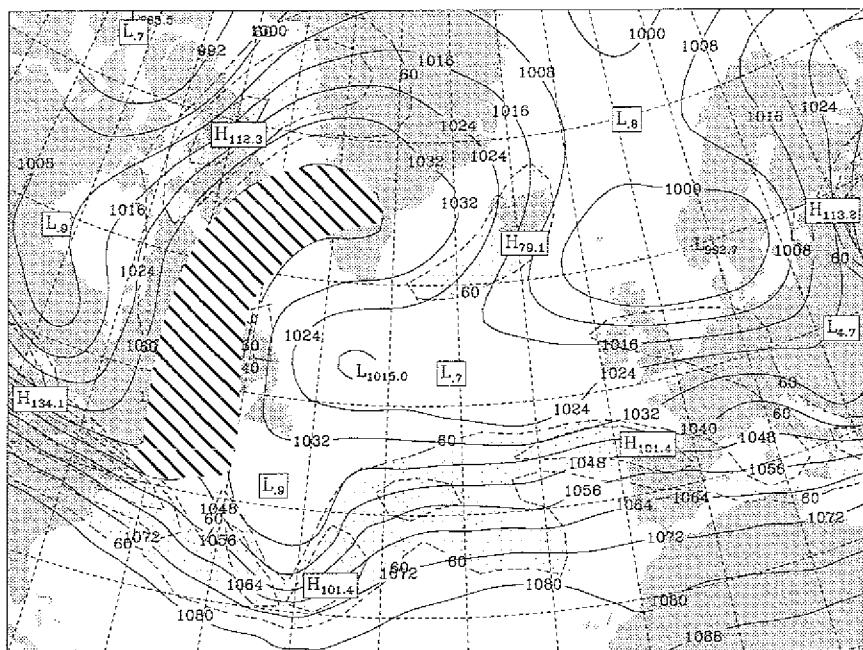


Abb. 50: Horizontale Windverteilung in 250 hPa für den 15. Mai 1995, 12 UTC. Schattierte Flächen zeigen Gebiete mit Windgeschwindigkeiten größer 60 Knoten (etwa 30 m/s). Zusätzlich ist das Geopotenzial [gpm] in 250 hPa eingezeichnet. Im gesamten schräg schraffierten Bereich liegt das Geopotenzial zwischen 1040-1048 gpm. Der starke vertikale Temperaturgradient labilisiert die Luftmasse und ermöglicht CAT.

Für 7 % (5. Klasse) verursachen Polarjets die erhöhten Ozonwerte, die mit dem Subtropenjet zusammen verlaufen. Der verbreiterte Strahlstrom besitzt dadurch zwei Jetcores in unterschiedlichen Höhen.

Das Zusammenlaufen von Polarjet und Subtropenjet (5. Klasse) geschieht für die untersuchten Fälle nur im Frühjahr, wenn der Subtropenjet sich in nördlichere Breiten verschiebt. Die anderen vier Klassen liegen vermehrt im Frühjahr und Sommer. Dies hat allerdings nicht notwendigerweise etwas mit dem vermehrten Auftreten der verschiedenen Prozesse zu tun, sondern auch mit der Tatsache, daß im Frühjahr und Sommer mehr Daten unterhalb der Tropopause gemessen werden können.

Scherungslinien bzw. Tropopausenfaltungen und COL's leisten einen großen Beitrag zum STE, in den oben analysierten Fällen des mittleren STE zu 54 %. Auffallend oft tritt der beobachtete STE im Zusammenhang mit CAT auf (2. und 4. Klasse: 39 %). Allerdings ist für CAT der Eintrag stratosphärischer Luft in die

Troposphäre geringer als für Faltungen oder COL. Dies bestätigt sich auch durch die mit dem STE verbundenen mittleren Ozonkonzentrationen, die innerhalb der Troposphäre gemessen wurden. Die mittlere Ozonkonzentration, die in den Fällen der Scherungslinien und COL's von den Flugzeugmessungen bestimmt wird, liegt über 200 ppbv. Die mittleren Konzentrationen in den anderen drei Klassen (Jet-Finger, labile Schichtung, zusammen verlaufender Polarjet und Subtropenjet) liegen nur zwischen 130-150 ppbv.

Dynamische Tropopause

Die Drehung der Ozonopause im Jetquerschnitt gegenüber der dynamischen Tropopause (Abb. 46) hängt natürlich maßgeblich von der Güte der dynamischen Tropopause ab. In Kap. 5.2 wurde gezeigt, daß die verwendete dynamische Tropopause eher zu tief definiert ist. Dies könnte eine einfache Erklärung für die gleichmäßige Anhebung der Ozonopause auf der antizyklonalen Seite sein, aber gleichzeitig müßte dieser Effekt auch auf der zyklonalen Seite oder in der Klimatologie zu sehen sein, was nicht der Fall ist. Eine Abhängigkeit der Verteilungen im Jetquerschnitt von der dynamischen Tropopause ist denkbar, wenn es auf beiden Jetseiten unterschiedliche Prozesse gibt, die unterschiedliche Veränderungen der potentiellen Vorticity bewirken und dadurch die Tropausenhöhen auf beiden Seiten gegeneinander verschieben.

Shapiro (1976) beobachtet, daß in Bereichen mit CAT in der potentiellen Vorticity Anomalien auftreten können. Beim Transport hoher Scherungsvorticity aus der Stratosphäre in die troposphärische Front, wird diese in Krümmungsvorticity transformiert und vergrößert dabei die PV-Werte. Die Ursache für die Transporte sind vertikale, turbulente Temperaturflüsse im Bereich der CAT. Gidel and Shapiro (1979) erweitern die Beobachtungen durch Modellrechnungen und zeigen, daß Wärme- und Impuls-Flüsse die Erhaltung der PV beeinträchtigen. Die Änderungen können bis zu 50 % pro Tag betragen, wobei das Vorzeichen der Änderung von der Größe der Turbulenz abhängt. Die betroffenen Gebiete sind vor allem der obere Frontbereich am Tropausenbruch. Hier treten gleichzeitig Gebiete auf, in denen PV produziert, aber auch zerstört wird. Für die dynamische Tropopause im Jetquerschnitt läßt sich daraus keine einheitliche Verschiebung ableiten, sondern höchstens eine weitere stochastischen Ungenauigkeit. Die von Shapiro beobachteten Prozesse können daher nicht die Ursache für die Neigung der Ozonopause gegenüber der Tropopause sein. Außerdem wurde festgestellt, daß die PV-Anomalien von der Berechnungsart der PV abhängen (Keyser and Rotunno, 1990) und andere Autoren grundsätzlich keinen Einfluß wie oben beschrieben sehen (zum Beispiel Daniels, 1990).

Reed et al. (1992) stellen drei Fallstudien zu PV-Anomalien vor. In einem Fall wird die Produktion von PV durch diabatische Prozesse in Frontwolken gezeigt. Mit dem raschen Aufgleiten der Luftmassen im Frontbereich setzt eine kondensationsbedingte Erwärmung ein. Die Erwärmung produziert einen mit der Höhe zunehmenden vertikalen Temperaturgradienten und vergrößert damit die PV-Werte in diesem Bereich. Dieser Effekt kann auch im Jetquerschnitt von Bedeu-

tung sein. Im Front-Jet-System findet auf der antizyklonalen Seite häufig ein rasches Aufgleiten der warmen Luft auf die kalte statt, das oft mit Wolkenbildungen verbunden ist. Die Feuchteverteilung im Jetquerschnitt (Abb. 46) bestätigt dies durch die hohen relativen Feuchten auf der antizyklonalen Seite. Setzt man voraus, daß es in den Wolken regelmäßig zu positiven PV-Anomalien kommt - wie es auch in der Fallstudie eintritt -, entstehen in der Troposphäre hohe PV-Werte, die den Verlauf der dynamischen Tropopause nach unten ziehen. Fälschlicherweise werden für diese Fälle in den Jetquerschnitten troposphärische Luftmassen in die Stratosphäre verschoben und ein Transport von troposphärischen Luftmassen in die Stratosphäre ist möglicherweise nur vorgetäuscht oder zumindest deutlich geringer. Dies kann zwar ein Grund für die einheitliche Anhebung der Ozonopause auf der antizyklonalen Seite sein. Allerdings läßt die eine vorliegende Fallstudie keine Aussage über die statistische Wirksamkeit dieser Prozesse in den Jetquerschnitten zu, da bestimmte Voraussetzungen erfüllt sein müssen, die nicht für jedes Front-Jet-System gegeben sind. In Einzelfällen mag dieser Einfluß allerdings in den Querschnitten enthalten sein.

7.4. Methodisch bedingte Ursachen

Die Verteilungen im Jet-Querschnitt können von mehreren systematischen Effekten beeinflußt sein: Die Nordatlantikflüge verlaufen nach einem regelmäßigen Zeitplan, so daß Ost-West-Flüge beziehungsweise West-Ost-Flüge zwar zueinander versetzt aber immer zu den selben Tageszeiten stattfinden. Da die Tropopausenhöhe und auch das Windfeld aus den Analysen nur einmal täglich vorliegen, kann es hierdurch zu systematischen Abweichungen in der Jetquerschnitten kommen. Die Tropopausenhöhe besitzt eine Temperaturabhängigkeit und liegt im Mittel tagsüber höher als nachts, wenn man nur den Strahlungseinfluß betrachtet. Das Windfeld unterliegt einer festen mittleren Verlagerungsrichtung und wandert mit den großkaligen Wettersystemen ostwärts. Zusätzlich enthalten auch die Verteilungen der betrachteten Parameter eine Strahlungsabhängigkeit: Ozonkonzentration und Wasserdampfgehalt der Troposphäre sind positiv mit der einfallenden Strahlung korreliert. Im weiteren wird daher geprüft, ob die Kombination dieser Gegebenheiten zu systematischen Abweichungen in den Verteilungen führt.

Flugzeiten

Die Ost-West-Flüge beziehungsweise West-Ost-Flüge verlaufen zu festen Tageszeiten (Abb. 51). Während die Flüge von USA nach Europa hauptsächlich zwischen 22-09 UTC stattfinden, liegen die Flugzeiten der Flüge von Europa nach USA zwischen 10-23 UTC. Auch nach der Umrechnung in lokale Zeiten bleibt dieser Trend erhalten. Die Ost-West-Flüge verlaufen hauptsächlich tagsüber zwischen 9-20 Uhr lokaler Zeit und die West-Ost-Flüge, die in Stromrichtung des Jets fliegen, nachts zwischen 17-10 Uhr lokaler Zeit. Da auch die Konzentrationen strahlungsbedingt eine tageszeitliche Variation besitzen, tragen die beiden

Flugrichtungen im Mittel mit unterschiedlichen Konzentrationen in den Querschnitten bei. Außerdem liegen die Messungen der Ost-West-Flüge im Durchschnitt zeitlich länger von dem Berechnungstermin der Tropopausenhöhe um 00 UTC entfernt, wodurch die Positionierung dieser Messungen im Jetquerschnitt einen größeren Fehler besitzen kann.

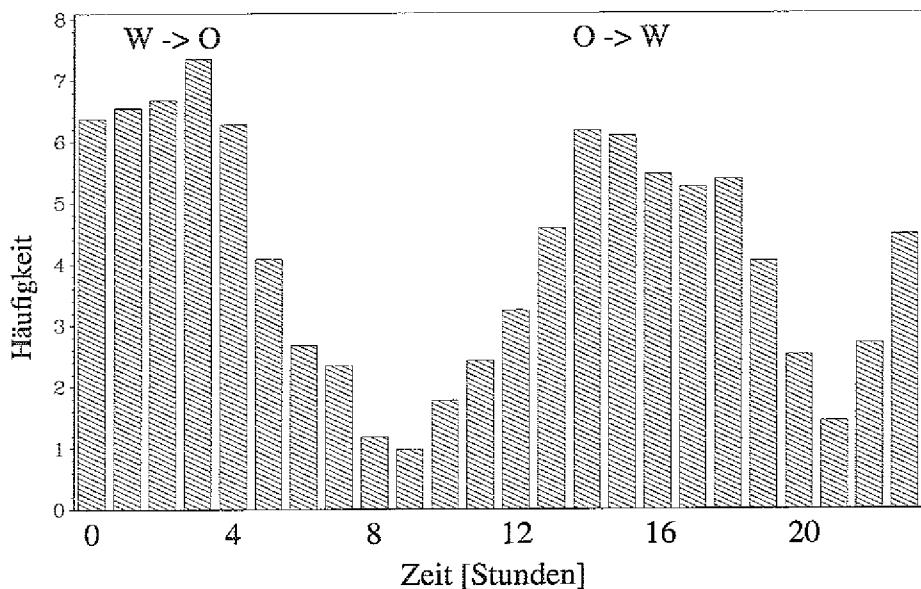


Abb. 51: Häufigkeitsverteilung der einzelnen Meßzeiten (UTC) für die Daten im Jet-Tropopause-Querschnitt. Die beiden Maxima der Verteilung gehören jeweils zu einer Flugrichtung: Ost-West-Flüge verlaufen tagsüber und West-Ost-Flüge nachts (bezüglich der UTC-Zeit).

Einfluß der Tageszeit durch Strahlungseffekte

Durch Strahlungseffekte können die Verteilungen im Jetquerschnitt in zweierlei Hinsicht beeinflußt werden. Zum einen können verschiedene Bereiche des Jetquerschnitts zu unterschiedlichen mittleren Tageszeiten erstellt worden sein. Ein Bereich, der vornehmlich Daten enthält, die tagsüber gemessen wurden, weist dann im Mittel zum Beispiel eine höhere Ozonkonzentration auf. Diese Bereiche höherer Ozonkonzentrationen sind dann nicht, wie man annehmen kann, durch Transporte entstanden sondern durch einen systematischen Einfluß der Strahlungseffekte. Zum anderen können Abweichungen dadurch entstehen, daß die über Mittag aufgezeichneten Daten zeitlich betrachtet länger von dem Termin der Tropopausenhöhe (00 UTC) entfernt liegen. Es muß daher untersucht werden, ob die Meßzeiten im Querschnitt gleichmäßig verteilt sind, und welche Auswirkungen die variable Tropopausenhöhe besitzt.

Die Strahlungseinflüsse sind vor allem an die Tageszeit gekoppelt. Da Messungen zur Strahlung fehlen, können die strahlungsbedingten Einflüsse nur unter Verwendung der Tageszeit untersucht werden. Die Meßzeiten werden deshalb von den in der Datenbank vorliegenden UTC-Zeiten über die Längengrade in lokale Zeiten umgerechnet. So kann im Mittel angenommen werden, daß die Strahlung über Mittag lokaler Zeit am größten ist.

Die Häufigkeitsverteilung der lokalen Zeiten für alle Messungen, die in die Querschnitte eingehen, ist nicht gleichverteilt (ohne Abbildung). Die meisten Messungen werden in der Mittagszeit zwischen 13-14 Uhr aufgenommen. Weniger Messungen gehen aus den Morgenstunden in die Querschnitte ein. Während die restlichen Tageszeiten zu etwa 4 % pro Stunde zur Verteilung beitragen, trägt die Mittagszeit (13-14 Uhr) etwa 8 % mehr bei. Dies führt zum Beispiel zu einer leichten Erhöhung des Ozonmittelwertes gegenüber einem echten Tagesmittel, wenn man nur den strahlungsbedingten Tagesgang der Ozonkonzentration betrachtet. Insgesamt ist diese Differenz aber vernachlässigbar, da der strahlungsbedingte Tagesgang in der freien Troposphäre nur gering ist. Die Meßdaten repräsentieren also ein gutes Mittel über alle Tageszeiten.

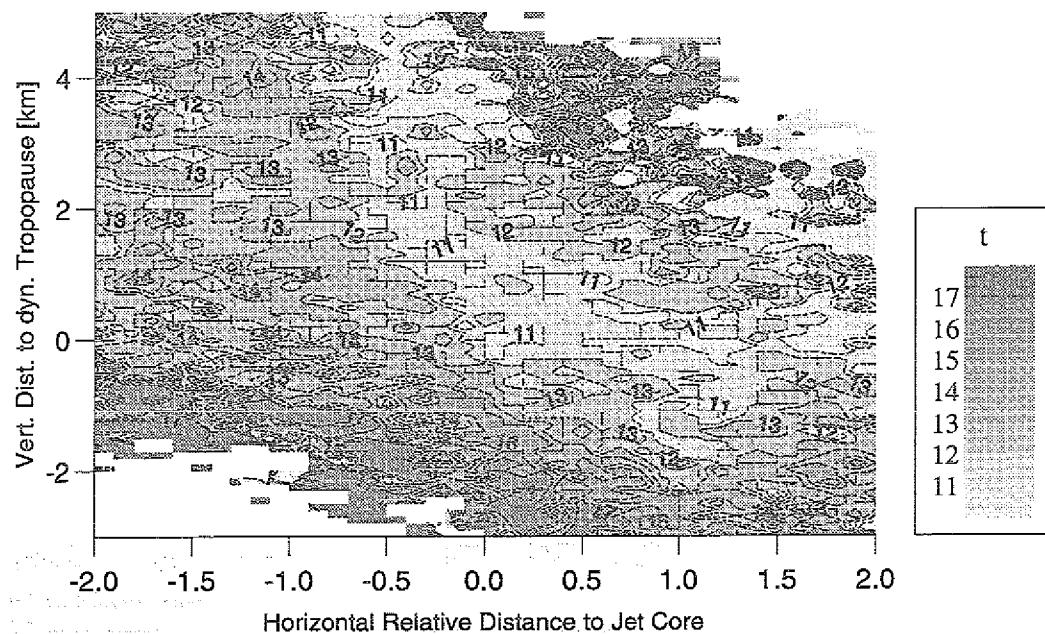


Abb. 52: Mittlere lokale Tageszeit der Messungen im Jet-Tropopause-Querschnitt; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95.

Die Verteilung der lokalen Tageszeiten im Jet-Querschnitt lässt leichte Strukturen erkennen (Abb. 52). Auf der antizyklonalen Seite liegen die Zeiten zwischen 11-12 Uhr. Die zyklonale Seite besitzt mittlere Zeiten zwischen 12-14 Uhr. In

Tropopausenhöhe besitzt die Verteilung also einen Zeitversatz von zwei Stunden zwischen beiden Seiten. Mittlere strahlungsbedingte Tagesgänge der Ozonkonzentration in der freien maritimen Troposphäre ergeben über diesen Zeitraum eine Veränderung der Ozonkonzentration um wenige ppbv. Im Jetquerschnitt beträgt der Unterschied zwischen zyklonaler und antizyklonaler Jetseite in der Ozonkonzentration in Tropopausenhöhe sogar 40 ppbv im Jahresmittel. Der Zeitversatz zwischen beiden Jetseiten kann also nur einen geringen Anteil davon erklären. In den Randbereichen zeigt auch die Zeitverteilung, daß die Querschnitte hier nicht mehr repräsentativ sind. Auf der zyklonalen Seite gilt dies bereits 1 km unterhalb der Tropopause.

Die Tropopausenhöhe unterliegt ständigen Schwankungen durch die Änderung der großräumigen Wetterlagen, aber auch durch tageszeitlich bedingte Strahlungseinflüsse. Synoptisch bedingte Einflüsse haben zwar oft größere Wirkungen vor allem auf kurzen Zeitskalen, sie verursachen aber in den Querschnitten keine systematischen Fehler. Für die Verteilungen im Jetquerschnitt sind daher die strahlungsbedingten Einflüsse wichtiger und werden im folgenden diskutiert. Die verwendete Tropopausenhöhe liegt um 00 UTC vor. Dies entspricht über dem Atlantik einer durchschnittlichen Tageszeit von etwa 20 Uhr lokaler Zeit. Da der Tagesgang der Tropopause einen Höchststand über die Mittagszeit besitzt, wenn man nur die Strahlungseffekte berücksichtigt, ist die verwendete Tropopausenhöhe im Mittel zu tief. Im Querschnitt werden dadurch Messungen, die tagsüber erstellt werden, bezüglich der Tropopause zu hoch eingesortiert. Dies gilt gleichermaßen für die zyklonale und die antizyklonale Jetseite, da der oben diskutierte Zeitversatz von zwei Stunden zwischen beiden Seiten keinen weiteren deutlichen Beitrag leistet.

Die Tropopause liegt also für diese Daten tatsächlich höher, als bei der Positionierung in den Querschnitt angenommen wird. Eine Korrektur der Positionierung dieser Daten im Querschnitt müßte diese nach unten verschieben. Dadurch wird der antizyklonale Eintrag von troposphärischen Luftmassen in die Stratosphäre geringer. Aber der stratosphärische Eintrag auf der zyklonalen Seite wird noch verstärkt. Allgemein gilt allerdings, daß die strahlungsbedingte Variation der Tropopause über Kontinenten aufgrund der stärkeren Erwärmung der Landmassen größer ist als über Ozeanen. Im maritimen Bereich sind die synoptisch bedingten Variationen bestimmend für die Tropopausenhöhe, so daß die strahlungsbedingte Korrektur der Verteilungen nur sehr gering ausfällt.

Zusammenfassend ergeben sich folgende Korrekturen der Verteilungen im Jetquerschnitt:

1. Es werden geringfügig (8 %) mehr Daten über Mittag zwischen 12-14 Uhr aufgenommen, so daß sich eine leichte Abweichung der Verteilungen vom Tagesmittel ergibt. Dies gilt für den gesamten Querschnitt und bedeutet zum Beispiel für die Ozonkonzentrationen, daß sie gegenüber einem ausgewogenen Tagesmittel um wenige ppbv zu hoch sind.

2. Die verwendete 00 UTC Tropopause liegt für einen Mittelwert zu tief. Auf beiden Jetseiten muß die Tropopause daher leicht angehoben werden. Das vergrößert den Eintrag von stratosphärischer Luft in die Troposphäre auf der zyklonalen Seite: noch höhere Ozonwerte liegen danach in Tropopausenhöhe. Auf der antizyklonalen Seite verringert sich dagegen der Eintrag troposphärischer Luftmassen in die Stratosphäre.
3. Die mittlere Tageszeit ist auf der zyklonalen Seite größer als auf der antizyklonalen Seite. Unter Berücksichtigung von Punkt 2. muß daher für die zyklonale Seite eine im Mittel geringfügig höhere Tropopause angenommen werden, da mehr Daten am Nachmittag lokaler Zeit gemessen werden. Eine Korrektur würde die Tropopause auf der zyklonalen Seite ein weiteres Stück anheben und ebenfalls den stratosphärischen Eintrag vergrößern.

Insgesamt verursachen die Korrekturen durch Strahlungseffekte eine Verstärkung des Eintrages hoher Ozonkonzentrationen auf der zyklonalen Seite und eine Verringerung des Eintrags troposphärischer Luft in die Stratosphäre auf der antizyklonalen Seite. Allerdings wurde auch festgestellt, daß alle betrachteten Effekte eine nur geringe Wirkung haben. Wie groß der strahlungsbedingte Einfluß auf die Verteilungen wirklich ist, soll im weiteren noch untersucht werden. Eine Möglichkeit Strahlungseffekte auszuklammern ist, Tag- und Nachtverteilungen getrennt voneinander zu untersuchen. Zu Nachtzeiten sind alle Stunden gleichstark mit Daten belegt und die Zeiten haben den geringsten Abstand zum Tropopausentermin. Strahlungseinflüsse entfallen vollständig. Die Nachtverteilung sollte daher eine höhere Genauigkeit besitzen.

Die Nachtverteilung der Ozonkonzentration (Abb. 46a) zeigt, daß nachts die thermisch direkte Drehung der Ozonopause gegenüber der dynamischen Tropopause geringer ist als im Tagesmittel. Die Zirkulationsrichtung in thermisch direkter Richtung bleibt jedoch erhalten und auf der zyklonalen Seite findet ein Transport von stratosphärischen Luftmassen in die Troposphäre statt. Die Verdrehung der Ozonopause erfaßt in der Vertikalen einen Bereich von etwa ± 1 km um die Tropopause herum. Im Vergleich dazu werden tagsüber die troposphärischen Luftmassen auf der antizyklonalen Seite deutlich stärker angehoben (Abb. 46b). Konzentrationen kleiner 180 ppbv sind noch bis 2 km oberhalb der Tropopause zu finden. Gleichzeitig werden auch die Ozonkonzentrationen auf der zyklonalen Seite in gleicher Höhe größer als nachts und unterhalb der Tropopause sind noch Konzentrationen von 160 ppbv zu finden. In der Tag-Verteilung, die sich nur aus Daten zusammensetzt, die tagsüber gemessen sind, ist die Vertikalzirkulation im Jet daher auffällig stärker ausgeprägt.

Die Frage bleibt jedoch zunächst offen, ob der Unterschied zwischen Tag- und Nachtverteilung tatsächlich durch die unterschiedlichen Strahlungsintensitäten bestehen kann oder ob nicht noch weitere Effekte daran beteiligt sind. Ein Untersuchungsaspekt bisher war die Frage, ob die thermisch direkte Drehung der Ozonopause gegenüber der dynamischen Tropopause wirklich nur durch Vertikal-

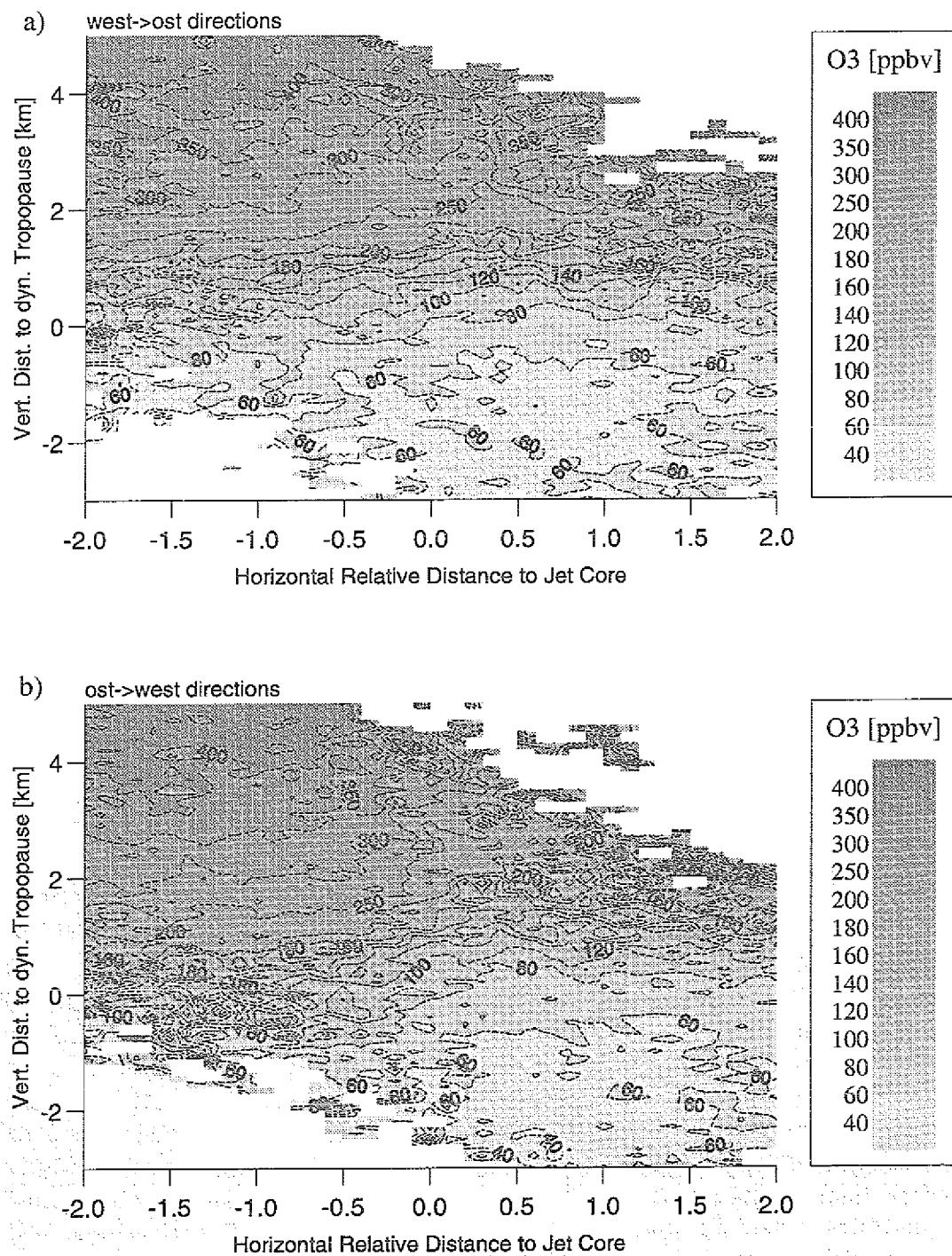


Abb. 53: Ozonverteilungen [ppbv] im Jet-Tropopause-Koordinatensystem; MOZAIC-Daten über dem Nordatlantik, Dez. '94 - Nov. '95. Die Verteilungen sind getrennt nach Flugrichtungen und dadurch auch nach Tageszeiten erstellt:
 a) West-Ost-Flüge (Nacht) und b) Ost-West-Flüge (Tag).

transporte entsteht oder ob nicht systematische Fehler oder nicht erfaßte Größen - wie zum Beispiel die Strahlung - wenigstens teilweise die Ursachen sind. Dabei ergab die obige Analyse, daß systematische Einflüsse eine nur sehr geringe Rolle spielen.

Der Unterschied zwischen Tag- und Nachtverteilung läßt nun schließen, daß ein weiterer, bisher noch nicht betrachteter strahlungsabhängiger Prozeß beteiligt ist. Wie es oben bereits diskutiert wurde, verursacht eine einfache strahlungsbedingte Anhebung der Tropopause keinen so deutlichen Stratosphären-Troposphären-Austausch wie er beobachtet wird, sondern bedeutet höchstens eine geringe Verschiebung der Tropopause zu höheren Ozonwerten hin. Aufgrund solch einer Verschiebung ändert sich die stratosphärische Ozonverteilung aber nicht wesentlich. Tatsächlich ist aber eine Verbreiterung des Gebietes zwischen 80-200 ppbv auf der antizyklonalen Seite zu sehen, wenn man die Tagverteilung mit dem gesamten Tagesmittel vergleicht. Dies läßt sich nur erklären, wenn man einen großräumigen vertikalen Transport von troposphärischer Luft in die Stratosphäre annimmt. Da dieser Transport tagsüber deutlich stärker ist als nachts, ist ein Einfluß durch strahlungsbedingte Konvektion wahrscheinlich. Größere konvektive Prozesse auf der antizyklonalen Jetseite verstärken den aufsteigenden Ast der Vertikalzirkulation im Jet und verursachen einen Luftmassentransport von der Troposphäre in die Stratosphäre (Uccellini and Johnson, 1979). Gleichzeitig sinken auf der zyklonalen Seite Luftmassen mit hohen Ozonkonzentrationen zwischen 150-250 ppbv ab. Die Vertikalzirkulation im Jet, zunächst angeregt von den ageostrophischen Windkomponenten, wird also im troposphärischen Frontbereich durch Konvektion in der warmen Luft verstärkt.

Dieser Analyse von konvektiven Prozessen steht noch ein anderes Phänomen gegenüber. Und zwar wird bei der Trennung von Tag- und Nachtdaten nicht nur nach der Tageszeit sondern automatisch auch nach der Flugrichtung sortiert (s.o.). Die Tagverteilung ist daher nahezu identisch mit der Verteilung für die Ost-West-Flüge, sowie die Nachtverteilung identisch ist mit den West-Ost-Flügen. Zwangsläufig enthalten die Darstellungen für Tag- und Nachtverteilungen bestimmte Flugeigenschaften. Die West-Ost-Flüge verlaufen die meiste Zeit innerhalb des Jets und sammeln dort am meisten Daten, wenn dieser zonal und ungekrümmt verläuft. Ungekrümmte, zonal verlaufende Jets werden dagegen von den Ost-West-Flügen in der Regel umflogen und tragen daher zur Tagverteilung meist nicht bei. Die Ost-West-Flüge (Tagverteilung) durchqueren vor allem dann den Jet, wenn dieser stark gekrümmt ist und die Stromrichtung quer zu den Breitengraden liegt. Aufgrund dessen entspricht die Nachtverteilung vor allem einem "ungestörten" Jet mit schwächeren ageostrophischen Windkomponenten, während die Tagverteilung sich aus Jets zusammensetzt, die gekrümmt sind und stärkere Scherungen und größere ageostrophische Windkomponenten aufweisen.

Cut-Off-Lows ebenso wie Tropopausenfaltungen leisten einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag zum STE und sind hauptsächlich mit einem gekrümmten Jet und nicht mit einem zonal verlaufenden Jet gekoppelt. Die Ursache für die stärkere Drehung der Ozonopause in der Tagverteilung muß deshalb nicht strahlungsbedingt sein, sondern kann durch die Auswahl an Jets zustande kommen, die zur

Tagverteilung beitragen. In diesem Fall lässt sich nicht entscheiden, welcher der Prozesse der verstärkende für die Vertikalzirkulation im Jet ist: die Konvektion auf der antizyklonalen Seite oder größere Scherungen beziehungsweise Labilisierung auf der zyklonalen Seite. Da die Vertikaltransporte auf beiden Seiten durch Horizontaltransporte miteinander verbunden sind, lässt sich über diese Analyse nicht die verursachende Seite der größeren Vertikalbewegungen bestimmen.

Einfluß der Windfeld-Verlagerung

Die mittlere Verlagerung des Windfeldes in östliche Richtung kann zusätzlich zu Verschiebungen in den Verteilungen beitragen, da das Windfeld in der Analyse nur einmal täglich zur Verfügung steht. Im Intervall von 24 h zwischen zwei Terminen beträgt die horizontale Verlagerung des Windfeldes etwa 1000 km bei einer durchschnittlichen Zuggeschwindigkeit der großräumigen Wettersystemen von etwa 40 km/h ($\approx 12 \text{ m/s}$) (Duhnke, 1994). Da im gesamten Zeitintervall von 24 h für die Querschnittserstellung eine feste Position für die Jetachse angenommen wird, sich das Front-Jet-System aber tatsächlich bereits ostwärts verlagert, wird die Positionierung der Daten im Querschnitt fehlerhaft.

Der zeitliche Abstand zwischen Messung und Windfeldtermin beträgt in der Regel allerdings nur bis zu 12 h, weil immer der zur Messung am nächsten gelegene Analysentermin verwendet wird. Dadurch beträgt die mittlere horizontale Verschiebung des Windfeldes innerhalb des betrachteten Zeitintervalls nur etwa 500 km. Aufgrund dieser Verlagerung des Front-Jet-Systems entstehen in den Verteilungen aber noch keine systematischen Abweichungen. In Abhängigkeit von der Neigung der Jetachse zu den Breitengraden werden Daten von der zyklonalen Seite auf die antizyklonale Seite verschoben und umgekehrt. Insgesamt produziert dies eine Verschmierung der Verteilungen im Jetquerschnitt (vgl. Kap. 6.3). Zusätzlich zur Verlagerung verändert die Jetachse auch ihre Krümmung. Aber auch dies ist kein systematischer Vorgang und trägt ebenfalls zu einer weiteren Verschmierung der Verteilungen bei. Diese Verschmierung vergrößert in den Querschnitten im wesentlichen den Bereich außerhalb des Jets, der scheinbar noch durch die Vertikaltransporte erfaßt wird.

7.5. Vertikaltransporte im Jet

Um den Einfluß der Vertikaltransporte an der Tropopause auf die troposphärische Ozonkonzentration quantitativ zu bestimmen, müssen nicht nur die Konzentrationen im Tropopausenbereich bekannt sein sondern auch die Stärke der Vertikalbewegungen. Im folgenden wird daher untersucht, inwieweit die Bestimmung der Vertikaltransporte im Rahmen dieser Arbeit möglich ist und welche Bedeutung dies für das troposphärische Ozonbudget hat. Zusätzlich wird das Vertikalwindfeld der ECMWF-Analysen auf seine Verwendbarkeit im Jetbereich untersucht.

Die Vertikalgeschwindigkeit kann nur sehr aufwendig direkt gemessen werden und wird daher häufig über die Omegagleichung aus dem horizontalen Windfeld bestimmt. In der Atmosphäre nimmt sie in großskaligen Bereichen nur Geschwindigkeiten von einigen cm/s an. In Einzelfällen, zum Beispiel in Cumulonimben, kann sie aber auch Größenordnungen von 10 m/s betragen. Aufgrund der nur geringen Geschwindigkeiten - oft sind die Fehler größer als der Betrag selber - sind die Vertikaltransporte in der Atmosphäre, vor allem in Bezug auf den Stratosphären-Troposphären-Austausch, über die Vertikalgeschwindigkeit nur unzureichend zu bestimmen. Oftmals verhindern aber Datenmangel und begrenzte Rechenmöglichkeiten die Anwendung anderer Ansätze, wie zum Beispiel der Wei-Formel (Wei, 1987). Diese hängt nicht mehr von der Vertikalkoordinate ab, sondern berücksichtigt auf isentropen Koordinaten mehrere physikalische Prozesse wie diabatische Prozesse, die zeitliche Variation der Tropopausenhöhe und Transporte auf isentropen Flächen durch die Tropopause hindurch.

Literaturwerte für die Vertikalgeschwindigkeit

In verschiedenen Fallstudien wurden direkt Flugzeugmessungen der Vertikalgeschwindigkeit im Jetbereich vorgenommen. Briggs und Roach (1963) stellen eine Fallstudie vor, in der in verschiedenen Abständen zum Jetcore die Vertikalgeschwindigkeit gemessen wird. Auf der zyklonalen Seite in Jetcore-Höhe und unterhalb werden Geschwindigkeiten von $w=-4$ cm/s bestimmt. Die größten aufwärts gerichteten Transporte finden innerhalb des Jetcores und direkt unterhalb statt mit $w=15$ cm/s. Auf der antizyklonalen Seite werden die Vertikalgeschwindigkeit wieder kleiner und liegen im Mittel ebenfalls um $w=4$ cm/s.

In einer Studie von Fukao et al. (1991) ergeben MU Radar Messungen maximale Werte für die Vertikalgeschwindigkeit von 5 cm/s. Größere vertikale Geschwindigkeiten treten nur vereinzelt für horizontale Jetcore-Geschwindigkeiten von mindestens 60 m/s auf. In diesen Fällen ist dann mit der Höhe auch eine Umkehr der Transportrichtung zu beobachten, welche auf gekoppelte Vertikalzirkulationen nach Abb. 5 schließen lassen.

Modellrechnungen von Moore und Van Knowe (1992) zeigen, daß die Vertikalgeschwindigkeit im Jet von der Krümmung der Jetachse abhängt (Abb. 54). Die Krümmung ist umgekehrt proportional zum Radius, so daß eine Krümmung von $4 \cdot 10^{-7}$ /m einem Radius von etwa 2500 km entspricht. Für Jets mit einem Krümmungsradius R größer als 2000 km beträgt die Vertikalgeschwindigkeit nur etwa $w=1$ cm/s. Maximal wird die Vertikalgeschwindigkeit für zyklonal gekrümmte Jets mit $R < 1000$ km, dann ist $w=3$ cm/s und größer. Für Tropopausenfaltungen und Stürme werden in der Regel größere Geschwindigkeiten zwischen 10-20 cm/s beobachtet (Staley, 1960; Kocin et al. 1986; Loughe et al., 1995). (Für die Umrechnung von Pa/s in cm/s vergleiche Text zu Abb. 55).

Kombiniert man Abb. 54 (Abhängigkeit der Vertikalgeschwindigkeit von der Jetachsen-Krümmung) mit Abb. 36b (Häufigkeitsverteilung der Jetachsen-Krümmung), dann läßt sich ein repräsentativer Jahresmittelwert bestimmen. Tabelle 5

gibt die zugrunde gelegten Datenpaare an, aus denen sich die mittlere Vertikalgeschwindigkeit zu $w=1.8 \text{ cm/s}$ ergibt. Dabei gilt, daß die auf- und abwärts gerichteten Vertikaltransporte im Jet annähernd gleich groß sind, da sie in der Regel durch eine Zirkulationszelle miteinander verbunden sind.

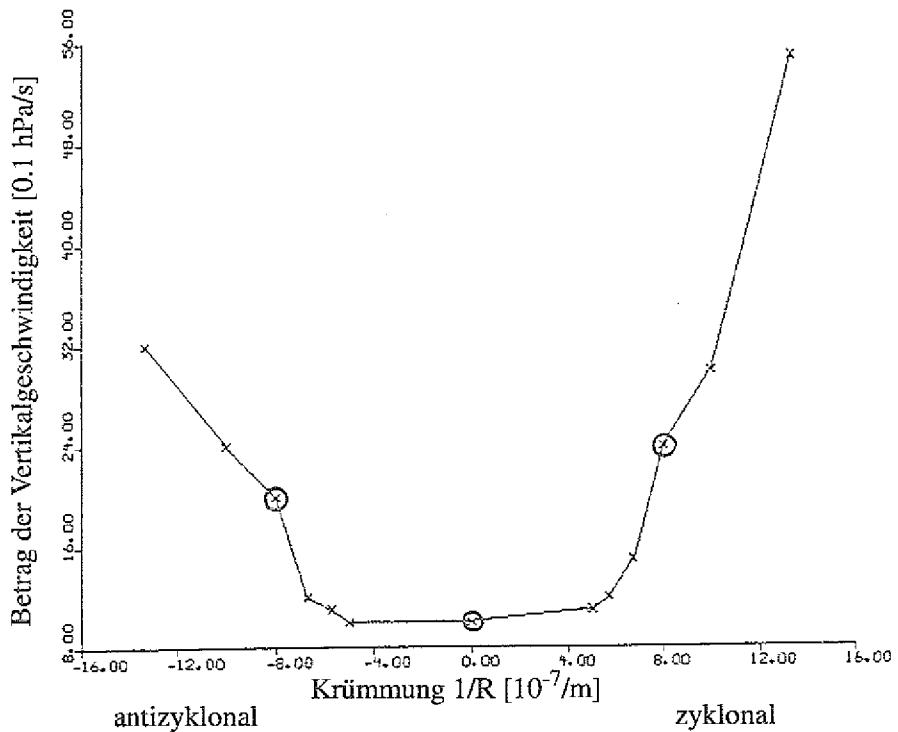


Abb. 54: Abhängigkeit der Vertikalgeschwindigkeiten (in 10^{-1} hPa/s) im Jet von der Krümmung ($=1/R$) der Jetachse (in $10^{-7}/\text{m}$). Modellrechnungen von Moore und Van Knowe (1992).

Gegenüber dem gemessenen Mittelwert von $w=4 \text{ cm/s}$ (Briggs and Roach, 1963) ist das Mittel aus Tabelle 5 kleiner. Da sich der Wert aus den Messungen auf nur einige Fallstudien bezieht, ist für die gemessene Vertikalgeschwindigkeit nicht die Repräsentativität eines Mittelwertes gewährleistet. Trotzdem stimmen sowohl die Messungen (Flugzeug und Radar) als auch der berechnete Mittelwert gut überein. Im folgenden wird mit einer gerundeten Vertikalgeschwindigkeit von $w=\pm 2 \text{ cm/s}$ innerhalb des Jets gerechnet, bei einem abwärts gerichteten Transport innerhalb der zyklonalen Jetseite und einem aufwärts gerichteten Transport innerhalb der antizyklonalen Jetseite.

Tabelle 5: Abhängigkeit der Vertikalgeschwindigkeit vom Jetradius und Häufigkeit des Auftretens der verschiedenen Radien. Die Daten basieren auf Abb. 36b und Abb. 54. Ein negativer Radius entspricht einer zyklonalen Jetachsen-Krümmung und ein positiver Radius einer antizyklonalen Jetachsen-Krümmung.

Krümmungsradius [km]	Häufigkeit [%]	Vertikalgeschwindigkeit (Moore and Van Knowe, 1992) [cm/s]
$R < -2000$	26.9	1.0
$-2000 \leq R < -1000$	12.6	1.6
$-1000 \leq R < 0$	10.2	2.8
$0 \leq R < 1000$	8.5	5.6
$1000 \leq R < 2000$	13.0	2.0
$2000 \leq R$	28.8	1.0

Flußberechnung

Der Fluß von Teilchen durch die Tropopause berechnet sich mithilfe eines einfachen Ansatzes aus der Vertikalgeschwindigkeit multipliziert mit der Konzentration des interessierenden Parameters. In Bereichen, in denen die Transporte über Turbulenzen erfolgen, zum Beispiel an den Rändern einer Faltung, ist es notwendig, nach der Prandtl Mischungstheorie über einen Diffusionskoeffizienten zu rechnen. Dann gilt:

$$(R26) \quad w \cdot [O_3] = k_d \cdot \frac{d}{dz} [O_3]$$

Im Jahresmittel findet der Austausch im Jetbereich aufgrund vieler unterschiedlicher Prozesse statt. Da ein mittlerer Diffusionskoeffizient k nicht bekannt ist und Daten zur Verwendung zum Beispiel der Wei-Formel ebenfalls nicht verfügbar sind, soll der Fluß in dieser Arbeit über den einfachen Ansatz der Vertikalgeschwindigkeit berechnet werden.

Die Umrechnung der Ozonkonzentration vom vorliegenden Volumenmischungsverhältnis in die für die Flußberechnung erforderliche Anzahl von Molekülen erfolgt über einen konstanten Faktor, wenn man für Temperatur und Druck an der Tropopause konstante Jahresmittelwerte zugrunde legt. Hier wird angenommen, daß die Tropopause im Mittel bei 250 hPa liegt und die Temperatur 221 K beträgt. Dann gilt für den Ozonfluß (R27).

$$(R27) \quad \text{Fluß } (O_3) = \text{fak} \cdot w \cdot [O_3] \quad \text{fak} = 8.193 \cdot 10^{18} / \text{cm}^3$$

Beträgt die mittlere Vertikalgeschwindigkeit, wie oben bestimmt, $w = \pm 2 \text{ cm/s}$ und ist außerdem $O_3 = 109 \text{ ppbv}$ an der zyklonalen sowie $O_3 = 69 \text{ ppbv}$ an der antizyklonalen Tropopause, dann berechnen sich die Flüsse im Jahresmittel zu (R28) und (R29).

$$(R28) \quad \text{zyklonaler Fluß } (O_3) = -1.8 \cdot 10^{12} \text{ Moleküle/cm}^2/\text{s}$$

$$(R29) \quad \text{antizyklonaler Fluß } (O_3) = 1.1 \cdot 10^{12} \text{ Moleküle/cm}^2/\text{s}$$

Die Flüsse der zyklonalen und antizyklonalen Jetseite ergeben näherungsweise im Jahresmittel einen abwärts gerichteten Netto-Transport von $7 \cdot 10^{11} \text{ Moleküle/cm}^2/\text{s}$ im Jetbereich. Neueste Modellrechnungen liefern sehr ähnliche Werte für den Netto-Transport in Tropopausenfaltungen. Die EURAD-Arbeitsgruppe modelliert die Flüsse in Tropopausenfaltungen auf verschiedene Berechnungsmethoden. Diese basieren auf der bereits erwähnten Wei-Formel, Trajektorien-Analysen und auch chemischen Modulen. Alle Methoden berechnen Netto-Flüsse in einer Tropopausenfaltung zwischen $(1-4) \cdot 10^{11} \text{ Moleküle/cm}^2/\text{s}$ (Kowol-Santen; 1997).

Im Vergleich zu diesen Rechnungen scheint der oben berechnete Netto-Transport als Jahresmittel zunächst sehr groß. Unter der Annahme, daß der berechnete Wert realistisch ist, müßte im Jetbereich zu jeder Zeit ein Prozeß aktiv sein, der einen ähnlichen Fluß besitzt wie eine Tropopausenfaltung. Statistiken über die Häufigkeit von Tropopausenfaltungen ergeben, daß täglich etwa 18 Faltungen gleichzeitig in der Nordhemisphäre auftreten (Elbern et al., 1997). Berücksichtigt man, daß der oben berechnete Fluß (R28) und (R29) nicht lokal bestimmt ist, sondern den gesamten Nordatlantik umfaßt, dann wird es möglich, daß die betrachteten Jetquerschnitte tatsächlich jeden Tag eine Faltung erfassen, und das Jahresmittel im Jetquerschnitt ähnlich groß wird wie der Fluß in einzelnen Faltungen.

Die Untersuchung der meteorologischen Ursachen für den beobachteten STE (Kap. 7.3) ergab, daß 54 % der hohen Ozonkonzentrationen in der Troposphäre mit Scherungslinien, in deren Bereich eine Faltung sehr wahrscheinlich ist, oder COL's zusammenhängen. Ein großer Anteil der beobachteten STE hängt also tatsächlich mit Prozessen mit starken Vertikaltransporten zusammen. Abweichend dazu ist die große Zahl der CAT (39 %), die ebenfalls als mögliche Ursache genannt wurden. Hier läßt sich nicht feststellen, ob die Wahl der Flugrouten, aus denen die Messungen entstammen, den Anteil der CAT künstlich erhöht oder ob der Beitrag der CAT bisher unterschätzt wird.

Grundsätzlich ist es erstaunlich, daß die oben durchgeführten Rechnungen im Vergleich mit den Modellen so gute Ergebnisse liefern. Eingangs wurde die Ver-

wendung der Vertikalgeschwindigkeit zur Berechnung von Vertikaltransporten diskutiert und auf die damit verbundene Problematik hingewiesen. Der Vergleich zwischen diesem einfachen Ansatz (R27) und den komplexen Modellrechnungen zeigt generell, daß die Größenordnung der Vertikaltransporte sehr gut feststeht und diese sich bereits aus einfachen Annahmen für mittlere Konzentrationen und Vertikalgeschwindigkeiten ableiten lassen. Die Unterschiede, die sich aus verschiedenen Modellen oder wie hier im Vergleich zu Messungen noch ergeben, liegen zur Zeit in der möglichen Berechnungsgenauigkeit. Langfristig ist die Weiterentwicklung der Modelle unbedingt erforderlich, um globale Hochrechnungen durchzuführen. Dabei ist es immer wieder notwendig, daß neue Messungen die Modelle bestätigen und erweitern.

Fluß und troposphärisches Ozonbudget

Auf der zyklonalen Jetseite wurde der abwärts gerichtete Ozonfluß zu $1.8 \cdot 10^{12}$ Teilchen/cm²/s berechnet (R28). Das betrachtete Gebiet der Abwärtsbewegungen umfaßt im Mittel einen horizontalen Bereich von 1000 km Breite über dem Nordatlantik zwischen 0-80°W. Das entspricht einer Fläche von $5.69 \cdot 10^{16}$ cm². Innerhalb eines Jahres ($t=3.15 \cdot 10^7$ s) strömt daher auf der zyklonalen Jetseite über dem Nordatlantik folgende Menge Ozon von der Stratosphäre in die Troposphäre:

$$(R30) \quad N(O_3) = 1.8 \cdot 10^{12} \text{ Moleküle/cm}^2/\text{s} \cdot 3.15 \cdot 10^7 \text{ s} \cdot 5.69 \cdot 10^{16} \text{ cm}^2 \\ = 3.2 \cdot 10^{36} \text{ Ozonmoleküle}$$

Bei einem Gewicht von $24 \cdot 1.66 \cdot 10^{-27}$ kg pro Ozonmolekül entspricht der Fluß in (R28) einem Gewicht von $7.1 \cdot 10^{-14}$ kg/cm²/s. Damit entspricht die Gesamtmenge in (R30) einer Masse von:

$$(R31) \quad M(O_3) = 7.1 \cdot 10^{-14} \text{ kg/cm}^2/\text{s} \cdot 3.15 \cdot 10^7 \text{ s} \cdot 5.69 \cdot 10^{16} \text{ cm}^2 \\ = 5 \cdot 10^{11} \text{ kg}$$

Obwohl der Ozonfluß in den mittleren Breiten abwärts gerichtet ist, ist der gesamte Luftmassen-Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre hier aufwärts gerichtet (Grewe and Dameris, 1996). Insgesamt werden in den Extratropen Luftmassen von der Stratosphäre in die Troposphäre transportiert, in einer Größenordnung von $1 \cdot 10^{17}$ kg Luft (Holton, 1990; Appenzeller et al., 1996). Der Abwärtstransport findet dabei hauptsächlich mit der Hadley-Zirkulation statt und in den mittleren Breiten zwischen 50-70°N werden Netto geringfügig Luftmassen aufwärts (von der Troposphäre in die Stratosphäre) transportiert. Da die Ozonkonzentrationen der Stratosphäre aber sehr viel größer sind als die der Troposphäre, ist der Netto-Ozontransport in den mittleren Breiten trotzdem abwärts gerichtet.

Um eine Vorstellung von der Ozonmenge (R31) zu bekommen, die im Jahresmittel im zyklonalen Jetbereich über dem Nordatlantik von der Stratosphäre zum troposphärischen Ozonhaushalt beiträgt, lässt sich folgendes Gedankenexperiment erstellen: Man betrachtet eine abgeschlossene vertikale Luftsäule unterhalb der zyklonalen Jetseite mit einer Höhe von 10 km und einer Breite von 1000 km, die sich zonal über den Nordatlantik erstreckt. Das Volumen dieser Säule beträgt etwa $V=2.2 \cdot 10^{16} \text{ m}^3$ und enthält für ein ideales Gas, näherungsweise für die Luft, $N=4.2 \cdot 10^{41}$ Teilchen (R32). Bei einem angenommenen, mittleren Ozongehalt von 50 ppbv in der freien Troposphäre enthält die Luftsäule gleichzeitig eine Ozonmenge von etwa $N(O_3)=2.1 \cdot 10^{34}$ Ozonmolekülen (R33). Die Wahl eines mittleren Druckes oder einer mittleren Temperatur in der Säule verändert die Größenordnung des Ergebnisses dabei nicht.

$$\begin{aligned} (R32) \quad N &= (p \cdot V) / (k \cdot T) \\ &= (600 \text{ hPa} \cdot 2.2 \cdot 10^{16} \text{ m}^3) / (1.3807 \cdot 10^{-23} \cdot 253 \text{ K}) \\ &= 4.2 \cdot 10^{41} \text{ Teilchen} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (R33) \quad N(O_3) &= 4.2 \cdot 10^{41} \cdot 50 \cdot 10^{-9} \text{ Ozonmoleküle} \\ &= 2.1 \cdot 10^{34} \text{ Ozonmoleküle} \end{aligned}$$

Die oben berechnete Gesamtmenge für ein Jahr (R30) entspricht daher etwa der hundertfachen Menge an troposphärischem Ozon, das unterhalb der zyklonalen Jetseite im Mittel vorhanden ist. Der Fluß aus der Stratosphäre liefert somit innerhalb von 3-4 Tagen die gleiche Menge an Ozon, die im Gleichgewicht in der betrachteten troposphärischen Luftsäule vorhanden ist.

Natürlich dienen diese Überlegungen nur zur Veranschaulichung der Ozonmengen, die von der Stratosphäre in die Troposphäre transportiert werden. In diesem Beispiel wurde lediglich die natürliche Ozonquelle Stratosphäre mit dem troposphärischen Ozongehalt verglichen, obwohl der troposphärische Ozonhaushalt sehr viel mehr zusätzliche Quellen und Senken besitzt, die das Ozonbudget beeinflussen. Die Auswirkungen der betrachteten Vertikaltransporte auf das gesamte Ozonbudget lassen sich nur abschätzen, wenn man alle Quellen und Senken vollständig in die Rechnungen einbezieht. Dieses ist zur Zeit nur in Modellrechnungen möglich, die nur vereinfachte Annahmen enthalten können und somit auch nicht vollständig sind. Neuere Rechnungen ergeben einen Anteil der natürlichen Quelle Stratosphäre im Vergleich zu den anthropogenen von 40 % (Lelieveld, 1997).

ECMWF-Vertikalwindgeschwindigkeit

Als Ergänzung zu den gemessenen Vertikalgeschwindigkeiten aus Fallstudien und zu den Modellrechnungen wird im folgenden das Vertikalwindfeld ω der ECMWF-Analysen (T106) betrachtet. Diese besitzen eine horizontale Auflösung

von etwa 100 km und können daher die wesentlichen Prozesse des STE (Faltung, COL) auflösen. Dies sollte in der Verteilung der Vertikalgeschwindigkeit erkennbar werden. Gegenüber den Fallstudien haben die Analysen den Vorteil, daß sie für jede einzelne MOZAIC-Messung einen Wert für die Vertikalgeschwindigkeit liefern. Allerdings ist die Genauigkeit der Analysen bezüglich Omega geringer als für die anderen Analysenfelder (vgl. Trenberth, 1992). Das Omegafeld wird daher im Vergleich mit den anderen zur Verfügung stehenden Parametern kritisch diskutiert. Oft wird zum Beispiel die Feuchte als Ersatz für ω herangezogen, da sie als Tracer für Vertikaltransporte verwendet werden kann (Kap. 3.3). Auch in dieser Studie wurde die Feuchte bereits in diesem Sinne verwendet (Kap. 7.1) und dient hier als Kontrollgröße für die Analysen.

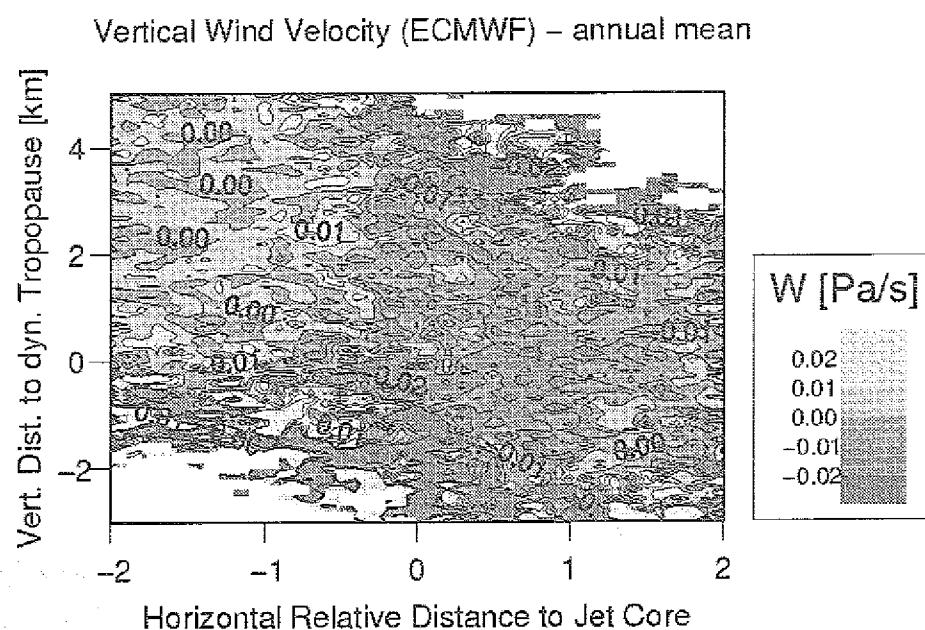


Abb. 55: Mittlere vertikale Windgeschwindigkeit aus den Analysen (ECMWF) [Pa/s] im Jet-Tropopause-Koordinatensystem. Der Querschnitt ist aus einzelnen Analysenwerten zusammengesetzt, die räumlich und zeitlich mit MOZAIC-Messungen korrespondieren (Dez. '94 bis Nov. '95).

Abb. 55 zeigt die mittlere Verteilung von ω im Jet-Tropopause-System. Die Größenordnung von ω liegt zwischen $\pm 0.1 \text{ Pa/s}$. Unter der Annahme, daß um 250 hPa ein Abstand von 50 hPa etwa 1.4 km entspricht, entspricht dies etwa $\pm 3 \text{ cm/s}$. Die ω -Verteilung gibt grundsätzlich die Vertikalzirkulation der Ozon- und Feuchteverteilungen wieder. Auf der antizyklonalen Seite findet über die gesamte Breite und Höhe ein Aufwärtstransport statt, der horizontal in die zyklonale Seite hineinreicht. Dies stimmt mit Messungen der Vertikalgeschwindigkeit überein, die zei-

gen, daß der Jetcore nicht das Zentrum der Vertikalzirkulation ist, sondern dieses in die zyklonale Hälfte verschoben ist. Die Vertikaltransporte im gesamten Querschnitt betragen zwischen 0.01-0.05 Pa/s, dies entspricht etwa 0.3-1.5 cm/s. Der einheitlich aufwärts gerichtete Transport auf der antizyklonalen Seite wirkt sich auch in der Ozonverteilung durch eine gleichmäßige vertikale Verschiebung der Ozon-Isolinien in Richtung Stratosphäre aus. Hierdurch entsteht auf der antizyklonalen Seite ein stärkerer Ozongradient verglichen zur zyklonalen Seite. Angrenzend an den aufwärts gerichteten Transport findet auf der zyklonalen Seite schmalbandig ein vergleichbarer Abwärtstransport statt. Ein kontinuierlicher Übergang zwischen auf- und abwärts gerichtetem Ast der Vertikalzirkulation ist nicht zu erkennen. Die mittleren Transporte in diesem Bereich sind eher turbulent. In der restlichen zyklonalen Jetseite oberhalb der Tropopause ist ω recht diffus und zeigt gleichermaßen beide Transportrichtungen an.

Die Vertikalgeschwindigkeit der Analysen beschreibt also einen deutlichen Aufwärtstransport auf der antizyklonalen Jetseite durch die Tropopause hindurch. Auf der zyklonalen Seite ist die Tropopause als Grenze erkennbar und in Tropopausenhöhe sind Transporte in beide Richtungen deutlich sichtbar. Entsprechend ist die Ozonverteilung in der Stratosphäre auf der zyklonalen Seite viel stabiler geschichtet als auf der antizyklonalen Seite, auf der stärkere Vertikaltransporte wirksam sind. In Tropopausenhöhe ist die Ozonverteilung dagegen auf der zyklonalen Seite stark zerklüftet und auch die Vertikalgeschwindigkeit spiegelt dies ebenfalls durch entgegengesetzt gerichtete Transporte wieder. Insgesamt stimmt ω gut mit der Ozonverteilung überein. Vertikalzirkulationen mit zwei Zellen, einem in der Troposphäre und einem in der Stratosphäre (vgl. Abb. 5) sind nicht zu erkennen.

Gegenüber der Vertikalgeschwindigkeit hat die Feuchte den Vorteil, daß sie nicht nur die vertikale Komponente der Bewegungen wiedergeben kann, sondern auch die horizontale. Dies wird gerade im stratosphärischen Bereich um den Jetcore herum sichtbar. Hier strömen die Luftmassen nicht nur nach oben sondern gleichzeitig von der antizyklonalen auf die zyklonale Seite.

Im Vergleich zu den gemessenen Vertikalgeschwindigkeiten liefern die Analysen zu kleine Werte für die Vertikalgeschwindigkeit. Alle drei vorgestellten Bestimmungen der Vertikalgeschwindigkeiten ergeben aber für die mittleren Transporte im Jetquerschnitt vergleichbare Geschwindigkeiten. Die in Fallstudien gemessenen Vertikalgeschwindigkeiten ergeben die größten Werte mit im Mittel 4 cm/s. Sowohl die Kombination der Modelldaten mit der Krümmungsverteilung (vgl. Tabelle 4) als auch die Analysen bestimmen die mittlere Vertikalgeschwindigkeit auf 1-2 cm/s. Insgesamt lassen sich die mittleren Vertikaltransporte im Jetquerschnitt also gut über ein $w=2$ cm/s zusammenfassen. Auch die Analysen können für die Berechnung von mittleren Verteilungen durchaus verwendet werden. Im Einzelfall kann es aber zu großen Abweichungen kommen.

8. Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde der Stratosphären-Troposphären-Austausch (STE) im Bereich des polaren Strahlstroms über dem Nordatlantik auf statistischer Basis untersucht. Dazu wurden die innerhalb des MOZAIC-Projektes gemessenen Daten für Ozon, Feuchte und Temperatur verwendet und mittels der Windfelder der ECMWF-Analysen in ein Jet-Koordinatensystem transformiert. Mithilfe der Verteilungen im Jetquerschnitt wurde die Netto-Drehrichtung der Vertikalzirkulationen im Jet im Jahresmittel sowie jahreszeitenabhängig bestimmt. Außerdem wurde der Ozon-Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre abgeschätzt. Diese Untersuchung sollte sowohl im Gegensatz zu bisher bekannten Fallstudien Messungen statistisch auswerten, als auch die Methode der Koordinatentransformation validieren, in der die hochauflösten MOZAIC-Daten mit zeitlich und räumlich geringer aufgelösten Analysen kombiniert werden.

Die Verteilungen im Jetquerschnitt von der Ozonkonzentration, der relativen und spezifischen Feuchte sowie der Temperatur zeigen übereinstimmend, daß im Jahresmittel ein Abwärtstransport auf der zyklonalen Seite des Jets stattfindet sowie ein Aufwärtstransport auf der antizyklonalen Seite. Da aus Kontinuitätsgründen diese Vertikaltransporte von Horizontalbewegungen begleitet sein müssen, ergibt sich daraus eine deutlich erkennbare thermisch direkte Zirkulation im Jetquerschnitt. Diese Vertikalzirkulation verursacht einen Luftmassenaustausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre und führt auf der zyklonalen Jetseite unterhalb der Tropopause zu Konzentrationen mit stratosphärischem Charakter und auf der antizyklonalen Seite oberhalb der Tropopause zu Konzentrationen mit troposphärischem Charakter.

Diese thermisch direkte Zirkulationsrichtung bleibt für alle Jahreszeiten erhalten. Dabei wird im Frühjahr das meiste Ozon in die Troposphäre transportiert. Die Ursache hierfür ist die meridionale Zirkulation, die jahreszeitenabhängig in den mittleren Breiten in der Stratosphäre ozonreiche Luft in die unterste Stratosphäre transportiert. Dieses *downward-pumping* ist im Winter am stärksten und als Folge sind die Ozonkonzentrationen der untersten Stratosphäre im Frühjahr am höchsten. Zusätzlich ist die Vertikalzirkulation im Jetquerschnitt im Frühjahr maximal, da große meridionale Temperaturgradienten im Frühjahr die größten ageostrophischen Windkomponenten im Jetbereich verursachen. Im Herbst beobachtet man dagegen minimale Vertikalzirkulationen und einen geringeren Ozontransport.

Für ein begrenztes Gebiet des Jetquerschnittes wurden die meteorologischen Bedingungen analysiert, die mit dem beobachteten stratosphärischen Eintrag auf der zyklonalen Seite zusammenhängen. Alle Flüge, die in diesem begrenzten Gebiet zu einem erhöhten mittleren Ozonwert beitragen, wurden dazu in Einzelfallstudien auf ihre relative Lage zum Jet und der korrespondierenden synoptischen Situation hin untersucht. Anhand der Windfelder und Geopotentialfelder lassen sich die beobachteten synoptischen Bedingungen in fünf Klassen einteilen.

Am häufigsten tritt ein Austausch im Zusammenhang mit einer Scherungslinie auf (37 % der Fälle), an der ausgehend von einer Troglage zwischen zwei entgegengesetzt gerichteten Jet Streams die zyklonalen Scherungen verstärkt sind. Ebenfalls oft wird der Austausch in Zusammenhang mit Bereichen labiler Schichtung beobachtet (24 % der Fälle), die die Grundlage für Clear-Air-Turbulzenzen (CAT) sind. Seltener wurden Cut-Off-Lows beobachtet (17 % der Fälle), in denen durch große vertikale Turbulenzen ein STE stattfindet. In die vierte Klasse wurden Jet-Finger eingeteilt (15 % der Fälle), in deren Zwischenräumen in der Regel ebenfalls Labilisierungen entstehen und CAT's verursachen. Und in nur wenigen Fällen konnte ein Zusammenhang des beobachteten STE mit einem Polarjet hergestellt werden, der gemeinsam mit dem Subtropenjet verläuft (7 % der Fälle). Alle Klassen treten vermehrt im Frühjahr und Sommer auf. Dieses Ergebnis wird jedoch verfälscht durch die Tatsache, daß in diesen Jahreszeiten mehr Daten unterhalb der Tropopause gesammelt werden können als im Herbst und Winter. Ursache hierfür ist die jahreszeitlich variierende Tropopausenhöhe bei immer gleichen Flughöhen.

In einem einfachen Ansatz über die Vertikalgeschwindigkeit wurde im Jahresmittel der Ozonfluß im Jetbereich durch die Tropopause bestimmt. Auf der zyklonalen Jetseite entsteht ein abwärts gerichteter Ozonfluß von $1.8 \cdot 10^{12}$ Molekülen/cm²/s oder $6.4 \cdot 10^{-14}$ kg/cm²/s. Näherungsweise liefert dieser Fluß alle 3-4 Tage die gleiche Menge an Ozonmolekülen aus der Stratosphäre hinzu, die im Mittel in einer troposphärischen Luftsäule unterhalb des Jets bereits vorhanden ist. Der berechnete Netto-Ozontransport im Jetbereich von $7 \cdot 10^{11}$ Moleküle/cm²/s, die der verwendete, einfache Ansatz zur Flußberechnung liefert, stimmen überraschend gut mit den Ergebnissen aus komplexen Modellrechnungen überein (Kowol-Santen et al., 1997). Das zeigt vor allem, daß die Größenordnung der Flüsse innerhalb der Berechnungsgenauigkeiten gut feststeht. Langfristig ist die Weiterentwicklung der Modelle unbedingt erforderlich, um globale Hochrechnungen durchzuführen. Dabei ist es aber ebenso notwendig, daß neue Messungen die Modelle bestätigen und erweitern. Es bleibt zu berücksichtigen, daß trotz der guten zeitlichen Auflösung der zugrunde liegenden MOZAIC-Daten die Flußberechnung an der Tropopause nicht vollständig ist. Prozesse, die in der Regel mit sehr tief liegenden Tropopausen verbunden sind, zum Beispiel Tropopausenfaltungen, sind aufgrund der vertikal begrenzten Auflösung der MOZAIC-Daten nur teilweise erfaßt.

In dieser Arbeit wurde sehr ausführlich die Datenbelastbarkeit und die Güte der Untersuchungsmethodik bewertet. Die entwickelte Koordinatentransformation ins Jetsystem stellt sich als sehr brauchbar dar, trotz der sehr verschiedenen Auflösungen der kombinierten Daten: hochauflöste Messungen und zeitlich und räumlich geringer aufgelöste Analysen. Die Genauigkeit der Koordinatentransformation hängt von der zeitlichen und räumlichen Auflösung der Analysen ab. Aufgrund des hohen Bearbeitungsaufwandes wurde in dieser Arbeit nur eine zeitliche Auflösung von 24 Stunden verwendet. Durch die zeitlich sehr viel höher aufgelösten MOZAIC-Daten entsteht zwischen Analysen und Messungen ein Rauschen, das die Verteilungen im Jetquerschnitt verschmieren läßt. Es konnte gezeigt werden, daß sich die Differenzen der Windgeschwindigkeiten zwischen Analysen und

Messungen um 25 % reduzieren läßt, wenn die zeitliche Auflösung der Analysen auf 6-Stunden-Abstände erhöht wird. Diese Kontrolle konnte nur für die Koordinatentransformation ins reine Jetsystem vorgenommen werden, da die Tropopausenhöhe nicht in höherer zeitlicher Auflösung verfügbar ist. Aber auch hier würde eine höhere zeitliche Auflösung eine Verbesserung der Koordinatentransformation bedeuten. Es wurde gezeigt, daß die angewandte Methode durch die geringe zeitliche Auflösung der Analysen im wesentlichen nur zu einem Verrauschen der Signale führt, aber nur minimal zu systematischen Abweichungen.

Die berechneten Verteilungen im Jetquerschnitt an der Tropopause und damit auch der Ozonfluß durch die Tropopause hindurch hängt ebenso von der Genauigkeit der dynamischen Tropopause ab. Neben der bereits erwähnten zeitlichen Auflösung entsteht ein Einfluß durch die Berechnung der dynamischen Tropopause, aber auch durch die Wahl des PV-Wertes als Tropopausenhöhe. Der Vergleich der verwendeten dynamischen Tropopause mit Ozonkonzentrationen der MOZAIC-Messungen als auch mit der thermischen Tropopause aus Jülicher Vertikalprofilen ergibt, daß die verwendete Tropopause geringfügig zu tief liegt. Dadurch wird in den Jetquerschnitten der stratosphärische Eintrag in die Troposphäre noch unterschätzt. Die Wahl eines anderen als den verwendeten konstanten PV-Wertes als Tropopausendefinition war in dieser Untersuchung aufgrund fehlenden Datenmaterials jedoch nicht möglich. Eine Sensitivitätsstudie mit unterschiedlichen PV-Werten wäre in diesem Zusammenhang von Vorteil. Auch die Verwendung der Diskontinuität der PV an der Tropopause anstelle eines konstanten PV-Wertes als Tropopausendefinition sollte überprüft werden (Verkley, 1994).

Sehr deutlich wurde in dieser Arbeit, daß die MOZAIC-Daten sehr sorgfältig analysiert werden müssen. Trotz ihrer sehr guten räumlichen und zeitlichen Auflösung enthalten sie durch das Flugverhalten versteckte Einflüsse, die die Ergebnisse verfälschen können. Der wesentlichste Einfluß entsteht dadurch, daß nur Messungen in einer Höhe zwischen 10-12 km durchgeführt werden. Dadurch entsteht zwangsläufig eine Abhängigkeit der Daten von bestimmten Wetterlagen, wenn man eine Analyse relativ zur Tropopause durchführt. Die Datenbelegung in den untersuchten Jetquerschnitten ist ausreichend gut. Trotzdem gibt es durch die beschriebene Höhenabhängigkeit der Messungen Einschränkungen. Da die Tropopause im Sommer höher liegt als im Winter, können zu dieser Jahreszeit mehr Daten unterhalb der Tropopause gemessen werden. Im Jetquerschnitt herrscht daher unterhalb der Tropopause ein Ungleichgewicht zwischen den Jahreszeiten und die Verteilungen sind keine ausgewogenen Jahresmittel.

Abschließend läßt sich zusammenfassen, daß die MOZAIC-Daten neue vielfältige Möglichkeiten bieten, die Chemie und Dynamik der oberen Troposphäre zu untersuchen. Zum ersten Mal konnte eine statistische Verteilung von Ozonkonzentrationen, relativer und spezifischer Feuchte als auch der Temperatur im Jetquerschnitt erstellt werden. Dies erweitert die bisher vorhandenen Fallstudien beachtlich. Für die weitere Analyse des Stratosphären-Troposphären-Austausches liefert diese Arbeit neue Werte für Konzentrationen und Flüsse im Jetbereich und an der Tropopause. Diese können gut in die bereits vorhandenen Modelle zur Untersuchung der chemischen und dynamischen Prozesse der Atmosphäre einge-

fügt werden und neben den Daten aus Fallstudien als Basis für globale Hochrechnungen dienen.

Auch in der Kombination der MOZAIC-Messungen mit den Analysenfeldern ergeben sich neue Aspekte. In dieser Arbeit wurden die ECMWF-Analysen unterstützend als Methode zur Koordinatentransformation verwendet. Die Ergebnisse zeigen, daß die Analysenfelder dabei gut mit hochauflösten Messungen verbunden werden können. Außerdem bieten die MOZAIC-Daten aber auch die Möglichkeit, die Analysenfelder auf ihre Genauigkeit hin zu untersuchen. Das betrifft speziell die Felder der Temperatur und der Feuchte. Da die MOZAIC-Messungen gerade für die obere Troposphäre ausgelegt sind, bieten sie für diesen Bereich eine größere Meßgenauigkeit als die Sondierungen und Satellitenmessungen, die zum Teil Grundlage der Analysen sind. Gerade über den Ozeanen sind Sondierungen natürlich nur spärlich vorhanden.

Letztendlich zeigt auch die vorliegende Untersuchung, daß selbst mithilfe immer umfassender werdender Datensätze die Frage des Stratosphären-Troposphären-Austausches noch nicht vollständig gelöst werden kann und deren wissenschaftliche Erforschung aus dem Zusammensetzen kleinster Puzzleteilchen besteht.

Literaturverzeichnis

Anderson, B. E., G. L. Gregory, et al. (1993). "The Impact of U.S. Continental Outflow on Ozone and Aerosol Distributions over the Western Atlantic." *Journal of Geophysical Research* 98(D12), 23477-23489.

Appenzeller, C. and H. C. Davies (1992). "Structure of Stratospheric Intrusions into the Troposphere." *Letters to Nature* 358, 570-572.

Appenzeller, C., H. C. Davies, et al. (1996). "Fragmentation of Stratospheric Intrusions." *Journal of Geophysical Research* 101(D1), 1435-1456.

Appenzeller, C. and J. R. Holton (1996). "Seasonal Variation of Mass Transport across the Tropopause." *Journal of Geophysical Research* 101(D10), 15071-15078.

Austin, J. F. and R. P. Midgley (1994). "The Climatology of the Jet Stream and Stratospheric Intrusions of Ozone over Japan." *Atmospheric Environment* 28(1), 39-52.

Beebe, R. G. and F. C. Bates (1955). "A Mechanism for Assisting in the Release of Convective Instability." *Monthly Weather Review* 83(1), 1-10.

Bjerknes, J. and E. Palmen (1937). "Investigations of Selected European Cyclones by means of Serial Ascents." *Geofys. Publ.* 12(2), 1-62.

Blackburn, M. (1985). "Interpretation of Ageostrophic Winds and Implications for Jet Stream Maintenance." *Journal of the Atmospheric Sciences* 42(23), 2604-2620.

Blonsky, S. (1997). Private Mitteilungen.

Blonsky, S. and P. Speth (1997). "An Algorithm to Detect Tropopause Folds from Ozone Soundings." *Meteorologische Zeitschrift* in press.

Bluestein, H. B. (1993). *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. New York, Oxford University Press.

Bosart, L. F. (1970). "Mid-Tropospheric Frontogenesis." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96, 442-471.

Brewer, A. W. (1949). "Evidence for a World Circulation Provided by the Measurements of Helium and Water Vapour Distribution in the Stratosphere." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 75, 351-363.

Briggs, J. and W. T. Roach (1963). "Aircraft Observations Near Jet Streams." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 225-247.

Browning, K. A. and R. Reynolds (1994). "Diagnostic Study of a Narrow Cold-Frontal Rainband and Severe Winds Associated with a Stratospheric Intrusion." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 120B(516), 235-257.

Cammas, J.-P. and D. Ramond (1989). "Analysis and Diagnosis of the Composition of Ageostrophic Circulations in Jet-Front Systems." *Monthly Weather Review* 117, 2447-2462.

Chan, K. R., S. G. Scott, et al. (1991). "Horizontal Wind Fluctuations in the Stratosphere During Large-Scale Cyclogenesis." *Journal of Geophysical Research* 96(D9), 17425-17432.

Chapman, S. (1930). "On Ozone and Atomic Oxygen in the Upper Atmosphere." *Phil. Mag.* 10, 369.

Chen, S.-J. and L. Dell'Osso (1987). "A Numerical Case Study of East Asian Coastal Cyclogenesis." *Monthly Weather Review* 115, 477-487.

Crutzen, P. J. (1970). "The Influence of Nitrogen Oxides on the Atmospheric Ozone Content." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96, 320-325.

Crutzen, P. J. and L. T. Gidel (1983). "A Two-Dimensional Photochemical Model of the Atmosphere 2." *Journal of Geophysical Research* 88(C11), 6641-6661.

Crutzen, P. J. and P. H. Zimmermann (1991). "The Changing Photochemistry of the Tro-

posphere." *Tellus* **43AB**, 136-151.

Cubasch, U., K. Hasselmann, et al. (1992). "Time-Dependent Greenhouse Warming Computations with a Coupled-Atmosphere Model." *Climate and Dynamics* **8**, 55-69.

Cuevas, E. (1994). "Ozone Soundings at Izana/Tenerife" **BOA-Meeting, Glashütten**. Private Mitteilungen.

Danielsen, E. F. (1968). "Stratospheric-Tropospheric Exchange Based on Radioactivity, Ozone and Potential Vorticity." *Journal of the Atmospheric Sciences* **25**, 502-518.

Danielsen, E. F. (1980). "Stratospheric Source for Unexpectedly Large Values of Ozone Measured over the Pacific Ocean during Gametag, August 1977." *Journal of Geophysical Research* **85**(C1), 401-412.

Danielsen, E. F. (1982). "A Dehydration Mechanism for the Stratosphere." *Geophysical Research Letters* **9**, 606-608.

Danielsen, E. F. (1990). "In Defense of Ertel's Potential Vorticity and Its General Applicability as a Meteorological Tracer." *Journal of the Atmospheric Sciences* **47**, 2013-2020.

Danielsen, E., R. Bleck, et al. (1970). "Observed Distributions of Radioactivity, Ozone, Potential Vorticity Associated with Tropopause Folding." *Journal of Geophysical Research* **75**(12), 2353-2361.

Danielsen, E. F. and V. A. Mohnen (1977). "Project Dustorm Report: Ozone Transport, in Situ Measurements, and Meteorological Analyses of Tropopause Folding." *Journal of Geophysical Research* **82**(37), 5867-5877.

Danielsen, E. F., R. S. Hipskind, et al. (1987a). "Three-Dimensional Analysis of Potential Vorticity Associated with Tropopause Folds and Observed Variations of Ozone and Carbon Monoxide." *Journal of Geophysical Research* **92**(D2), 2103-2111.

Del Genio, A. D., W. J. Kovari, et al. (1994). "Climatic Implications of the seasonal Variation of Upper Troposphere Water Vapour." *Geophysical Research Letters* **21**(24), 2701-2704.

Del Genio, A. D., A. A. Lacis, et al. (1991). "Simulations of the Effect of a Warmer Climate on Atmospheric Humidity." *Nature* **351**, 382-385.

Dobson, F. R. S., A. W. Brewer, et al. (1945). "Meteorology of the Lower Stratosphere." *Bakerian Lecture* **185**, 144-175.

Duhnke, K. (1994). Trajektorienanalyse zur Abschätzung der durch Emission von flüchtigen organischen Verbindungen (VOC) verursachten Konzentrationsschwankung des bodennahen Ozons. Diplomarbeit, Universität zu Köln.

Ebel, A., H. Elbern, et al., Ed. (1992). *Stratosphere-Troposphere Air Mass Exchange and Cross-Tropopause Fluxes of Ozone*. Coupling Processes in the Lower and Middle Atmosphere. Kluwer Academic Publishers.

Elbern, H., J. Hendricks, et al. (1997). "A Climatology of Tropopause Folds by Global Analyses." *Theor. Appl. Clim.* in press.

Eliassen, A. (1962). "On the Vertical Circulation in Frontal Zones." *Geofysisk Publikasjoner* **24**(4), 147-160.

Fischer, G. (1988). "Meteorology. Thermodynamical and Dynamical Structures of the Global Atmosphere". *Landolt-Börnstein* **4a**. Springer-Verlag.

Fukao, S., M. F. Larsen, et al. (1991). "Observations of a Reversal in Long-Term Average Vertical Velocities Near the Jet Stream Wind Maximum." *Monthly Weather Review* **119**, 1479-1489.

Fuzzi, S. (1994). Clouds in the Troposphere. *Topics in Atmospheric and Interstellar Physics and Chemistry*. Les Ulis, Les Editions de Physique. 291-308.

Gaffen, D. J. and T. P. Barnett (1992). "A Comparison of Observations and Model Simulations of Tropospheric Water Vapor." *Journal of Geophysical Research* **97**(D3), 2775-2780.

Gidel, L. T. and M. A. Shapiro (1979). "The Role of Clear Air Turbulence in the Production

of Potential Vorticity in the Vicinity of Upper Tropospheric Jet Stream-Frontal Systems." *Journal of the Atmospheric Sciences* 36, 2125-2138.

Graedel, T. E. and P. J. Crutzen (1994). *Chemie der Atmosphäre*. Heidelberg, Spektrum Akademischer Verlag.

Grawe, V. and M. Dameris (1996). "Calculating the Global Mass Exchange between Stratosphere and Troposphere." *Annales Geophysicae* 14, 431-442.

Haynes, P. H., C. J. Marks, et al. (1991). "On the Downward Control of Extratropical Diabatic Circulations by Eddy-Induced Mean Zonal Forces." *Journal of the Atmospheric Sciences* 48(4), 651-678.

Haynes, P. H. and M. E. McIntyre (1987). "On the Evolution of Vorticity and Potential Vorticity in the Presence of Diabatic Heating and Frictional or other Forces." *Journal of the Atmospheric Sciences* 44(5), 828-841.

Helten, M., H.G.J. Smit, W. Straeter, D. Kley, and P. Nedelec (1998). "Calibration and performance of automatic compact instrumentation for the measurement of relative humidity from passenger aircraft." *Journal of Geophysical Research*, To be printed.

Hoerling, M. P., T. K. Schaack, et al. (1991). "Global Objective Tropopause Analysis." *Monthly Weather Review* 119, 1816-1831.

Holton, J. R. (1990). "On the Global Exchange of Mass between the Stratosphere and Troposphere." *Journal of the Atmospheric Sciences* 47(3), 392-395.

Holton, J. R., P. H. Haynes, et al. (1995). "Stratosphere-Troposphere Exchange." *Reviews of Geophysics* 33, 403-439.

Hoskins, B. J. (1972). "Non-Boussinesq Effects and Further Development in a Model of Upper Tropospheric Fontogenesis." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 98, 532-541.

Hoskins, B. J. and F. P. Bretherton (1972). "Atmospheric Frontogenesis Models: Mathematical formulation and Solution." *Journal of the Atmospheric Sciences* 29, 11-37.

Isaksen, I. S. A. and O. Hov (1987). "Calculations of Trends in the Tropospheric Concentration of O₃, OH, CO, CH₄ and NO_x." *Tellus* 39B, 271-285.

Jacob, D. J., J. A. Logan, et al. (1993). "Factors Regulating Ozone over the United States and Its Export to the Global Atmosphere." *Journal of Geophysical Research* 98(D8), 14817-14826.

Juckes, M. N. (1997). "The Mass Flux across the Tropopause: Quasi-Geostrophic Theory." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123, 71-99.

Keyser, D. and M. J. Pecnick (1985). "Diagnosis of Ageostrophic Circulations in a Two-Dimensional Primitive Equation Model of Frontogenesis." *Journal of the Atmospheric Sciences* 42(12), 1283-1305.

Keyser, D. and M. J. Pecnick (1985). "A Two-Dimensional Primitive Equation Model of Frontogenesis Forced by Confluence and Horizontal Shear." *Journal of the Atmospheric Sciences* 42(12), 1259-1282.

Keyser, D. and R. Rotunno (1990). "On the Formation of Potential Vorticity Anomalies in Upper-Level Jet-Front-Systems." *Monthly Weather Review* 118, 1914-1921.

Keyser, D. and M. A. Shapiro (1986). "A Review of the Structure and Dynamics of Upper-Level Frontal Zones." *Monthly Weather Review* 114, 452-499.

Keyser, D., M. A. Shapiro, et al. (1978). "An Examination of Frontal Structure in a Fine-Mesh Primitive Equation Model for Numerical Weather Prediction." *Monthly Weather Review* 106, 1112-1124.

Kley, D. and E. J. Stone (1978). "Measurements of Water vapour in the Stratosphere by Photodissociation with Lyman alpha (1216A) light." *Review of Scientific Instruments* 49, 691-697.

Kley, D., E. J. Stone, et al. (1979). "In Situ Measurements of the Mixing Ratio of Water Vapor in the Stratosphere." *Journal of the Atmospheric Sciences* 36(12), 2513-2524.

Kley, D., A. L. Schmeltekopf, et al. (1982). "Transport of Water Through the Tropical Tropopause." *Geophysical Research Letters* 9, 617-620.

Kocin, P. J., L. W. Uccellini, et al. (1986). "Rapid Evolution of a Jet Streak Circulation in a Pre-Convective Environment." *Meteorology and Atmospheric Physics* 35, 103-138.

Kotroni, V. and K. Lagouvardos (1993). "Low-Level Jet Streams Associated with Atmospheric Cold Fronts: Seven Case Studies from the Fronts 87 Experiment." *Geophysical Research Letters* 20 13(1371-1374), .

Kowol-Santen, J., E. Lippert, et al. (1997). *Estimation of Cross Tropopause Air Mass and Ozone Fluxes using Different Methods*. Fourth European Symposium on Polar Stratospheric Ozone Research, Schliersee,

Kurz, M. (1990). *Synoptische Meteorologie*. Offenbach am Main, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.

Lamarque, J.-F. and P. G. Hess (1994). "Cross-Tropopause Exchange and Potential Vorticity Budget in a Simulated Folding." *Journal of the Atmospheric Sciences* 51(15), 2246-2269.

Lelieveld (1997). Private Mitteilungen.

Lelieveld, J. and P. J. Crutzen (1990). "Influences of Cloud Photochemical Processes on Tropospheric Ozone." *Nature* 343, 227-233.

Levy, H. (1971). "Normal Atmosphere: Large Radical and Formaldehyde Concentrations Predicted" *Science* 173, 141.

Liljequist, G. H. and K. Cehak (1984). *Allgemeine Meteorologie*. Braunschweig, Vieweg & Sohn.

Lindzen, R. S. (1991). "Sun and water in the Greenhouse." *Nature* 349(467), .

Loughe, A. F., C.-C. Lai, et al. (1995). "A Technique for Diagnosing Three-Dimensional Ageostrophic Circulations in Baroclinic Disturbances on Limited-Area Domains." *Monthly Weather Review* 123, 1476-1504.

Marenco, A., V. Thouret, P. Nedelec, H.G.J. Smit, M. Helten, D. Kley, F.Karcher, P. Simon, K. Law, J. Pyle, G. Poschmann, R. Von Wrede, C. Hume, and T. Cook(1998). "Measurement of ozone and water vapour by Airbus inservice aircraft": The MOZAIC airborne program, an overview, *Journal of Geophysical Research*, To be printed.

McIntyre, M. E., Ed. (1987). *Dynamics and Tracer Transport in the Middle Atmosphere: An Overview of some Recent Developments*. Transport Processes in the Middle Atmosphere. Reidel.

Meyers (1987). *Meyers Kleines Lexikon Meteorologie*. Mannheim, Meyers Lexikonverlag.

Molina, L. T. and M. J. Molina (1987). "Production of Cl₂O₂ from the Self-Reaction of the ClO Radical." *Journal of Physical Chemistry* 91, 433-436.

Moore, J. T. and G. E. Van Knowe (1992). "The Effect of Jet-Streak Curvature on Kinematic Fields." *Monthly Weather Review* 120, 2429-2441.

MOZAIC (1997). Final Report.

Murray, R. and S. M. Daniels (1953). "Transverse Flow at Entrance and Exit to Jet Streams." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 79, 236-241.

Namias, J. and P. F. Clapp (1949). "Confuence Theory of the High Tropospheric Jet Stream." *Journal of Meteorology* 6(330-336), .

Newton, C. W. (1954). "Frontogenesis and Frontolysis as a Three-Dimensional Process." *Journal of Meteorology* 11, 449-461.

Newton, C. W. and A. V. Persson (1962). "Structural Characteristics of the Subtropical Jet Stream and Certain Lower-Stratospheric Wind Systems." *Tellus* 14, 221-241.

Newton, C. W. and A. Trevisan (1984). "Clinogenesis and Frontogenesis in Jet-Stream Waves. Part I: Analytical Relations to Wave Structure." *Journal of the Atmospheric Sciences* 41(18), 2717-2734.

Newton, C. W. and A. Trevisan (1984). "Clinogenesis and Frontogenesis in Jet-Stream

Waves. Part II: Channel Model Numerical Experiments." *Journal of the Atmospheric Sciences* 41(18), 2735-2755.

Orlanski, I. and B. B. Ross (1977). "The Circulation Associated with a Cold Front. Part I: Dry Case." *Journal of the Atmospheric Sciences* 34, 1619-1633.

Penkett, S. A., I. S. A. Isaksen, et al. (1988). A Program of Tropospheric Ozone Research (TOR). *Tropospheric Ozone*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company. 345-363.

Peters, D., J. Egger, et al. (1995). "Dynamical Aspects of Ozone Mini-Hole Formation." *Meteorol. Atmos. Phys.* 55, 205-214.

Pichler, H. (1986). *Dynamik der Atmosphäre*. Mannheim/Wien/Zürich, BI-Wissenschaftsverlag.

Reed, R. J. (1955). "A Study of a Characteristic Type of Upper Level Frontogenesis." *Journal of Meteorology* 12, 226-237.

Reed, R. J. and E. F. Daniels (1959). "Fronts in the Vicinity of the Tropopause." *Arch. Met. Geophys. Biokl.* 11(1), 1-17.

Reed, R. J. and F. Sanders (1953). "An Investigation of the Development of a Mid-Tropospheric Frontal Zone and its Associated Vorticity Field." *Journal of Meteorology* 10, 338-349.

Reed, R. J., M. T. Stoelinga, et al. (1992). "A Model-Aided Study of the Origin and Evolution of the Anomalously High Potential Vorticity in the Inner Region of a Rapidly Deepening Marine Cyclone." *Monthly Weather Review* 120, 893-913.

Reeder, M. J. and D. Keyser (1988). "Balanced and Unbalanced Upper-Level Frontogenesis." *Journal of the Atmospheric Sciences* 45(22), 3366-3386.

Reiter, E. R. (1961). *Meteorologie der Strahlströme*, Wien, Springer-Verlag.

Reiter, E. R. (1963). "A Case Study of Radioactive Fallout." *Journal of Applied Meteorology* 2, 691-705.

Reiter, E. R. (1975). "Stratospheric-Tropospheric Exchange Processes." *Reviews of Geophysical and Space Physics* 13(4), 459-474.

Reiter, E. R. and A. Nania (1964). "Jet-Stream Structure and Clear-Air Turbulence (CAT)." *Journal of Applied Meteorology* 3, 247-260.

Rind, D., E.-W. Chiou, et al. (1991). "Positive Water Vapour Feedback on Climate Models Confirmed by Satellite Data." *Nature* 349, 500-503.

Rosenlof, K. H. (1995). "Seasonal Cycle of the Residual Mean Meridional Circulation in the Stratosphere." *Journal of Geophysical Research* 100(D3), 5173-5191.

Rosenlof, K. H. and J. R. Holton (1993). "Estimates of the Stratospheric Residual Circulation using the Downward Control Principle." *Journal of Geophysical Research* 98(D6), 10465-10479.

Sawyer, J. S. (1956). "The Vertical Circulation at Meteorological Fronts and its Relation to Frontogenesis." *Proceedings of the Royal Society* 234A, 346-362.

Sechrist, F. S., R. A. Petersen, et al. (1986). "Ozone, Jet Streaks, and Severe Weather." *Second Conf. on Satellite Meteorology - Remote Sensing and Applications* 5, 388-392.

Shapiro, M. A. (1970). "On the Applicability of the Geostrophic Approximation to Upper Level Frontal-Scale Motions." *Journal of the Atmospheric Sciences* 27, 408-420.

Shapiro, M. A. (1976). "The Role of Turbulent Heat Flux in the Generation of Potential Vorticity in the Vicinity of Upper-Level Jet Stream Systems." *Monthly Weather Review* 104, 892-906.

Shapiro, M. A. (1981). "Frontogenesis and Geostrophically Forced Secondary Circulations in the Vicinity of Jet Stream-Frontal Zone Systems." *Journal of the Atmospheric Sciences* 38, 954-973.

Shapiro, M. A., Ed. (1983). *Mesoscale Weather Systems of the Central United States*. The National STORM Program: Scientific and Technological Bases and Major Objectives. Boulder, University Corporation for Atmospheric Research.

Shapiro, M. A. and P. J. Kennedy (1981). "Research Aircraft Measurements of Jet Stream Geostrophic and Ageostrophic Winds." *Journal of the Atmospheric Sciences* 38, 2642-2652.

Shapiro, M. A., A. J. Krueger, et al., Ed. (1982). *Nowcasting the Position and Intensity of Jet Streams Using a Satellite-Borne Total Ozone Spectrometer*. Nowcasting. London, Academic Press.

Shine, K. P. and A. Sinha (1991). "Sensitivity of the Earth's Climate to Height-Dependent Changes in the Water Vapour Mixing Ratio." *Nature* 354, 382-384.

Sissenwine, N., Ed. (1969). "Standard and Supplemental Atmospheres." *Climate of the Free Atmosphere*. Amsterdam-London-New York, Elsevier Publishing Company.

Smit, H. G. J., S. Gilge, et al. (1989). *The Meridional Distribution of Ozone and Water Vapor over the Atlantic Ocean between 30S and 52N in September/October 1988*. Fifth European Symposium on Physico-Chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants, Varese (Italy).

Smit, H. G. J., W. Sträter, et al. (1991). Ozone Profiles at Jülich and Schauinsland/FRG during 1990. Forschungszentrum Jülich.

Smit, H. G. J., D. Kley, et al., Ed. (1993). *Distribution of Ozone and Water Vapour obtained from Soundings over Jülich: Transport versus Chemistry*. The Proceedings of EURO-TRAC Symposium '92. Den Haag, SPB Academic Publishing.

Soden, B. J. and F. P. Bretherton (1993). "Upper Tropospheric Relative Humidity from the GEOS 6.7 um Channel: Method and Climatology for July 1987." *Journal of Geophysical Research* 98(D9), 16669-16688.

Speth, P., and R.A. Madden (1987). "The Observed General Circulation of the Atmosphere". *Landolt-Börnstein* 4a. Springer-Verlag. Kap. 3.

Staley, D. O. (1960). "Evaluation of Potential-Vorticity Changes Near the Tropopause and the Related Vertical Motions, Vertical Advection of Vorticity, and Transfer of Radioactive Debris from Stratosphere to Troposphere." *Journal of Meteorology* 17, 591-620.

Stephens, G. L. (1990). "On the Relationship between Water Vapor over the Oceans and Sea Surface Temperature." *Journal of Climate* 3, 634-645.

Thompson, A. M. (1992). "The Oxidizing Capacity of the Earth's Atmosphere: Probably Past and Future Changes." *Science* 256, 1157-1165.

Trenberth, K. E. (1992). Global Analysis from ECMWF and Atlas of 1000 to 10 mb Circulation Statistics. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.

Uccellini, L. W. and D. R. Johnson (1979). "The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implications for the Development of Severe Convective Storms." *Monthly Weather Review* 107, 682-703.

Van de Berg, L., A. Pyomjamsri, et al. (1991). "Monthly Mean Upper Tropospheric Humidities in Cloud-Free Areas from Meteosat Observations." *International Journal of Climatology* 11, 819-826.

Van Haver, P., D. De Muer, et al. (1996). "Climatology of Tropopause Folds at Midlatitudes." *Geophysical Research Letters* 23(9), 1033-1036.

Van Tuyl, A. H. and J. A. Young (1982). "Numerical Simulation of Nonlinear Jet Streak Adjustment." *Monthly Weather Review* 110, 2038-2054.

Verkley, W. T. M. (1994). "Tropopause Dynamics and Planetary Waves." *Journal of the Atmospheric Sciences* 51(4), 509-529.

Volz, A. and D. Kley (1988). "Evaluation of the Montsouris Series of Ozone Measurements made in the Nineteenth Century." *Nature* 332, 240-242.

Vömel, H., S. J. Oltmans, et al. (1995). "New Evidence for the Stratospheric Dehydration Mechanism in the Equatorial Pacific." *Geophysical Research Letters* 22(23), 3235-3238.

Wallace, J. M. and P. V. Hobbs (1977). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. New

York, Academic Press.

Wei, M.-Y. (1987). "A New Formulation of the Exchange of Mass and Trace Constituents between the Stratosphere and Troposphere." *Journal of the Atmospheric Sciences* 44(20), 3079-3086.

Weischet, W. (1988). *Einführung in die Allgemeine Klimatologie*. Stuttgart, Teubner.

WMO (1986). "Stratosphere-Troposphere Exchange 1985." *Chapter 5*, 151-239.

WMO (1995). Tropospheric Ozone. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994*. 5.1-5.30.

Danksagung

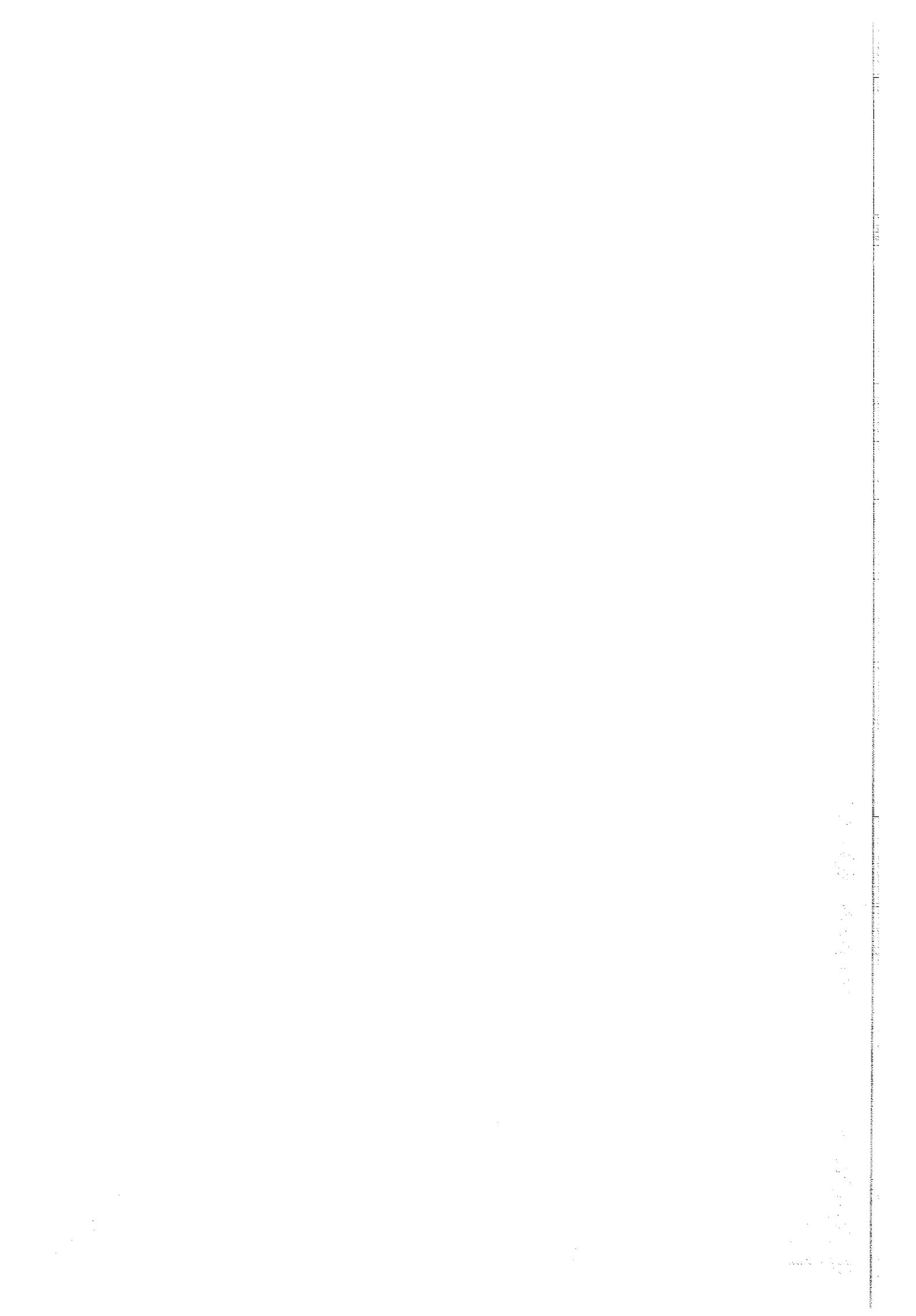
Wir danken den Herren M. Helten und W. Sträter am ICG-2, so wie den Mitarbeitern des MOZAIC-Projektes bei der CNRS und CNRM in Toulouse, Frankreich für die Aufarbeitung der MOZAIC-Daten.

Weiterhin danken wir Frau D. Ciupa und Frau J. Wimmer fuer die Aufbereitung der MOZAIC-Daten und ihre Hilfeleistung bei der Erstellung der Bilder dieses Berichtes. Die verwendeten Analysedaten wurden vom ECMWF (Reading/GB) mit Genehmigung und Unterstützung des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung gestellt.

Vielen Dank an die Luftfahrtgesellschaften Air France, Austrian Airlines, Lufthansa, und Sabena sowohl für die Beförderung der MOZAIC-Messinstrumente an Bord einiger ihrer A340-Linienflugzeuge als auch für den regelmäßigen Austausch der Wasserdampfsensoren.

Weiter möchten wir uns bedanken bei AIRBUS Industrie und seinen Vertragspartnern für ihre ständige Unterstützung.

Das MOZAIC-Projekt wurde von der Europaischen Union (DG XII-C: Aeronautics and DG XII-D: Umwelt) gefördert.



Forschungszentrum Jülich

JüL-3593
Oktober 1998
ISSN 0944-2952

