

Kapitel 7

Globale Streamerklimatologie im T42-Modell

In diesem Kapitel wird eine globale Streamer-Klimatologie auf der Basis von 10 arktischen Wintern der T42-Simulation präsentiert. Hierbei bietet es sich an, die Untersuchung des Luftmassentransports von niedrigen zu hohen Breiten (siehe Tropische-Subtropische Streamer) und von hohen zu niedrigen Breiten (siehe Polarwirbel Streamer) zu unterscheiden. Zuerst wird die hier verwendete Methode zur Identifizierung von Streamern vorgestellt, die auf der zonalen Anomalie der Tracerfelder beruht. Anschließend werden die typischen Charakteristika von Streamern analysiert. Die zwischenjährliche Variabilität der Transportprozesse in der winterlichen Stratosphäre wird exemplarisch anhand von 10 Wintern untersucht, die eine hohe Variabilität der Dynamik, vergleichbar mit Beobachtungen, aufweisen (siehe Kapitel 4). Auf Basis dessen wird eine Streamer-Klimatologie für die mittlere Stratosphäre erstellt, die in charakteristische vertikale Schichten und Monate eingeteilt ist. Die Ergebnisse werden mit einer aus Beobachtungsdaten abgeleiteten Streamer-Klimatologie (Langbein und Kouker, 2001) für die untere Stratosphäre verglichen. Die hier präsentierte globale Klimatologie umfasst Oktober bis Mai, somit werden in dieser Arbeit auch Transportprozesse der Südhemisphäre von Frühjahr bis Sommer behandelt. Die Streamer-Klimatologie wird unter Einbeziehung von bisher veröffentlichten transportcharakteristischen Klimatologien diskutiert, die das Phänomen Filament-Laminae betrachteten (Reid und Vaughan, 1991; Reid et al., 1998; Orsolini und Grant, 2000). In diesen Laminae-Untersuchungen hat man sich auf eine vertikale Erstreckung bis 2,5 km beschränkt (Reid und Vaughan, 1991; Reid et al., 1998; Orsolini und Grant, 2000) und somit keine Streamer, die eine vertikale Auflösung von 10–20 km in der Vertikalen haben, berücksichtigt. Appenzeller und Holton (1997) erweiterten die Untersuchung einer globalen „Tracer Lamination“ Klimatologie auf die gesamte vertikale Erstreckung von Laminae. Diese Methode wurde gezielt für Strukturen entwickelt, die eine Veränderung im vertikalen Gradienten erfahren. Somit werden streamerähnliche Strukturen nur zum Teil erfasst (persönliche Mitteilungen, Appenzeller, 2002). In dieser Arbeit wird eine Klimatologie erstellt, die auf die Identifizierung von Streamern ausgelegt ist. Die Ergebnisse der Streamer-Klimatologie werden im Hinblick auf den beobachteten Ozontrend in den mittleren Breiten diskutiert.

7.1 Streamer-Kriterium

In diesem Abschnitt soll die Methode vorgestellt werden, mit deren Hilfe Tropische Streamer und Polarwirbel Streamer identifiziert werden, also der Luftmassenaustausch von niedrigen in hohe Breiten und umgekehrt. Es wird das Fallbeispiel von Kapitel 6 verwendet, um die Wahl des Streamer-Kriteriums zu erläutern.

7.1.1 Methode

Für die Identifizierung von Streamern wurde in dieser Arbeit die Anomaliemethode gewählt, die nach Vergleich mit anderen Methoden das beste Ergebnis lieferte. Andere gebräuchliche Methoden werden in dem Unterkapitel 7.5 vorgestellt.

Die Anomalie ist die Abweichung des Gitterpunktwertes vom zonalen Mittel. Wichtig ist es dabei, einen Grenzwert zu bestimmen, bei dessen Überschreitung ein Streamer identifiziert und das Auftreten an einem Gitterpunkt gezählt werden kann. Das heißt, es wird nicht die absolute Anzahl an Streamern während eines Zeitraums gezählt, sondern ein und derselbe Streamer kann auch mehrmals an einem Gitterpunkt gewertet werden. Das beste Ergebnis wurde nach einigen Testuntersuchungen mit einem subjektiv gewählten Grenzwert von Werten größer und kleiner als ± 20 au erzielt. Das heißt, dass Tropische Streamer bei Anomalien von < -20 au identifiziert werden und Polarwirbel Streamer bei Werten von > 20 au. Diese Methode wurde für die Südhemisphäre angepasst. Auf Grund der in der Arbeit verwendeten globalen Tracerverteilung, die stetig von Süd- zum Nordpol zunimmt, wurde hierfür das Vorzeichen des Gradientenzählers umgedreht.

In Abb. 7.1 sind der passive Tracer (links) und das berechnete Anomaliefeld (rechts) für den Tag 70 des Jahres 11 zu erkennen. Im Unterschied zu den in Kapitel 6 gezeigten Tracerbildern werden hier Ausschnitte vom Äquator bis zum Nordpol präsentiert. Wie man erkennen kann, zeichnen sich die im Tracerbild gezeigten Strukturen des Atlantik-Streamers und des ehemaligen Ostasien-Streamers, der sich um das Aläutenhoch wickelt, deutlich im Anomaliefeld ab. Negative Abweichungen, an den lila-blauen Farbtönen zu erkennen, kennzeichnen den Luftmassentransport von niedrigen in hohe Breiten, d.h. vor allem Tropische-Subtropische Streamer. Positive Abweichungen in den rot-gelben Farbtönen kennzeichnen dagegen den Luftmassentransport von hohen in niedrige Breiten. Die Strukturen des Atlantik-Streamers und des Ostasien-Streamers werden gut wiedergegeben. Das Einwickeln in ein Cat Eye wird nicht aufgelöst. Neben den Tropischen Streamern zeichnet sich am Tag 70 auch der Ansatz einer Polarwirbelextrusion über dem West-Atlantik ab, die im Randbereich des Wirbels zu Transportstrukturen führt, die vom Zähler großflächiger erfaßt werden als sie subjektiv erscheinen.

In den Tropen deuten sich Transportstrukturen an, die bisher in der Arbeit nicht untersucht wurden. Dort zeichnen sich kürzere Wellen mit Wellenzahlen größer als acht ab, die im Tracer und in den Anomaliefeldern über dem Pazifik in $0-20^\circ$ N zu erkennen sind. Über dem östlichen Pazifik ist im Anomaliefeld ein langgestrecktes zonales Band in 27° N auszumachen, das keiner auffälligen Struktur im Tracerbild zuzuordnen ist. Vielmehr zeigt sich hier ein starker meridionaler Gradient in der Tracerkonzentration, der durch die zo-

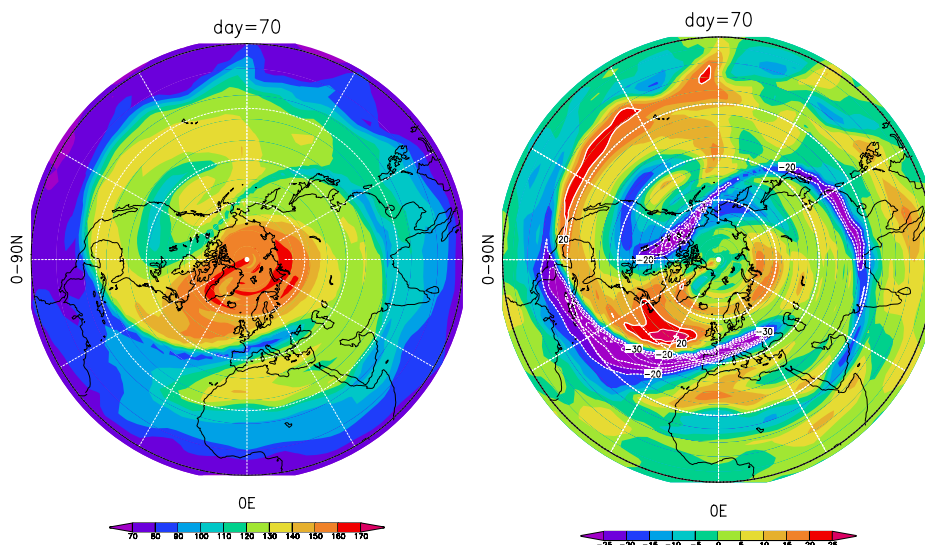


Abbildung 7.1. Polarstereographische Darstellung des passiven Tracers (au) (links) und der Anomalie (rechts) für den Tag 70 im T42-Modell von 0–90° N in 32 km Höhe. Die Anomalie des Tracers wird aus dem zonalen Mittel des Tracers, das von jedem Gitterpunktswert abgezogen worden ist, gebildet. Das unterlegte Gitter hat einen Abstand von 20° Breite und 30° Länge.

nale Verschiebung des Polarwirbels in Richtung niedriger Breiten zustande kommt und von der Methode als Streamer gezählt wird, obwohl hier kein Transportphänomen zu erkennen ist. Dieser Gradient im Spurengas kennzeichnet die subtropische Barriere (siehe Kapitel 4), die während dieser Periode sehr deutlich in der westlichen Hemisphäre ausgeprägt ist.

7.1.2 Fallbeispiel

Im Folgenden wird für die aktive Periode Tag 63–78 des Modelljahres 11, deren charakteristische Transportphänomene im Detail in Kapitel 6 analysiert wurden, das Anomaliefeld des Tracers präsentiert. Die subjektiv abgeschätzte Frequenz, die man bei der Inspektion der Abbildungen erhält, wird zur Kontrolle der berechneten Frequenz des Anomaliefeldes gegenübergestellt. Das Ergebnis wird als Interpretationshilfe zur Auswertung der Streamer-Klimatologie genutzt.

In Abb. 7.2 sind die täglichen Anomaliefelder passend zu der in Abb. 6.1 gezeigten Tracerverteilung ausgesucht worden. Ähnlich wie in der reinen Tracerkonzentration zeichnet sich die Struktur des Polarwirbels, der Tropischen Streamer sowie der Cat Eyes ab. Gezählt werden jedoch nur die Strukturen, die niedrigere Werte als –20 au aufweisen. Nach einer subjektiven Inspektion der Bilder würde man eine hohe Streamerfrequenz über dem subtropischen Atlantik und über dem Ostasien-Pazifik Sektor von 20° N bis 60° N erwarten. In Abb. 7.3 ist die berechnete Frequenz der Streamer, die an einem Gitterpunkt

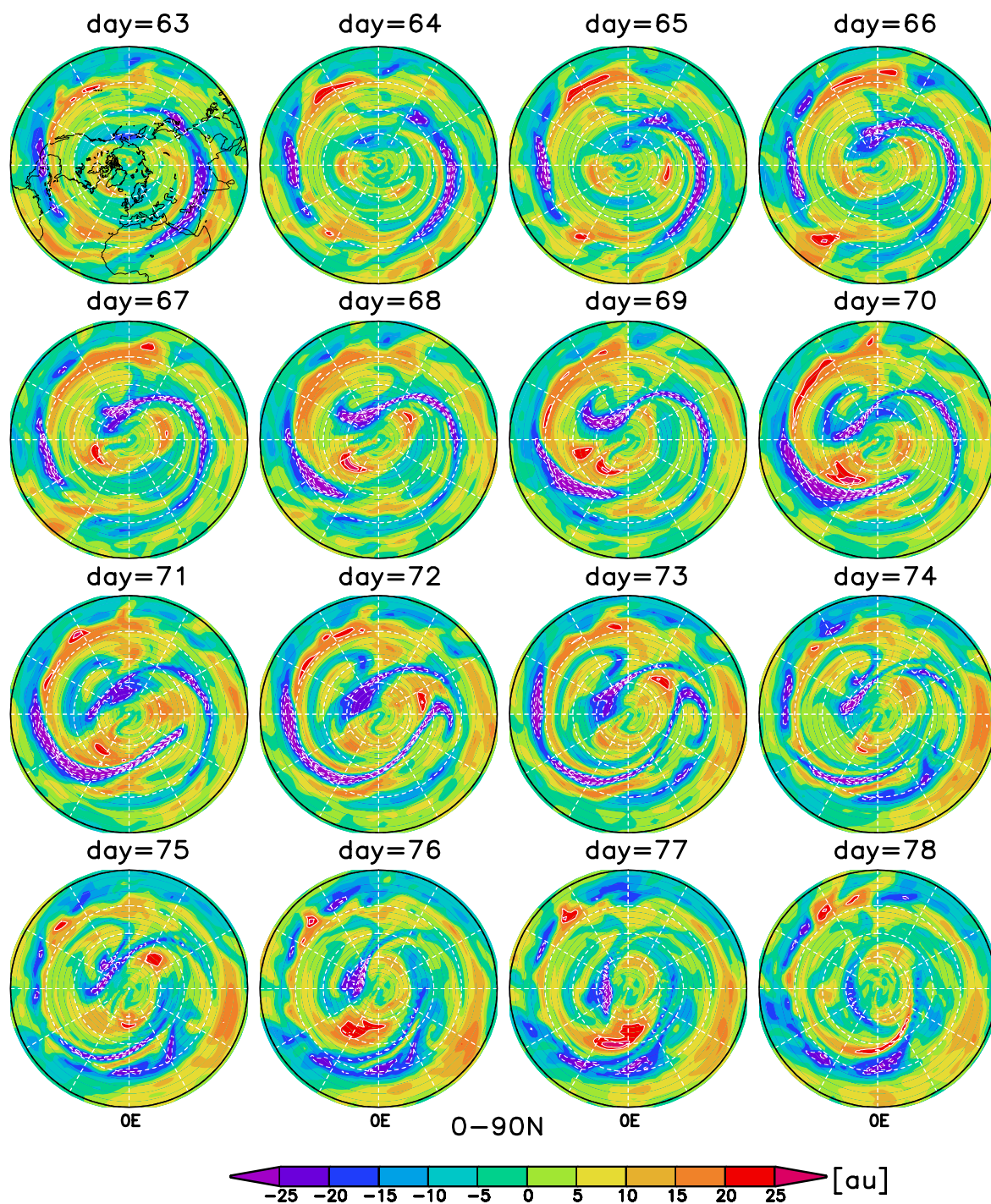


Abbildung 7.2. Polarstereographische Darstellung der Anomalie des passiven Tracers (au) von 0–90° N in 32 km Höhe, wie in Abb. 6.1. Hier sind die Tage 63–78 dargestellt.

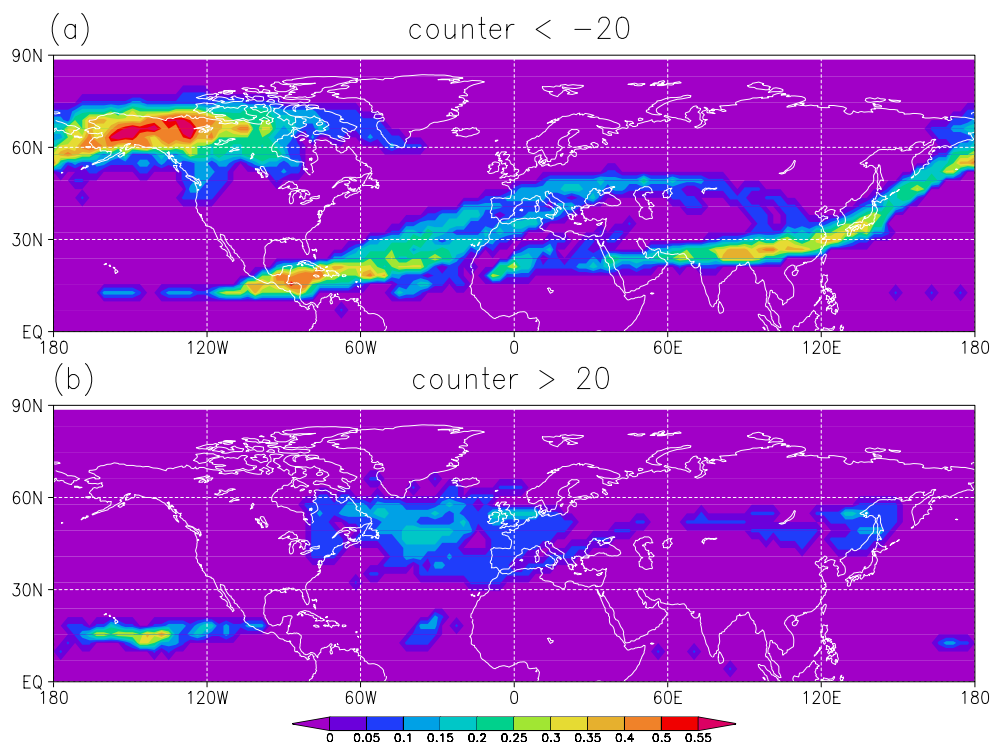


Abbildung 7.3. Frequenz von Streamern für den in Abb. 7.2 dargestellten Zeitraum von 0–90° N in 32 km Höhe. Oben (a): Frequenz für < -20 au; unten (b): > 20 au.

aufgetreten sind, dargestellt. Die Frequenz der Werte von < -20 au ergibt fast das zu erwartende Bild: Das subjektiv eingeschätzte hohe Aufkommen der Atlantik-Streamer wird mit einer Frequenz von mehr als 0,35 berechnet, das heisst während der Periode werden mehr als 35 % der Zeit Tropische Streamer über dem Atlantik identifiziert. Der zweite Strang an Streameraktivität erstreckt sich von Zentralasien über den Pazifik bis zur Westküste der USA. Über den Aläuten bis Nordamerika ist eine breite Ausdehnung in der Meridionalen zu erkennen, die auf das Einwickeln der Tropischen Streamer an der polwärtige Flanke des Cat Eyes deutet (siehe Kapitel 6). Die Struktur, die sich über Vancouver zeigt, deutet das Einwickeln der Streamer in das Cat Eye an (siehe Tag 69 in Abb. 7.2). Die äquatorwärtige Flanke des Cat Eyes wird mit dieser Methode nicht aufgelöst. Der Streameransatz, der in Kapitel 6 häufiger zitiert wird, ist in den hohen Frequenzen über dem Karibischen Meer und dem Himalaya zu finden.

Die Frequenz der Anomalien von mehr als 20 au (Abb. 7.3b) zeigt ein viel schwächeres Auftreten von Polarwirbel Streamern über dem Atlantik, die bis in mittlere Breiten reichen. Das zonale Muster hoher Streamerfrequenz, das in den Tropen zwischen 120° und 180° W zu erkennen ist, kommt wahrscheinlich durch den dort vorhandenen starken Gradienten im Spurengas zustande (siehe Abb. 6.1). Innerhalb von 5° geographischer Breite tritt dort eine Differenz im Tracer von mehr als 30 au auf. Daraus resultiert vermutlich die erhöhte Frequenz über dem subtropischen Pazifik.

7.2 Charakteristika von Streamern

In diesem Abschnitt werden die räumlichen und zeitlichen Charakteristika von Streamern untersucht, damit die Streamer nach saisonaler und vertikaler Häufigkeit charakterisiert werden können. Zuerst wird das Auftreten von Streamern entlang eines Breiten-Höhen-Schnittes analysiert.

7.2.1 Vertikale Abhängigkeit

Tropische Streamer

In Abb. 7.4 ist die Frequenz von tropischen Streamern, die das zuvor beschriebene Kriterium (Abschnitt 7.1) erfüllen, dargestellt. Betrachtet man nur das zonale Mittel (Abb. 7.4 oben), fallen zwei markante Merkmale auf. Es treten verstärkt Tropische Streamer in einem Band von $15\text{--}40^\circ$ N in der mittleren bis oberen Stratosphäre auf. Maximal erscheinen diese in $32\text{--}39$ km Höhe. Neben der subtropischen Aktivität ist das absolute Streamerfrequenzmaximum in den Tropen in einer Höhe von $15\text{--}21$ km zu finden. Die kalte tropische Tropopause liegt im langjährigen Mittel des Modells bei ca. 18 km Höhe (siehe Abb. 4.1), passend dazu erstreckt sich dieses Maximum von der oberen Troposphäre bis zur unteren Stratosphäre von 30° S bis 30° N. Hiermit werden STE Prozesse aufgelöst, die zum einen durch das Überschießen von Konvektionstürmen verursacht werden und zum anderen durch ungehinderten adiabatischen Austausch entlang der Isentropen zwischen Tropen und mittleren Breiten zustande kommen (siehe Kapitel 2). Wie in der Prozessstudie (Kapitel 6) gezeigt wurde, kommt es häufiger zu einem Austausch von Tropischen Streamern mit Luftmassen hoher Breiten, dessen Frequenz durch die zonale und saisonale Mittelung in dieser Berechnung abgeschwächt wird. Um diese Prozesse dennoch auflösen zu können, sind in Abb. 7.4 Mittel für charakteristisch unterschiedliche Regionen erstellt worden. Es wird hier in die Eurasien ($0\text{--}90^\circ$ E), Asien-Pazifik ($90\text{--}180^\circ$ E), Pazifik-USA ($90\text{--}180^\circ$ W) und USA-Atlantik ($0\text{--}90^\circ$ W) Regionen unterteilt. Das Auftreten der Atlantik-Streamer und der Ostasien-Streamer, die in tropischen Breiten entstehen, zum Teil bis in hohe Breiten advehiert werden (siehe Kapitel 6) und dort zerbrechen, wird mit dieser Mittelung aufgelöst. Tatsächlich ist das Auftreten Tropischer Streamer in mittleren und hohen Breiten zu erkennen. Im Atlantik Sektor ist ein Maximum in den Subtropen von $30\text{--}39$ km Höhe auszumachen, das hier dem Entstehungsgebiet nach den Tropischen Streamern zugeordnet wird. In dem Eurasien Sektor wird die Entwicklung bzw. das Fortschreiten der Atlantik-Streamer dokumentiert. Das Maximum, das jetzt weiter nordostwärts reicht, liegt in einer Höhe von $25\text{--}39$ km. Der Prozess der Entstehung von Streamern, der in der mittleren bis oberen Stratosphäre stattfindet, wurde im Detail in Kapitel 6 untersucht.

Über Zentralasien entstehen die Ostasien-Streamer, so dass sich in dieser Region das Auftreten von Atlantik-Streamern und Ostasien-Streamern vermischt. Mit dem Maximum im Asien-Pazifik Sektor wird das typische nach Nordosten-Wandern und Absinken der Ostasien-Streamer gekennzeichnet (siehe Kapitel 6). Das Maximum in dieser Region (Abb. 7.4) erstreckt sich von $15\text{--}50^\circ$ N in $24\text{--}39$ km Höhe mit einer Neigung in Richtung Pol mit zunehmender Höhe. In der obersten Stratosphäre reicht das Maximum

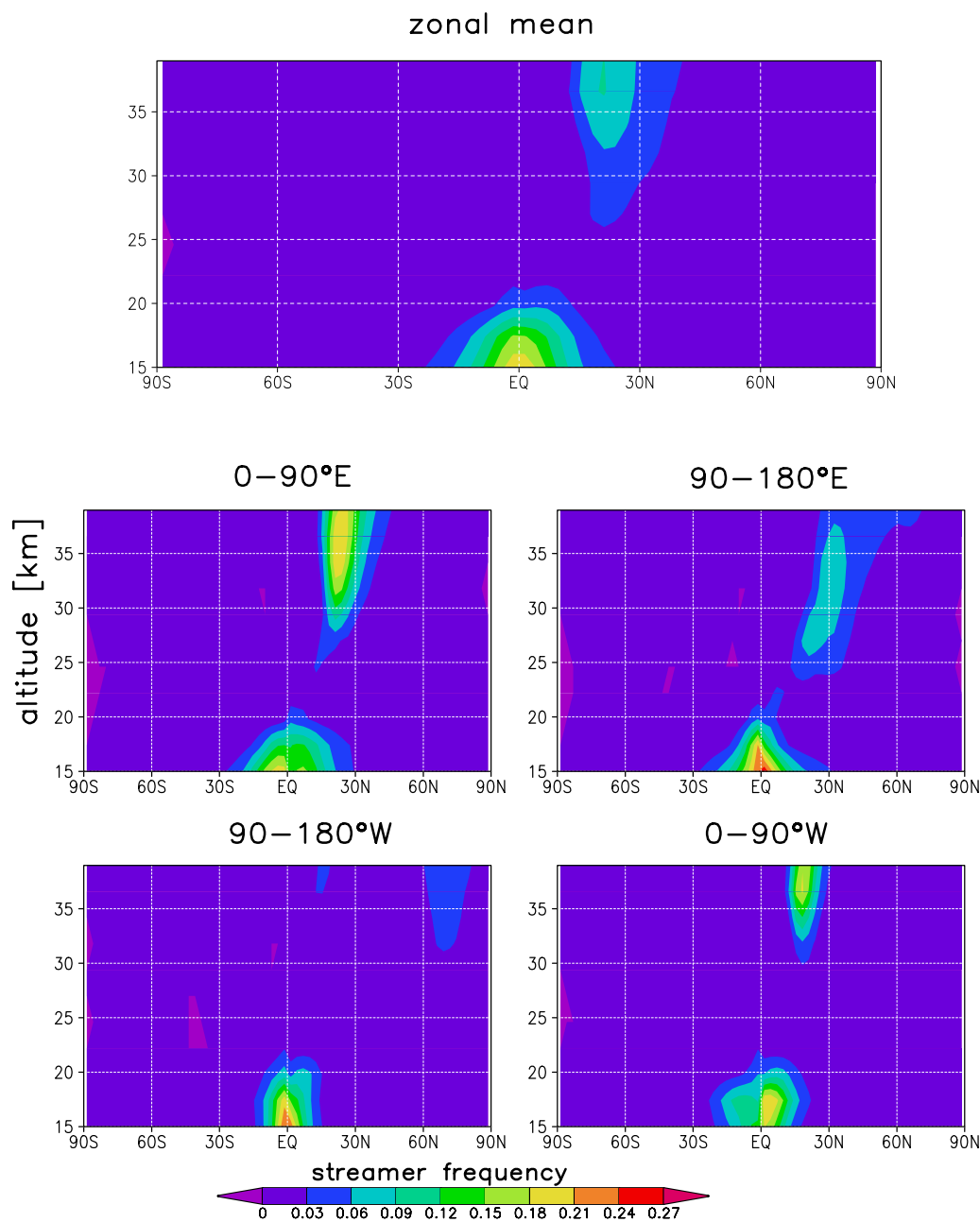


Abbildung 7.4. Frequenz von „Tropischen Streamern“ für das Wintermittel (Oktober-Mai) in 15–39 km Höhe. Oben: zonales Mittel; Mitte links: Eurasien, 0–90° E; Mitte rechts: Asien-Pazifik, 90–180° E; unten links: Pazifik-USA, 90–180° W; unten rechts: USA-Atlantik, 0–90° W.

sogar bis 70° N. Wie sich in der Prozessstudie in Kapitel 6 gezeigt hat, rollt sich das Ende des Ostasien-Streamers an der polwärtigen Flanke des Aläutenhochs zu einem Cat Eye ein¹. Über dem Pazifik befindet sich in der Frequenzanalyse ein schwaches Maximum

¹Bei einem transienten dynamischen Übergang beginnt das Ende des Streamers in dem Cat Eye zu zerbrechen (siehe Kapitel 6).

von 60–80° N in 31–39 km Höhe, was auf das Einrollen des Ostasien-Streamers um das Aläutenhoch in ein Cat Eye schließen lässt. Die Lage des Streamermaximums passt zu der klimatologischen Lage des Aläutenhochs in 10 hPa (siehe Abb. 4.6 unten), das im Mittel über dem Ostpazifik von 40–60° N liegt, südlich vom Streamermaximum.

In der Frequenzanalyse der einzelnen Sektoren treten auch Variationen in der Stärke der Maxima auf. Diese Variation lässt sich mit dem Entstehungsgebiet bzw. dem Fortschreiten und Auflösungsprozess der Streamer in Verbindung bringen. So deuten die stärksten Maxima in 28° N im Eurasien Sektor und in 20° N über der USA-Atlantik Region in der mittleren bis oberen Stratosphäre darauf hin, dass sich hier die Entstehungsregion der Tropischen Streamer befindet, während in dem etwas schwächeren Maximum im Asien-Pazifik Sektor die Weiterentwicklung der Streamer stattfindet und im Pazifik-USA Sektor das Zerschneiden der Streamer nur selten dokumentiert wird.

Polarwirbel Streamer

In Abb. 7.5 ist die Frequenz von Polarwirbel Streamern dargestellt, die mit der Anomalie-methode ermittelt wurden. Es ist festzuhalten, dass im vertikalem Mittel über die Stratosphäre keine Streamer in polaren Breiten aufgelöst werden. Die Muster erhöhter Frequenz, die hier dennoch aufgelöst werden, stellen Transportprozesse von hohen in niedrige Breiten dar. Im zonalen Mittel (Abb. 7.5) ist ein Maximum in der tropischen Tropopause, in den Subtropen von 30–39 km Höhe und zwei kleine Maxima in hohen Breiten der NH und SH zwischen 15–18 km Höhe aufgelöst. Die letzteren beiden Maxima in hohen Breiten befinden sich in der untersten Stratosphäre und deuten auf einen Luftmassenaustausch von hohen in niedrige Breiten in der „Sub-Vortex“ Region hin. Das deutliche Maximum am Äquator in 15–20 km Höhe ist der Lage der tropischen Tropopause zuzuschreiben. Das Maximum in den Subtropen der oberen Stratosphäre kann entweder tatsächlich stattgefundenen Transport kennzeichnen, oder es handelt sich wie in Abschnitt 7.1 um die Auflösung der subtropischen Barriere. Die Betrachtung der einzelnen Sektoren bringt mehr Aufschluss über die in Kapitel 6 untersuchten Phänomene. So deutet sich im Eurasien Sektor ein schwaches Maximum in der oberen Stratosphäre an, das auf Extrusionen des Polarwirbels in 50–60° N schließen lässt. Ein Hinweis auf das Einrollen der Polarwirbel Streamer an der äquatorwärtigen Flanke des Aläutenhochs ist im Wintermittel (Oktober-Mai) nicht zu finden. Ein weiteres Maximum in den Subtropen zeichnet sich in der Atlantik-USA Region in 20–33 km Höhe ab, das auf verstärkte Intrusionen in die Tropen deutet. Orsolini und Grant (2000) untersuchten in einer Laminae-Klimatologie speziell den Austausch von Luftmassen mittlerer Breiten in die Tropen und fanden im vertikalen Bereich von 500–640 K (ca. 20–24 km) über dem subtropischen Pazifik im Winter und Frühjahr ein ähnliches Ereignis in Beobachtungen. Die im zonalen Mittel aufgelösten Maxima in den hohen Breiten der unteren Stratosphäre zeichnen sich in der gesamten Osthemisphäre der SH und NH ab und deuten hier auf Transportaktivitäten in der Sub-Vortex Region hin.

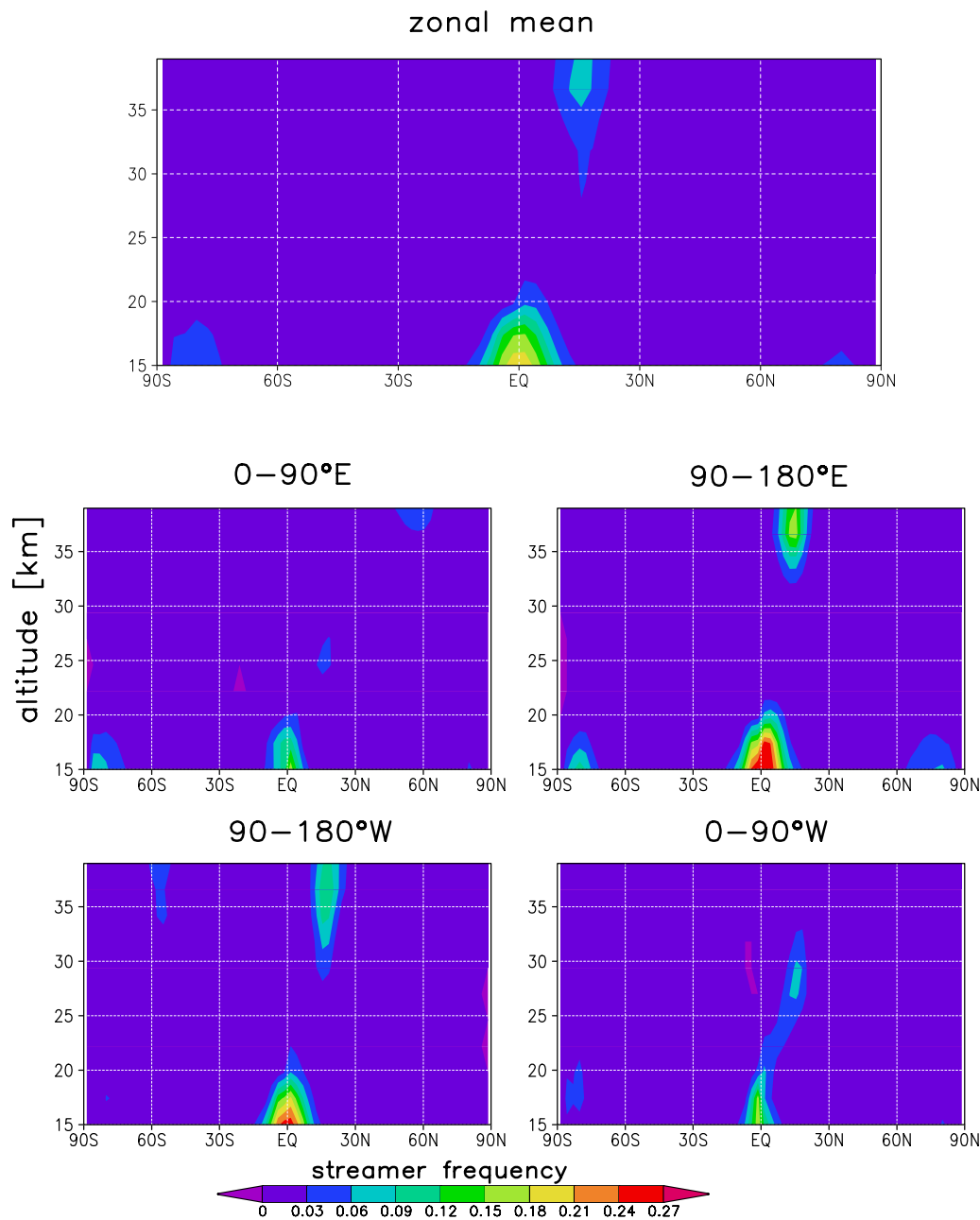


Abbildung 7.5. Frequenz von „Polarwirbel Streamern“ wie in Abb. 7.4.

7.2.2 Saisonale Abhängigkeit

Um eine Vorstellung der saisonalen Abhängigkeit der Streameraktivität zu erhalten, werden in Abb. 7.6 Zeitreihen der Variabilität der Streamerfrequenz gezeigt. Es sind die zonalen Mittel über 15–39 km Höhe gemittelt dargestellt. Beginnend mit der Untersuchung Tropischer Streamer (oben) ist die Entstehungsregion mit maximalen Frequenzen in den Subtropen von Dezember bis April zu erkennen. Die Advektion Tropischer Streamer bis in hohe Breiten ist von Oktober bis Januar maximal. Ab März herrscht ein Minimum

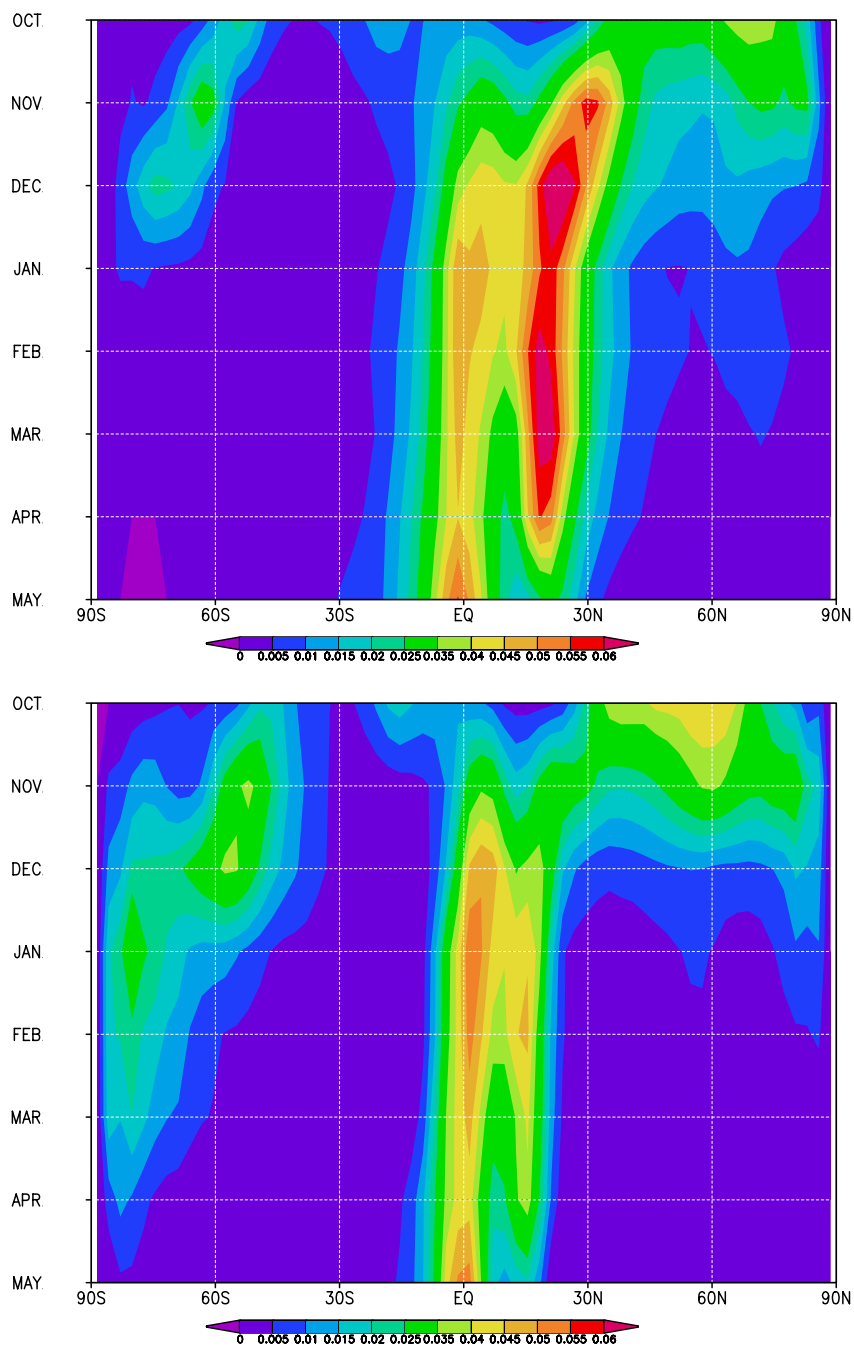


Abbildung 7.6. Saisonale Abhängigkeit von Streamern von Oktober bis Mai gemittelt über 10 Jahre in 15–39 km Höhe. Oben: Frequenz von „Tropischen Streamern“, unten: von „Polarwirbel Streamern“.

an Streamerfrequenz in den mittleren und hohen Breiten, was mit dem Fortschreiten der Ostwinde, die sich langsam in der Stratosphäre durchsetzen (siehe Abb. 4.2 unten), zusammenhängt. In der SH wird ein schwaches Maximum an Aktivität in den mittleren bis hohen Breiten von Oktober bis Dezember simuliert, was auf das Abschwächen des Polarwirbels zum Ende des Winters zurückzuführen ist (siehe Kapitel 4). Von Januar bis

Mai wird ein Maximum in den Tropen berechnet, das durch STE Prozesse im Modell verursacht wird.

Die Zeitreihe der Polarwirbel Streamer (Abb. 7.6 unten) zeigt eine aktive Phase von Oktober bis Januar, die ihr Maximum in 60° N im Oktober erreicht. Es werden zu Beginn des Winters verstärkt Extrusionen des Polarwirbels simuliert. Das starke Maximum im Oktober muss auf Grund der kurzen Zeit nach der Initialisierung in Frage gestellt werden. Die folgenden Monate November bis Januar weisen ein erhöhtes Auftreten von Streamern in mittleren bis hohen Breiten auf, das auf verstärktes Mischen von polaren Luftmassen mit Luft niedriger Breiten schließen lässt. Das Auftreten von Polarwirbelextrusion wurde meist gepaart mit Polarwirbelintrusionen simuliert (siehe Kapitel 6). Interessant ist hierbei, dass die Maxima in den mittleren bis hohen Breiten der SH vermutlich auf unrealistische Aktivität des Polarwirbels zurückzuführen sind, der im Südwinter der Stratosphäre nie ganz zusammenbricht (siehe Kapitel 4). Das Maximum der Streamerfrequenz von November bis April ist wahrscheinlich der unvollständigen Umstellung auf Ostwinde in 15–39 km Höhe zuzuschreiben.

7.3 Zwischenjährliche Variabilität von Streamern

In diesem Unterkapitel wird die zwischenjährliche Variabilität von Streamern in 10 Modellwintern der NH untersucht. In Abb. 7.7 sind die Modelljahre 3–12 für das vertikale Mittel über die Stratosphäre (15–39 km Höhe) aufgetragen.

Tropische-Subtropische Streamer

Auf den ersten Blick erkennt man eine starke Schwankungsbreite von Jahr zu Jahr in den Subtropen, den mittleren und hohen Breiten. Diese Variabilität bleibt erhalten, wenn man nur die mittlere Stratosphäre in 32 km Höhe analysiert (hier nicht gezeigt), was auf einen starken Anteil der mittleren Stratosphäre an dem Gesamtbeitrag der Streamer Aktivität schließen lässt. In den Subtropen findet man hohe Frequenzen in den Modelljahren 3, 8, 10 und 12. Die absolute Zahl der Frequenz hat hier keine große Bedeutung, da durch das zonale Mittel die Streameraktivität verwischt wird. Interessant sind die Unterschiede, die von Jahr zu Jahr in den Subtropen auftreten, während in den mittleren Breiten nur geringe zwischenjährliche Schwankungen auftreten. Bei Inspektion der mittleren Stratosphäre (32 km Höhe) findet sich ein korrespondierendes Minimum in den mittleren Breiten in den gleichen Jahren. Die erhöhte Frequenz in den Subtropen korrespondiert mit dem Maximum in den hohen Breiten und lässt darauf schließen, dass das Brechen der Streamer in den Jahren 4, 6, 8, 10–12 in den hohen Breiten von $65\text{--}70^\circ$ N stattfindet. In der gut durchmischten Surf Zone ergibt das hier gewählte Streamerkriterium keinen starken Ausschlag in der Frequenz. Erst in hohen Breiten, wo hohe Spurengaskonzentrationen auftreten, werden Tropische Streamer aufgelöst. In der *Surf Zone* sind die Streamer auf Grund des starken Westwindbandes am Polarwirbelrand sehr langgezogen und dünn. Wenn sie die Region um das Aläutenhoch erreichen, verdichtet sich das Ende und rollt sich ein, um schließlich zu zerbrechen. Auffällig in Abb. 7.7 ist das Jahr 11, dass die höchste Frequenz an Tropischen Streamern in 70° N aufzuweisen hat. Wie die Fallstudie

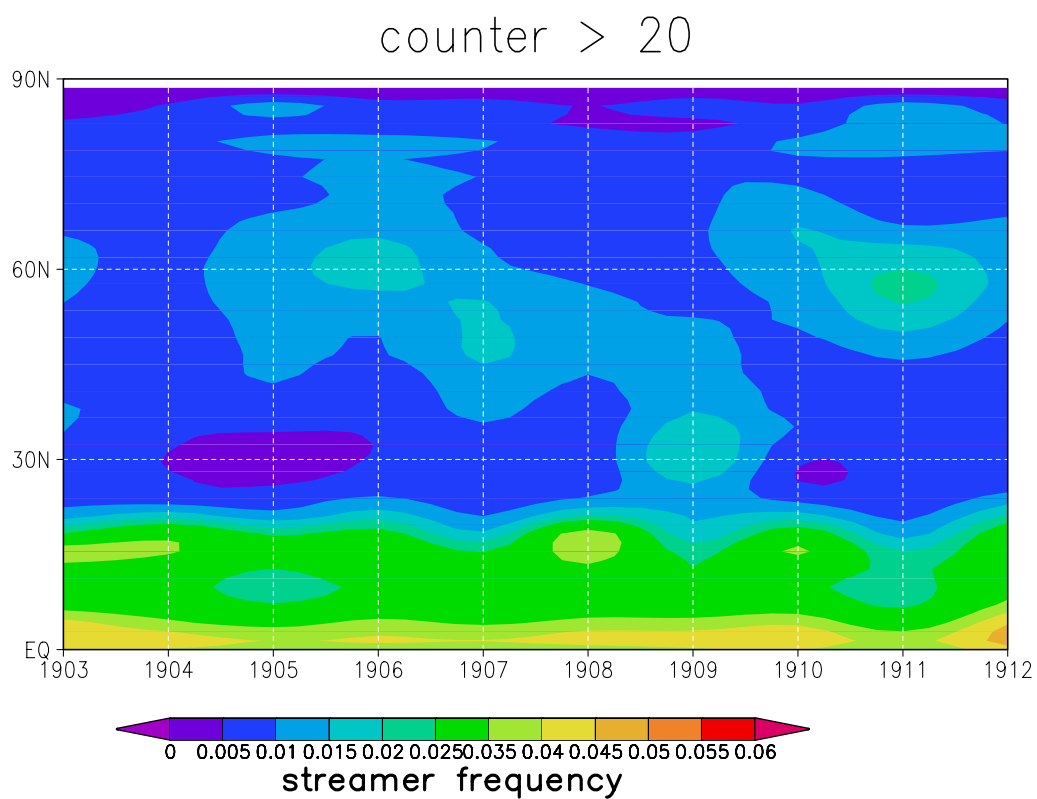
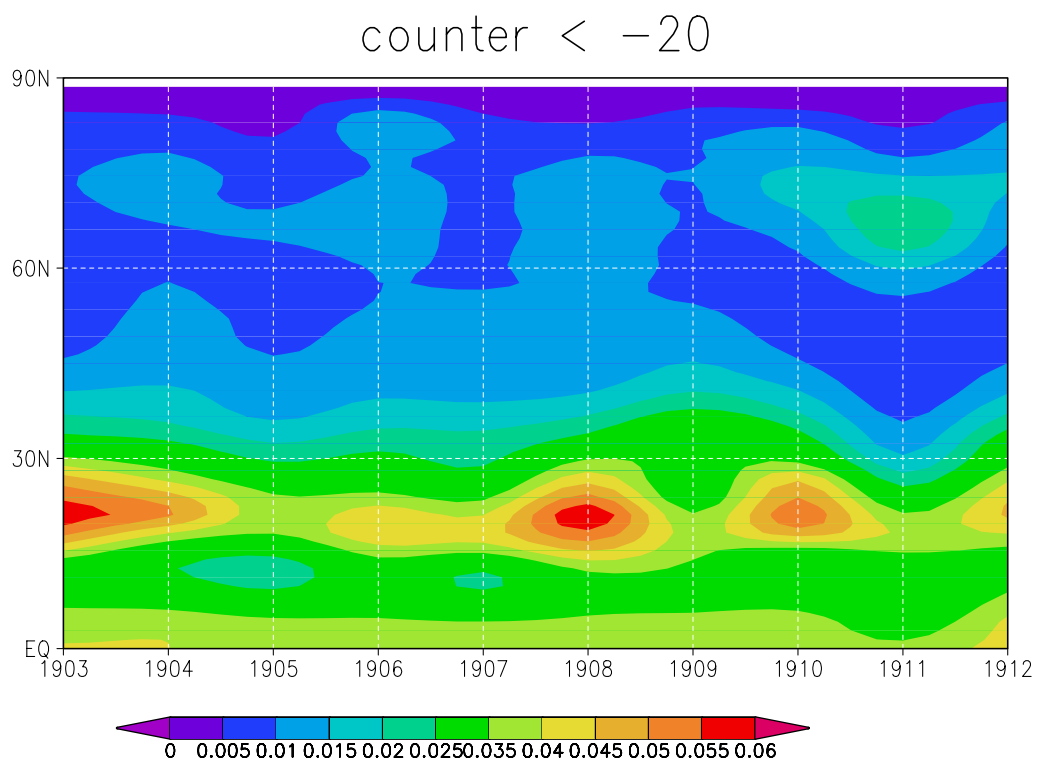


Abbildung 7.7. Frequenz von Streamern für die 10-jährige Klimatologie des Mittels über Breitengrade, Oktober-Mai und über 15–39 km Höhe. Dargestellt ist die Nordhemisphäre von 0–90° N. Oben: „Tropische Streamer“, unten: „Polarwirbel Streamer“.

des Winters 11 gezeigt hat, kam es sehr häufig zur Entwicklung von Ostasien-Streamern, die in hohen Breiten zu brechen begannen. Wie in dem Streameraufkommen von Jahr zu Jahr deutlich wird, fällt das Jahr 11 nicht außergewöhnlich in der Entstehungsregion in den Subtropen auf, sondern ist durch regelmäßige nordostwärts gerichtete Advektion der Tracer bis in hohe Breiten gekennzeichnet (siehe Kapitel 6). Dies besitzt das stärkste analysierte Maximum in hohen Breiten in 32 km Höhe (hier nicht gezeigt). Der Hauptbeitrag des Modelljahres 11 ist also in der mittleren Stratosphäre zu suchen, die durch außergewöhnliche dynamische Aktivität während des Winters gekennzeichnet ist.

Im vertikalen Mittel von 15–39 km Höhe ist eine erhöhte Frequenz über dem Äquator zu erkennen. Bei der Untersuchung der mittleren Stratosphäre weist dieses Mittel dagegen ein Minimum auf (hier nicht gezeigt). Auf Grund der hohen Tropopause im Modell ist das Maximum (troposphärischer Eintrag) über dem Äquator in die Mittelung eingegangen und deutet auf einen regen Austausch der oberen Troposphäre mit der Stratosphäre hin.

Polarwirbel Streamer

Vergleicht man die Entwicklung von Polarwirbel Streamern (Abb. 7.7 unten) mit der von Tropischen Streamern (Abb. 7.7 oben), so stellt man fest, dass in einzelnen Jahren vermehrte Aktivität in hohen und mittleren Breiten beider Streamerarten beobachtet wird. So fällt in den Jahren 6 und 10–12 eine erhöhte Aktivität von Polarwirbel Streamern in 60° N auf, die mit einer verstärkten Aktivität Tropischer Streamer in den hohen Breiten zusammenfällt. Dies lässt sich mit Hilfe der Fallstudie in Kapitel 6 folgendermaßen interpretieren: Tropische Streamer werden bis in hohe Breiten nach Nordosten advehiert, um sich dann um die polwärtigen Flanke des Aläutenhochs zu wickeln. Dagegen wickeln sich die Polarwirbel Streamer an der äquatorwärtigen Flanke des Aläutenhochs ein. In der Transportprozessstudie (Kapitel 6) wurde gezeigt, dass diese beiden Streamer gleichzeitig auftreten und sich gemeinsam in das Cat Eye rollen. Wie hier sehr deutlich wird, treten seltener Polarwirbel Streamer als Tropische Streamer auf. In den mittleren Breiten ist im Jahr 7 ein Maximum zu erkennen. Dieses Maximum ist sowohl in der Analyse der mittleren Stratosphäre der Polarwirbel Streamer vorhanden, als auch in der der Tropischen Streamer, was auf einen gleichzeitig verstärkten Austausch von tropischen und polaren Luftmassen in mittleren Breiten schließen lässt. Im Jahr 9 ist ein Maximum an Aktivität in 30–40° N auszumachen, das auf eine erhöhte Aktivität der Streamerfrequenz der mittleren Breiten in die Tropen deutet. Die Aktivität im Modell ist besonders stark ausgeprägt in 32 km Höhe. Dieses außerhalb der hohen Breiten auftretende Phänomen der Jahre 7 und 9 ist von einem Minimum an Tropischer Streamer Aktivität in den Subtropen bis in die hohen Breiten begleitet.

Im tropischen Gürtel findet sich die stärkste Aktivität des Zählers von > 20 au, die auf Grund des zonalen Musters vor allem der tropischen Tropopause zuzuschreiben ist. Ein zweites Maximum findet sich in den Subtropen (ca. 20° N), das sich in guter Übereinstimmung mit der geographischen Lage der subtropischen Barriere befindet, die im klimatologischen Mittel in der mittleren Stratosphäre bei 25° N liegt (siehe Abb. 4.7 rechts). Dies korrespondiert auch mit dem starken Gradienten im Zählerfeld von < -20 au (Abb. 7.7

oben). Der Übergang zwischen hoher und abnehmender Frequenz liegt in den Tropen bei 10–15° N.

7.4 Streamer-Klimatologie

7.4.1 Die mittlere Stratosphäre

In diesem Abschnitt wird die globale Streamer-Klimatologie für die mittlere Stratosphäre (31–35 km Höhe gemittelt) präsentiert.

Tropische-Subtropische Streamer

In Abb. 7.8 ist die Frequenz von Streamern, die von niedrigen in hohe Breiten advehiert werden, für die Monate Oktober bis Mai aufgetragen. In allen Monaten ist das Maximum der aktivsten Region von Tropischen Streamern über Vorderindien zu erkennen. Damit wird der Ostasien-Streamer aufgelöst. Die maximal aufgetretenen Frequenzen in den einzelnen Monaten schwanken dort von 0,12 bis 0,50. Mit 50% der Zeit tritt der Ostasien-Streamer in der 10-jährigen Klimatologie im Monat März in der mittleren Stratosphäre am häufigsten auf. Wie in Kapitel 6 gezeigt wurde, gab es einen deutlichen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Tropischen Streamern und der Verschiebung des Polarwirbels bzw. der Entstehung des Aläutenhochs. In guter Übereinstimmung mit dem häufigen Auftreten von Ostasien-Streamern in der mittleren Stratosphäre wird in der 10-jährigen Klimatologie des T42-Kontrolllaufs ein ausgeprägtes Aläutenhoch in der mittleren Stratosphäre (10 hPa) im Monat Januar simuliert (siehe Abb. 4.6). Im Oktober stellt sich die Frage, ob die Muster, die in den hohen Breiten auftreten, realistischer Natur sind oder ein Artefakt der Methode. Zum einen könnten die Muster auf Grund der sehr starken Vermischung nach der Initialisierung entstanden sein, die als eine Art Anpassung an die Form des Polarwirbels erfolgt. Bei stichprobenartiger Prüfung der Methode im Oktober konnte jedoch kein erkennbarer Artefakt festgestellt werden. Zum anderen könnte das gleiche Problem vorliegen, das auf Grund eines starken meridionalen Gradienten zusammen mit einer zonalen Verschiebung des Polarwirbels entsteht, wie oben schon beschrieben wurde. Unbeeinflusst von der Initialisierung sollten die Muster realistischer Natur sein, die sich auch im Folgemonat November andeuten. Neben dem schon beschriebenen hohen Streameraufkommen über Indien, das eine Ausdehnung von West-Afrika bis Japan hat, ist auch eine erhöhte Frequenz Tropischer Streamer über dem Pazifik zu erkennen. Dieses ist wiederum dem Auftreten des Aläutenhochs zuzuschreiben, das dafür sorgt, dass Luftmassen niedriger Breiten zur polwärtigen Flanke des Aläutenhochs gezogen werden. Im November erscheint ein breites Band über der kanadischen Arktis, das nicht mehr dem Initialisierungszeitraum zuzuschreiben ist. Im Dezember zeichnen sich zwei Maxima über Arabien und Indien ab, die sich in einem breiten Streifen von der Karibik bis zum Pazifik erstrecken. Hier vermischt sich die Aktivität des Atlantik-Streamers und des Ostasien-Streamers zu einem Muster in der Frequenz. Über Ostasien ist das Nordostwärts-Ziehen der Tropischen Streamer deutlich in einer verstärkten Frequenz zu erkennen, die sich bis zu den Aläuten bemerkbar macht. Im Januar bleibt die Aktivität der Atlantik-Streamers und Ostasien-Streamern schwächer. Hier werden die Streamer im langjährigen Mittel

zonal gradient method: tropical streamer, 31–35km

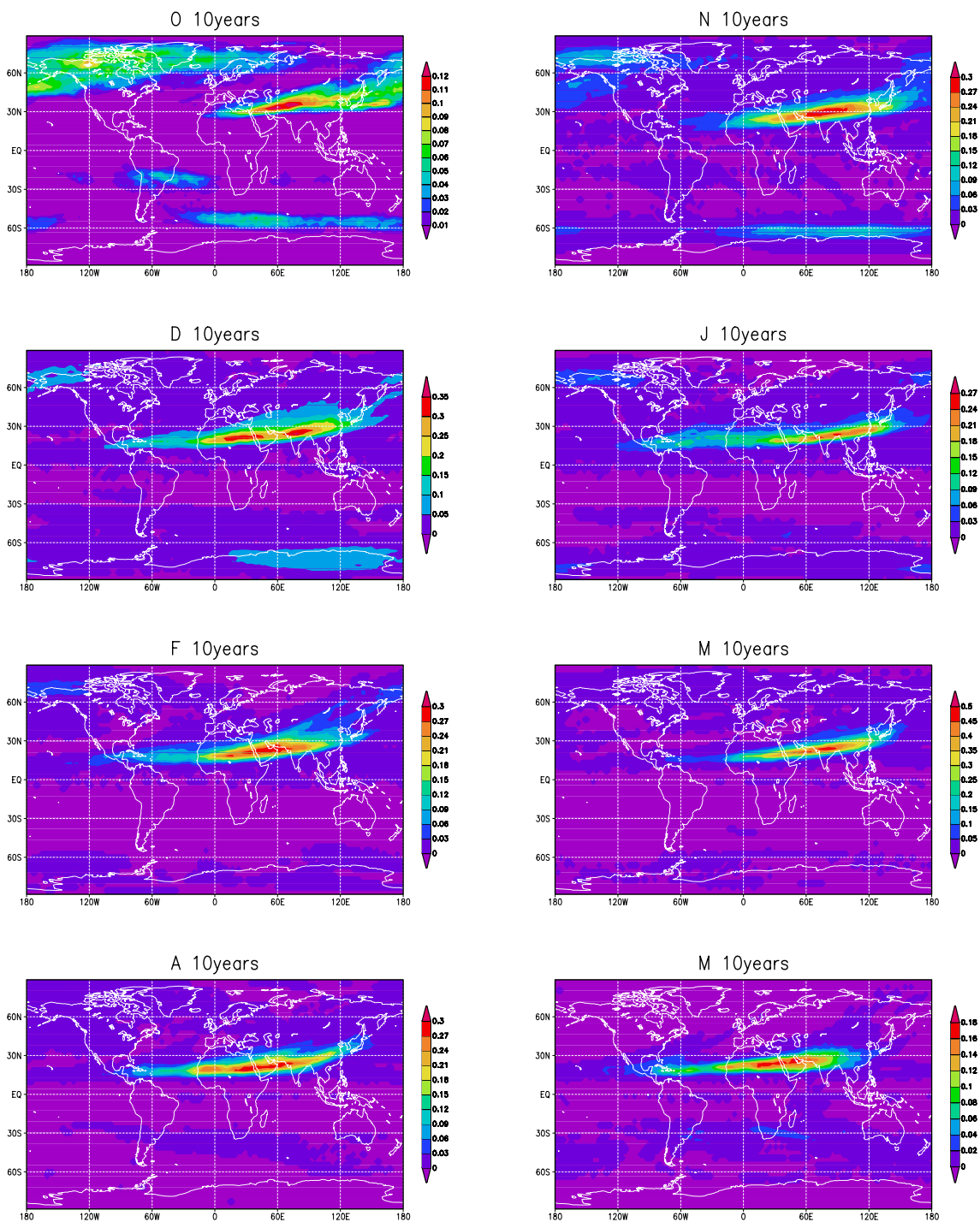


Abbildung 7.8. Die Frequenz von „Tropischen Streamern“ ist von 180° W – 180° E, gemittelt über 31–35 km Höhe, dargestellt. Von oben nach unten, links nach rechts sind die Monate Oktober bis Mai aufgetragen.

nicht so weit nordostwärts transportiert, was auf eine geringere dynamische Aktivität der mittleren Stratosphäre im Januar schließen lässt, wie in der Untersuchung der zwischenjährlichen Variabilität von Temperatur und zonalem Wind der T42-Modelldynamik bestätigt wurde (Kapitel 4). Im Februar beginnt die Streameraktivität der Ostasien-Streamer wieder anzusteigen, bei einer gleichzeitigen Reduzierung der Atlantik-Streamer Frequenz. Die Tropischen Streamer ziehen dabei in zwei Strängen von Zentralasien bis in die hohe Breiten nordostwärts. Die Stratosphärendynamik und damit auch die Streamerentwicklung werden variabler. Die höchste Streameraktivität tritt im Monat März über der Ostküste Afrikas bis nach Indien auf. Dies ist in guter Übereinstimmung mit dem Jahrgang der zwischenjährlichen Variabilität des zonalen Windes (Kapitel 4), während die Aktivität der Atlantik-Streamer weiterhin abnimmt. Dabei treten nur noch in 10% aller Fälle Streamer im 10-jährigen Mittel auf. Von April bis Mai wird die Streamer Aktivität insgesamt schwächer und zieht sich in einem breiten Streifen von der Karibik bis nach Japan. Zonen nordostwärts ziehender Streamer sind über dem Atlantik, Ostasien und über dem Westpazifik zu erkennen.

Das Entstehungsgebiet der Streamer, das ausführlich in Kapitel 6 untersucht wurde, ist in den Tropen zwischen $15\text{--}25^\circ\text{ N}$ in allen Monaten zu finden. Dies ist an dem Ansatz der erhöhten Frequenz im tropischen Gürtel auszumachen. Direkt südlich davon wird die subtropische Barriere vermutet.

Der antarktische Winter soll hier nur kurz besprochen werden, da der Schwerpunkt dieser Arbeit auf dem arktischen Winter liegt. In der Südhemisphäre ist in den Monaten Oktober bis Mai, das entspricht der Übergangszeit von Frühjahr bis Herbst, kaum Streamer Aktivität zu finden. Wegen der geringen Variabilität in der Stratosphäre, die auf die schwächer ausgeprägte Wellenanregung und -ausbreitung in der Südhemisphäre zurückzuführen ist (Kapitel 4), war dieses Ergebnis zu erwarten. In den Monaten Oktober und November sind diagonale Streifen an erhöhter Frequenz von den Subtropen bis in die mittleren Breiten zu erkennen, die auf eine zunehmende Streamer Aktivität über dem Pazifik, Südamerika-Atlantik und dem Indischen Ozean schließen lässt. Die zonal ausgerichtete Struktur in 60° S in den Monaten Oktober bis Dezember deutet nicht auf den Transport von Spurengasen hin. Vielmehr ist eine Entstehung der Struktur dem starken meridionalen Gradienten in der Spurengaskonzentration und einer zonalen Verschiebung des Polarwirbels zuzuschreiben, auf die die gewählte Methode nicht zielen sollte. Damit wird die Polarwirbelbarriere markiert, die sich zum Ende des Winters abschwächt. In der realen Atmosphäre wird zum Ende des Winters ein Wandern in Richtung Pol und Absinken des stratosphärischen Polarwirbels beobachtet (Kodera et al., 1990). So wandert auch die zonale Struktur erhöhter Frequenz im Modell - vermutlich die Polarwirbelbarriere - von Oktober bis Dezember in Richtung Pol.

Polarwirbel Streamer

In Abb. 7.9 sind die Frequenzen des Spurengasaustausches von hohen in niedrige Breiten dargestellt, die das Auftreten von Polarwirbel Streamern analysieren sollen. Die zonal ausgerichteten Banden erhöhter Frequenz in 60° N im Oktober und November werden als Polarwirbelbarriere gedeutet.

zonal gradient method: polar streamer, 31–35km

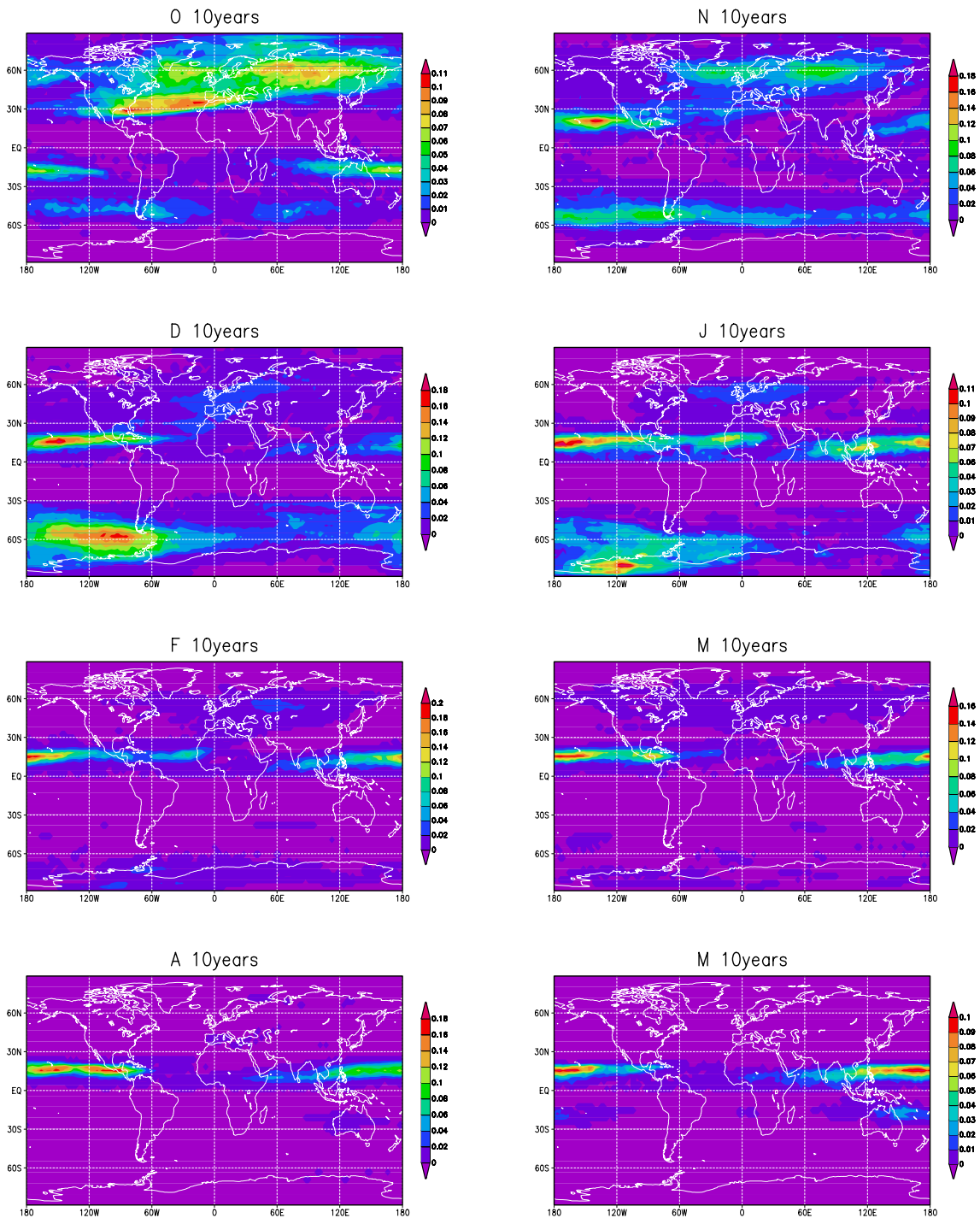


Abbildung 7.9. Frequenz von „Polarwirbel Streamern“, wie in Abb. 7.8.

Insgesamt fällt eine viel geringere Häufigkeit von Polarwirbel Streamern als von Tropischen Streamern auf. Frequenzmaxima werden über dem Atlantik-Europa Sektor von November bis Januar und über Zentralasien im Februar bestätigt. Die Monate März bis Mai weisen, außer den zonalen Mustern in den Subtropen, keine weiteren auffälligen Strukturen in der passiven Tracerverteilung auf.

In der Südhemisphäre wird von Oktober bis Januar eine erhöhte Frequenz an Streameraktivität in den Subtropen und mittleren Breiten simuliert, die aber auf Grund der zonalen Ausrichtung als Transportbarriere in der Spurengaskonzentration gedeutet werden kann. Im Dezember und Januar löst sich das zonale Band in eine großflächigere unförmigere Struktur auf, die wahrscheinlich mit dem Abschwächen des Polarwirbels zusammenhängt. Wie in Kapitel 4 gezeigt wurde, bricht der antarktische Polarwirbel im langjährigen Mittel nicht zusammen, wohingegen der arktische Polarwirbel Anfang Juni, also einen Monat nach Ende des hier dargestellten Simulationszeitraumes, zusammenbricht.

Wie sich in der Streamer-Klimatologie gezeigt hat, können typische Transportaktivitäten in Herbst (Oktober-November, ON), Winter (Dezember-Februar, DJF) und Frühjahr (März-April, MAM) eingeteilt werden. Diese Einteilung soll in der folgenden Untersuchung Anwendung finden. Eine ähnliche Unterteilung in aktive Jahreszeiten wurde in den Laminae-Klimatologien von Reid und Vaughan (1991); Orsolini (1995); Apenzeller und Holton (1997); Wahl (2001) verwendet.

7.5 Vergleich von Beobachtungen und T42-Modell

In diesem Abschnitt soll ein Vergleich der T42-Streamer-Klimatologie mit einer aus Beobachtungsdaten abgeleiteten Streamer-Klimatologie für die untere Stratosphäre durchgeführt werden. Diese Analyse wird sich auf die Betrachtung Tropischer Streamer beschränken. Zuerst wird die beobachtete Streamer-Klimatologie der Winter 1990–98 präsentiert.

7.5.1 Streamer-Klimatologie der Winter 1990–98

Eine Streamer-Klimatologie der Winter 1990–98 wurde mit Hilfe eines 3-dimensionalen Chemie-Transport-Modells (CTM) von Langbein und Kouker (2001) erstellt. Das „Karlsruher Simulation Model of the Middle Atmosphere“ (KASIMA) CTM wird zur Untersuchung von Spurengastransport und chemischen Prozessen, die von der Stratosphäre bis in die Thermosphäre reichen, eingesetzt (Kouker et al., 1999). Das Modell wird in 10–30 km Höhe mit den ECMWF Analysen, die auf das Modelgitter interpoliert werden, angetrieben. Von 30 bis 120 km Höhe wird eine prognostische Modellversion verwendet, die die primitiven Gleichungen im spektralen Raum löst. KASIMA wird mit einer horizontalen Auflösung von T42 ($2,8^\circ \times 2,8^\circ$) und 63 Flächen in der Vertikalen (L63), mit einer vertikalen Auflösung von 1 km bis zur mittleren Stratosphäre, betrieben. In die Streamer-Klimatologie fließen die Jahre 1990–98 ein. Als passiver Tracer wird hier N_2O verwendet, welches in der Troposphäre eine Quelle besitzt und in der Stratosphäre als quasi inerter

passiver Tracer betrachtet werden kann. Die Ergebnisse werden bis 30 km Höhe präsentiert, so dass hier also der aus Beobachtungen abgeleitete Transport der Jahre 1990–98 analysiert wird. Im Prinzip handelt es sich um eine ähnliche Methode wie die Transportstudien, die mit Hilfe der Konturadvektion vorgenommen wurden (Norton, 1994, und andere). Auf der Basis von N_2O wird eine Streamer-Klimatologie erstellt, die in vier charakteristische vertikale Bereiche (von 11 bis 30 km Höhe) unterteilt wird. Langbein und Kouker (2001) erstellten eine Streamer-Klimatologie mit Hilfe zweier unterschiedlicher Methoden zur Identifizierung von Streamern, der meridionalen Gradientenmethode und der vertikalen Gradientenmethode, die hier beide vorgestellt werden. Um einen Vergleich der drei vorhandenen Streamer-Klimatologien unterschiedlicher Methoden durchführen zu können, werden hier nur die Ergebnisse der 21–25 km Schicht präsentiert.

Meridionale Gradientenmethode

Bei der meridionalen Gradientenmethode werden in der meridionalen Ebene die Tracerkonzentrationen voneinander abgezogen. Ein tropischer Streamer macht sich so mit einem Vorzeichenwechsel des Index in der meridionalen Ebene bemerkbar. In Abb. 7.10 (oben) sind die N_2O Mischungsverhältnisse (ppbv: „Parts Per Billion Volume“) des 6. November 1994 in 27 km Höhe dargestellt, die hier mit den hochaufgelösten Spurengasmessungen von CRISTA (Kapitel 2) verglichen werden. Das Volumenmischungsverhältnis von N_2O zeichnet sich durch ein Maximum am Äquator und Minima an den Polen aus. Im Vergleich zu den CRISTA Messungen von HNO_3 am 6. November 1994 (Abb. 2.13) ist eine sehr gute Übereinstimmung zu den simulierten Transportstrukturen in der NH zu erkennen (Kouker et al., 1999). In Abb. 7.10 (unten) ist der meridionale Gradient dargestellt, der für diesen Tag in 27 km Höhe berechnet wurde. Gezählt werden Streamer, die einen Gradienten von $x > 10$ ppbv/rad in der NH über - und $x < -10$ ppbv/rad in der SH unterschreiten. Gezählt werden also hauptsächlich Tropische Streamer, die in der NH rote Konturen und in der SH lila Konturen aufweisen. Wie man sieht, wird mit dieser Methode der Atlantik-Streamer sehr gut aufgelöst, hingegen das Ausmaß des Ostasien-Streamers (grüne Farbe) südlich von dem eigentlichen Auftreten des Streamers detektiert. Außerdem wird nördlich des Atlantik-Streamers ein starker meridionaler Gradient aufgelöst, der jedoch keinem charakteristischen Transportphänomen zuzuordnen ist. Wie an diesem Beispiel deutlich wird, erfasst die Methode nicht immer die räumliche Struktur der Streamer.

Die so erstellte Streamer-Klimatologie, in die fünf vertikale Modellflächen einfließen, ist für die Winter-, Frühjahr-, Sommer- und Herbst-Saison für 21–25 km Höhe in Abb. 7.11 dargestellt. In den Tropen und polaren Breiten ergibt die Methode einen Artefakt auf Grund des Wechsels der Gradientenmethode über dem Äquator (persönliche Mitteilungen Langbein, 2001). Diese Gebiete sollen daher in dieser Untersuchung vernachlässigt werden. Die Häufigkeit der Streamer liegt in der Nordhemisphäre deutlich höher als in der Südhemisphäre. In den mittleren Breiten beider Hemisphären im Winter ist das Maximum an Streameraktivität und im Sommer auf Grund der geringen dynamischen Aktivität ein Minimum zu beobachten. Das Nordhemisphärische Maximum liegt über dem Atlantik und Europa. Erstaunlicherweise wird keine erhöhte Streamerfrequenz über Ostasien aufgelöst, auch nicht in 26–30 km Höhe (hier nicht gezeigt).

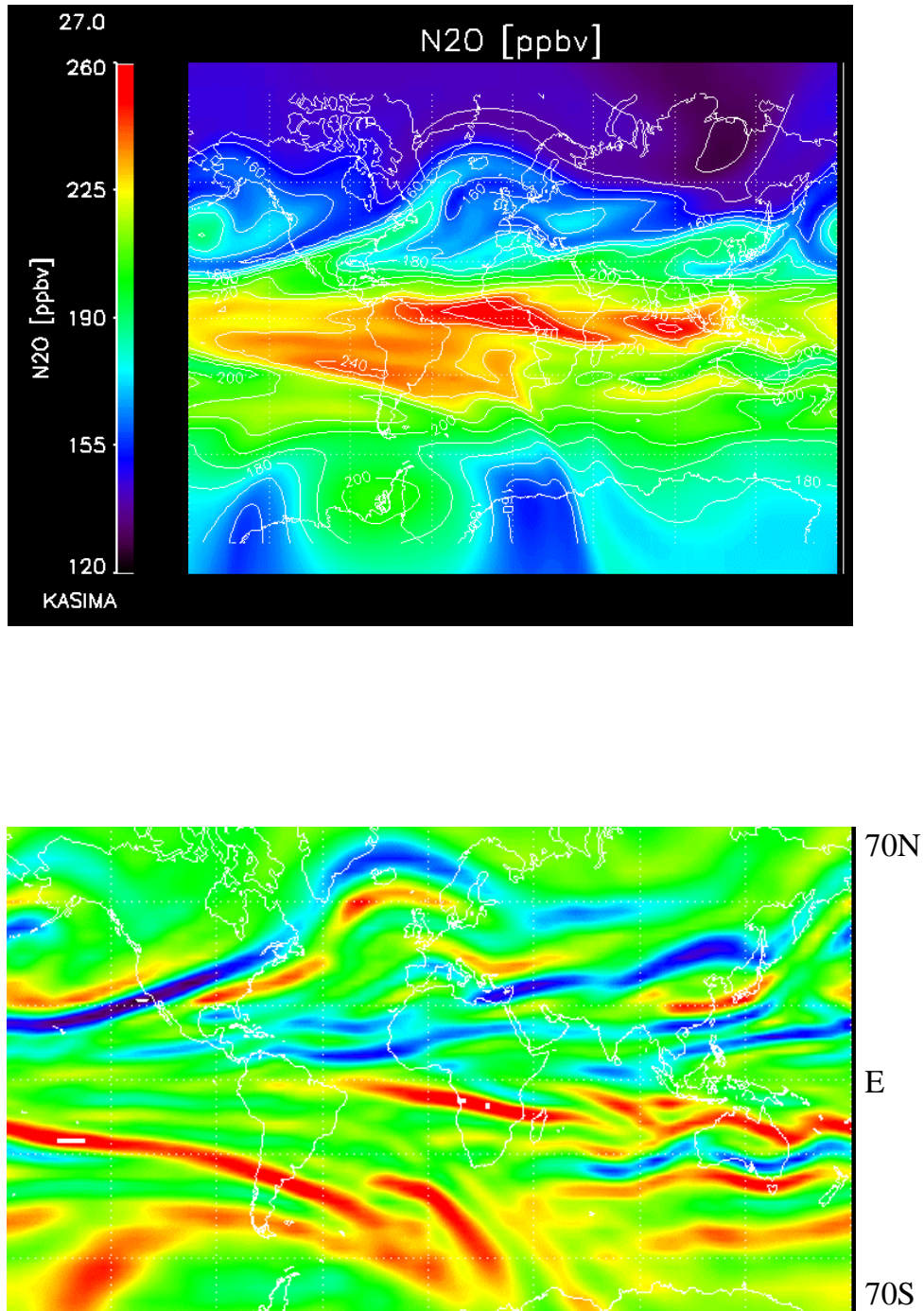


Abbildung 7.10. Oben: N₂O Mischungsverhältnisse (ppbv) für den 6. November 1994 in 27 km Höhe mit dem KASIMA Modell simuliert. Unten: Meridionaler Gradient für genau diesen Tag. Negative Werte sind hier in den blau-lila Farbtönen dargestellt und positive Abweichungen in den gelb-roten Farbtönen (Langbein und Kouker, 2001).

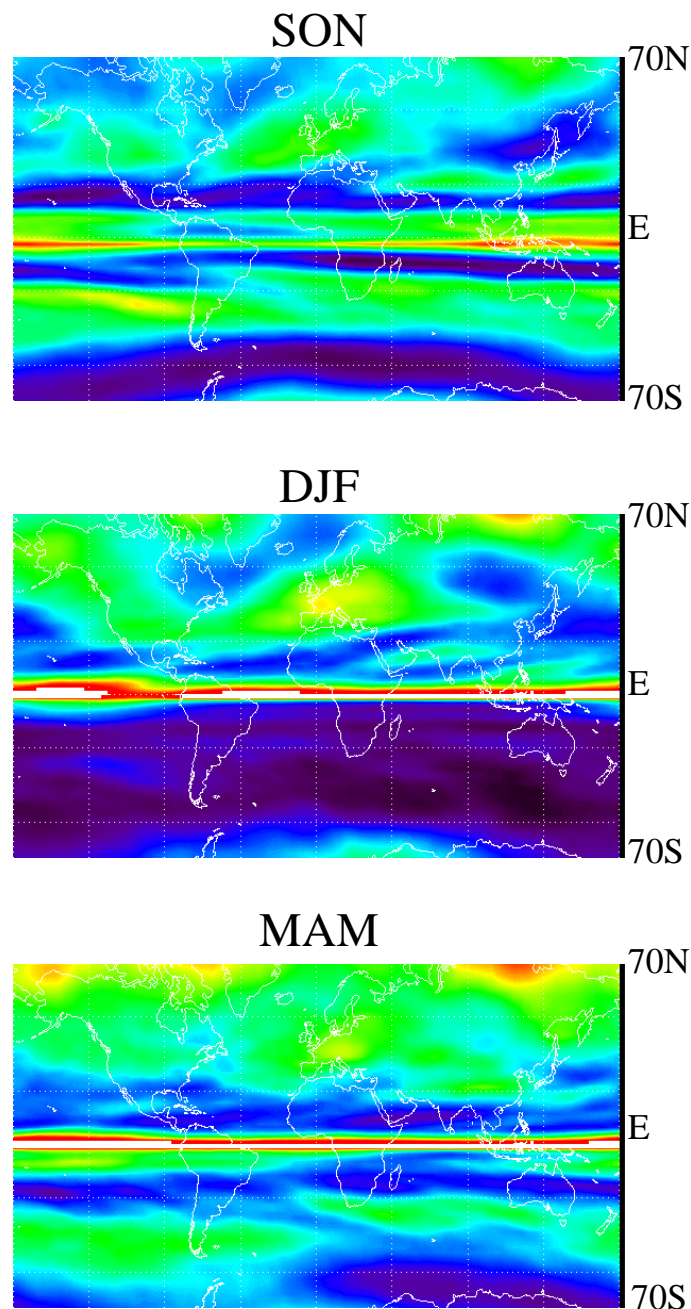


Abbildung 7.11. Streamer-Klimatologie abgeleitet aus Beobachtungsdaten der Jahre 1990–98, 21–25 km Höhe, 70° S – 70° N. Hierfür wurde die meridionale Gradientenmethode verwendet. Von oben nach unten sind die Saisonmittel: September bis November, Dezember bis Februar und März bis Mai dargestellt. Die hier verwendeten Farben zeigen in roten Farbtönen eine Frequenz von maximal 0,5, gelb-grün Farbtöne einen Wert von 0,35 und lila-schwarze Farben eine Frequenz von Null an (Langbein und Kouker, 2001).

Vertikale Gradientenmethode

Angelehnt an die Laminae-Klimatologien von Reid und Vaughan (1991); Reid et al. (1998); Orsolini und Grant (2000) hat Langbein (2001) zur Erstellung einer N₂O Streamer-Klimatologie auch die vertikale Gradientenmethode zur Zählung von Streamern verwendet. Bei dieser Methode wird die Abweichung des Profils vom zonalen Mittel berechnet, wie in der hier gewählten Methode. In Abb. 7.12 ist diese Methode im Vergleich zur vertikalen Gradientenmethode von Reid und Vaughan (1991) illustriert. Langbein und Kouker (2001) zählten einen Streamer, wenn mehr als 5% Abweichung des Vertikalprofils vom zonalen Mittel vorliegt. Im Gegensatz dazu wurde bei Reid und Vaughan (1991) eine Laminae identifiziert, wenn mehr als 5% Abweichung eines vertikal gleitenden Mittels vom Vertikalprofil auftrat. Das Verfahren wurde so beschränkt, dass nur Strukturen von weniger als 2,5 km vertikaler Ausdehnung aufgelöst wurden. Für den 6. November 1994 ist ein starker Ausschlag zu erkennen, der mit 16% Abweichung in 30 km Höhe über dem Gitterpunkt 30° N, 90° W liegt und sich damit im Zentrum des Atlantik-Streamers befindet. Gleichzeitig wird ein Streamer mit geringerer Amplitude in der unteren Stratosphäre aufgelöst. Die Methode nach Reid und Vaughan (1991), die auf die Detektion von Laminae abzielte, identifiziert dagegen keine Laminae an diesem Tag. Mit der vertikalen Gradienten Methode, die gleichzeitig das vertikale Profil zusammen

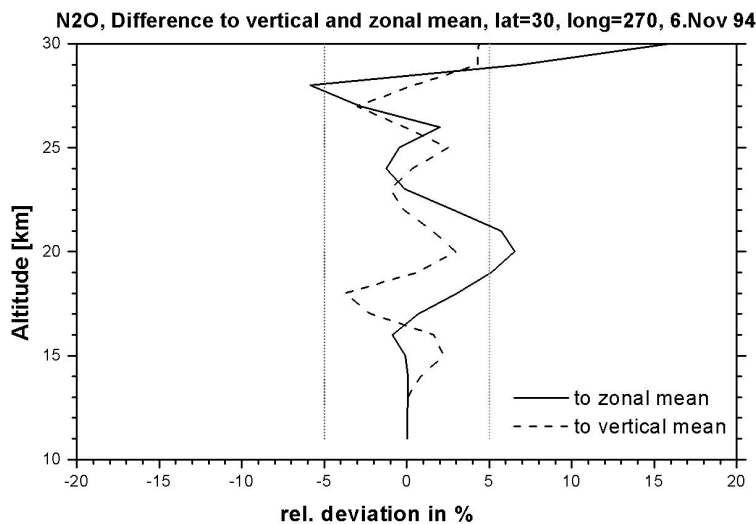


Abbildung 7.12. Relative Abweichung der N₂O-Konzentration, berechnet mit der vertikalen Gradienten Methode nach Langbein und Kouker (2001): durchgezogene Linie; Reid und Vaughan (1991): gestrichelte Linie; (Langbein und Kouker, 2001).

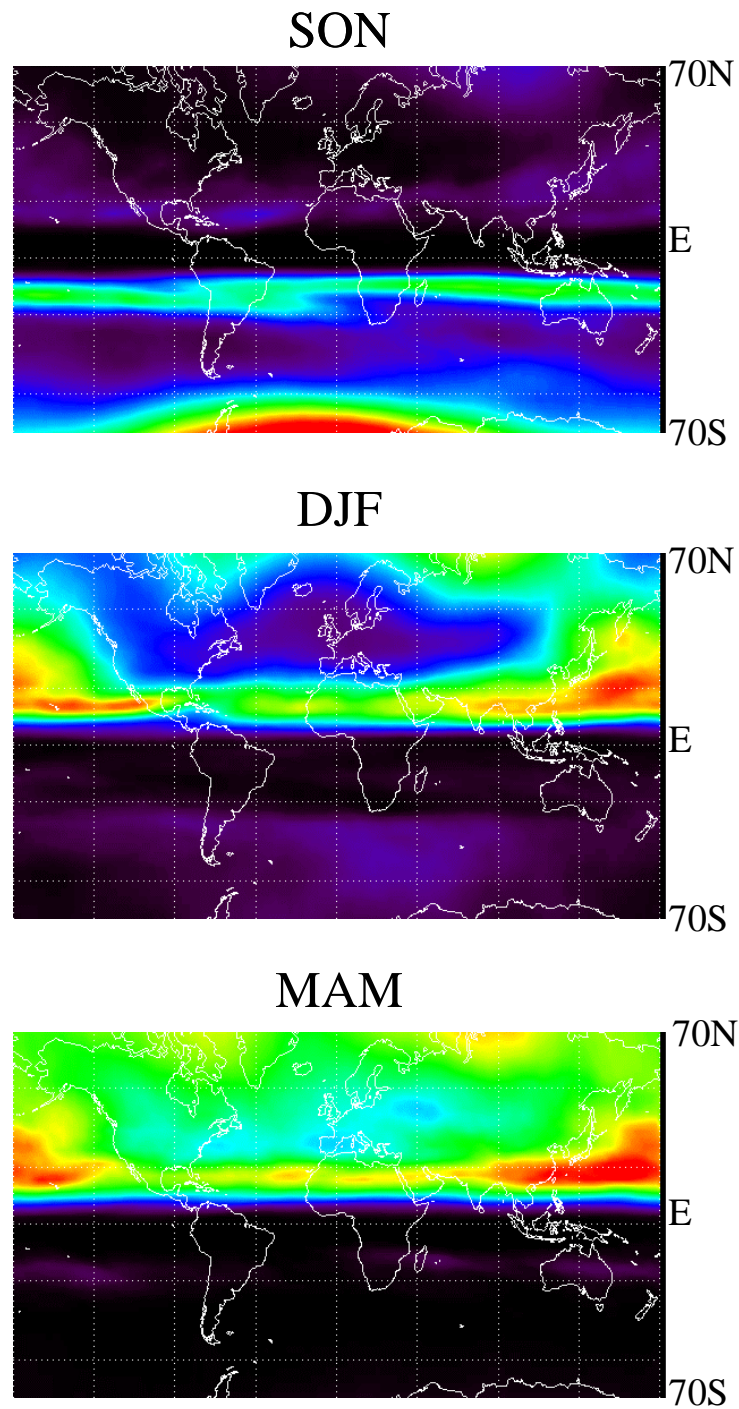


Abbildung 7.13. Wie Abb. 7.11, hierfür wurde die vertikale Gradientenmethode verwendet, die vom vertikalen Profil das zonale Mittel in jeder Schicht abzieht (Langbein und Kouker, 2001).

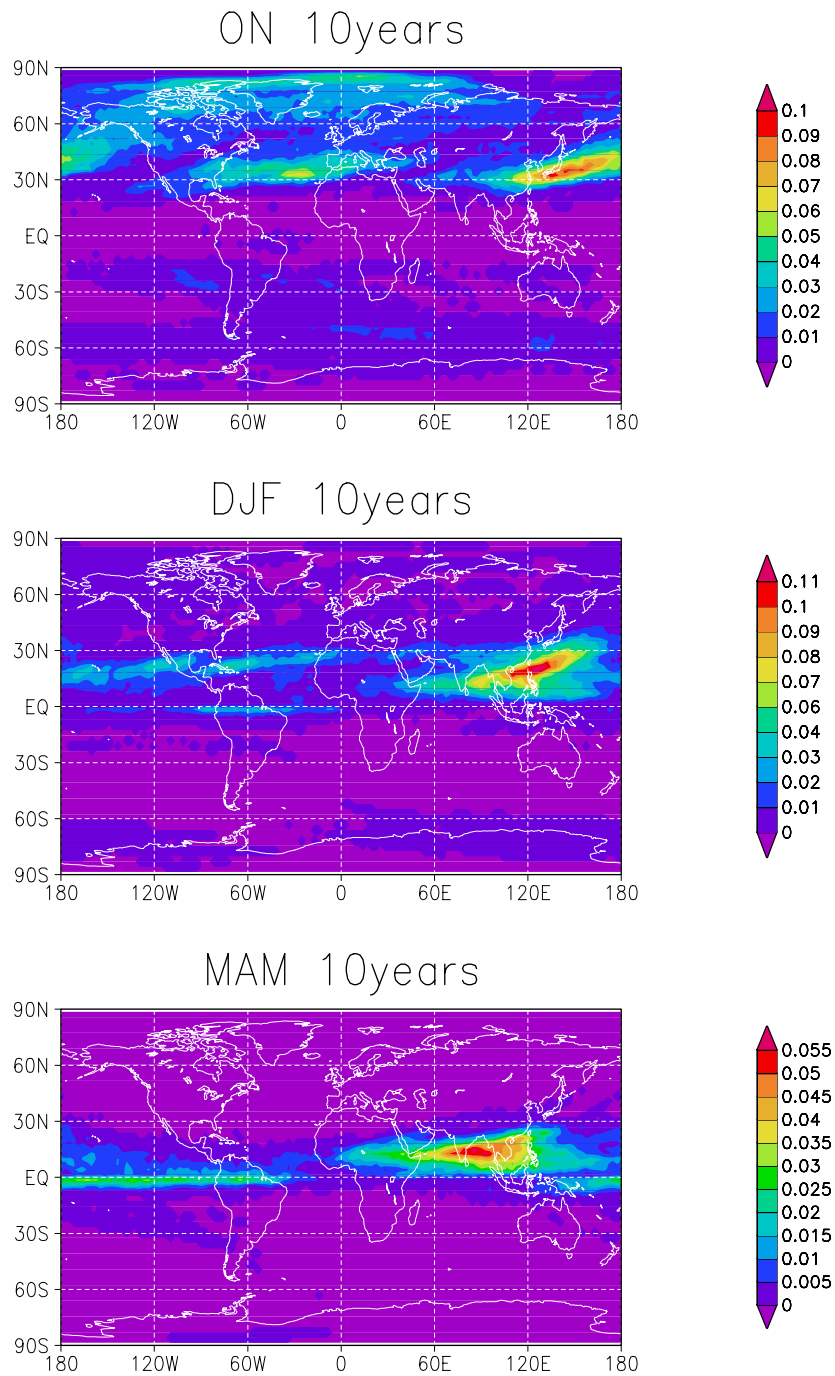
mit der N_2O Abweichung vom zonalen Mittel berücksichtigt, also ein sehr ähnliches Verfahren zu dem in dieser Arbeit verwendeten, ist von Langbein (2001) eine Streamer-Klimatologie für den Beobachtungszeitraum 1990–98 erstellt worden (Abb. 7.13). Hierbei stellen sich keine Artefakte über dem Äquator ein, und obwohl die klimatologische Lage des Polarwirbels zu erkennen ist, verursacht dieser nicht mehr das absolute Maximum in der NH.

Die Häufigkeit der Streamer liegt in Übereinstimmung mit der meridionalen Gradientenmethode in der Nordhemisphäre deutlich höher als in der Südhemisphäre. Im Nordwinter ist das Maximum an Streameraktivität und im Sommer bis Herbst ein Minimum in den Tropen bis mittleren Breiten beider Hemisphären zu beobachten. Das stärkste Aufkommen von Streamern der NH liegt im Winter bis Frühjahr über Ostasien und dem Pazifik und erstreckt sich von den Subtropen bis fast 60° N. Dieses Ergebnis steht im Gegensatz zu der Streamer-Klimatologie, die mit der meridionalen Gradientenmethode berechnet wurde. Im Südwinter kommt es zu einer zonal ungestörten Streameraktivität in den Tropen mit einem Maximum über Australien.

Vergleich mit dem T42-Modell

In Abb. 7.14 wird die Streamer-Klimatologie des T42-Modells mit der beobachteten Klimatologie der 90er Jahre verglichen. Für den Vergleich mit Abb. 7.11 und 7.13 wurde die Streamer-Klimatologie für die untere Stratosphäre (21–25 km Höhe) analysiert. Auf Grund der geringeren vertikalen Auflösung im Berliner GCM fließen nur zwei Modellflächen in die Berechnung ein. Da der September nicht in die Analyse der Herbst-Klimatologie einbezogen werden konnte, im September aber die Umstellung von Ost- auf Westwinde erfolgt und damit eine geringere Transportaktivität zu erwarten ist, wird vermutlich in der T42-Simulation die Streameraktivität im Herbst überschätzt. Dieser Effekt kann auf Grund des Initialisierungsbegins im Oktober zusätzlich verstärkt sein. Das Maximum an Streameraktivität liegt in der Nordhemisphäre, während in der Südhemisphäre von Oktober bis November eine schwache Streameraktivität in mittleren und hohen Breiten herrscht. In sehr guter Übereinstimmung mit der vertikalen Gradientenmethode liegt das Maximum der Nordhemisphäre im Winter und Frühjahr über dem Ostasien-Pazifik Sektor und dem Atlantik mit einer Ausdehnung von den Subtropen bis in die mittleren Breiten. Im Frühjahr findet sich nur noch ein Maximum über dem Asien-Westpazifik Sektor in den Tropen, das jedoch nicht wie bei der meridionalen Gradientenmethode bis zum Ost-Pazifik reicht.

Es lässt sich eine gute Übereinstimmung feststellen zwischen der „beobachteten“ Streamer-Klimatologie, die mit der vertikalen Gradientenmethode berechnet wurde, und der im T42-Modell simulierten Streamer-Klimatologie, die mit der zonalen Anomalie-methode berechnet wurde. Auch wenn die T42-Modellsimulation nicht an real beobachtete Randbedingungen angepasst wurde, konnte eine ähnlich starke Bandbreite der zwischenjährigen Variabilität zwischen den Beobachtungen der Winter der 90er Jahre (Abb. 4.4 oben) und der im T42-Modell stattgefundenen Variabilität (Abb. 4.4 unten) festgestellt werden. Die in dieser Arbeit untersuchte T42-Simulation bietet sich an, um mit dem Beobachtungszeitraum der 90er Jahre zu vergleichen.



21–25km

Abbildung 7.14. Frequenz von „Tropischen Streamern“ für ein zonales Mittel von 90° S – 90° N für 21–25 km Höhe. Von oben nach unten sind die Saisonmittel: Oktober und November, Dezember bis Februar und März bis Mai dargestellt.

7.6 Diskussion der Ergebnisse

Wie zuvor gezeigt wurde, stellt sich eine sehr gute Übereinstimmung der Ergebnisse zwischen der aus Beobachtungsdaten abgeleiteten Streamerhäufigkeit in den 90er Jahren und den 10 Jahren T42-Modellsimulation heraus, wenn zur Identifizierung Tropischer Streamer eine ähnliche Methode gewählt wird. Die vertikale Gradientenmethode, die auf der relativen Abweichung des Profils vom zonalen Mittel beruht, ist in ihrer Art und Weise sehr gut mit der in dieser Arbeit verwendeten zonalen Anomaliemethode vergleichbar. Die Streamer-Klimatologie, die auf Basis der meridionalen Gradientenmethode beruht, weist dagegen systematische Abweichungen gegenüber der vertikalen Gradientenmethode und auch der zonalen Anomaliemethode auf. Es lässt sich festhalten, dass nicht nur die Datengrundlage, das Modell, oder die räumliche Auflösung für die Streamer-Klimatologie entscheidend sind, sondern in hohem Ausmaß die Art der Methode, wie Streamer identifiziert werden. Die in dieser Arbeit neu vorgestellte Methode der zonalen Anomalie zur Streameridentifizierung ist im Abschnitt 7.1 ausführlich untersucht worden. Darüber hinaus wurden die Grenzen der Interpretationsmöglichkeit diskutiert. Es gibt eine offensichtliche Unstimmigkeit mit der meridionalen Gradientenmethode in der notwendigen Identifizierung von Streamern, wie im Beispiel des Ostasien-Streamers (Abb. 7.10 unten) gezeigt werden konnte. Alle drei hier vorgestellten Methoden haben spezifische Unzulänglichkeiten, die entsprechend die Aussagekraft der Ergebnisse limitieren.

Das Ausmaß der Streamerhäufigkeit in der unteren Stratosphäre ist interessant für den beobachteten negativen Ozontrend in den mittleren Breiten. So würde ein vermehrter Eintrag tropischer Luftmassen in die mittleren Breiten einen Anteil an dem bisher unklaren Ausmaß der Ozonabnahme erklären können. Ein Eintrag von chemisch aktivierter Luft aus dem Polarwirbel in die mittleren Breiten würde ebenso eine Abnahme im Totalozon liefern. Im Berliner Modell wurde in der unteren Stratosphäre ein maximal 10%iges Auftreten von Luftmassenaustausch zwischen tropischen und mittleren Breiten in einem 10-Jahres-Mittel analysiert. Der Eintrag von polaren Luftmassen in die mittleren Breiten wird dagegen nur mit einem Bruchteil dessen aufgelöst. In einzelnen Wintern kann dieser Beitrag durchaus überschritten werden, wie von Marchand et al. (2002) im Winter 1999/2000 mit maximal 50% beobachtet wurde.

Wie sich bei der schwerpunktmäßigen Untersuchung der mittleren Stratosphäre zeigte, findet in dieser Schicht stärkerer Luftmassenaustausch in beiden Richtungen statt. So wurde im März maximal 50% Luftmassenaustausch von tropischen Breiten in mittlere Breiten über Asien berechnet. Die Bedeutung dessen für den globalen Spurengashaushalt ist bisher noch unklar und ist leider kein Forschungsschwerpunkt des neuen WMO-Assessments (persönliche Mitteilung, Shepherd, 2002).

7.7 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde eine globale Streamer-Klimatologie aus 10 arktischen Wintern im T42-Modell vorgestellt. Die zwischenjährliche Variabilität dieser Simulation ist vergleichbar mit der beobachteten Variabilität der Winter in den 90er Jahren (siehe Kapitel 4

und 7.5), so dass die Ergebnisse der simulierten Streamer-Klimatologie eine Aussagekraft für den tatsächlich beobachteten Spurengastransport haben.

Die in Tropische Streamer und Polarwirbel Streamer unterteilte Analyse der Streamer-Klimatologie zeigte das Ergebnis, dass am häufigsten Austausch tropischer Luftmassen in mittlere bis hohe Breiten stattfindet. Sehr viel seltener werden dagegen Luftmassen polarer Breiten in die niedrigen Breiten transportiert.

Maximales Auftreten von Tropischen Streamern wird im Winter und Frühjahr in der mittleren bis oberen Stratosphäre simuliert. Im langjährigen Mittel treten die höchsten Frequenzen in den Subtropen der Nordhemisphäre auf. Die maximalen Werte werden dabei über dem Atlantik und Ostasien simuliert. Die Charakteristika von modellierten Streamern stehen in guter Übereinstimmung mit Beobachtungen (Offerman et al., 1999; Langbein und Kouker, 2001).

Tropische Streamer entstehen in den Tropen/Subtropen über Nordamerika und Asien. Während dynamisch aktiver Perioden werden sie nordostwärts advehiert, um sich dort entweder in den umgebenden Luftmassen aufzulösen, oder in ein Cat Eye zu wickeln, um schließlich zu zerbrechen. Diese Entwicklung von Streamern wurde im Detail in der Fallstudie in Kapitel 6 untersucht und kann durch die 10 Jahre umfassende Streamer-Klimatologie bestätigt werden.

Es treten in der Streamer-Klimatologie starke Jahr-zu-Jahr Schwankungen auf, wie im Fallbeispiel des dynamisch aktiven Jahres 11 gezeigt werden konnte. In der 10-jährigen Klimatologie wurden vereinzelt Phänomene gefunden, die auf den Austausch von Luftmassen mittlerer Breiten in die Tropen zurückzuführen sind, wie von Orsolini und Grant (2000) mit einer Laminae-Klimatologie aus Beobachtungsdaten analysiert wurde. Die Frequenzuntersuchung von Luftmassen hoher Breiten, die in niedrigere Breiten transportiert werden, ergab schwache Signale in mittleren Breiten, die auf die Existenz von Polarwirbel Extrusionen schließen lassen.

Die für den Ozontrend in den mittleren Breiten relevanten Transportprozesse ergaben in der simulierten Streamer-Klimatologie der unteren Stratosphäre einen regionalen Eintrag von 10% tropischer Luftmassen in die mittleren Breiten. Hiermit könnte regional ein Anteil des beobachteten negativen Ozontrends in den mittleren Breiten mit Herkunft aus den Tropen erklärt werden. Die simulierte Streamer-Klimatologie stimmt qualitativ gut mit der beobachteten Klimatologie der 90er Jahre Langbein (2001) überein, die mit einer ähnlichen Methode durchgeführt wurde.

Die in dieser Arbeit schwerpunktmäßig untersuchte mittlere Stratosphäre ist einerseits die Schicht, in der die höchsten Streamerfrequenzen auftreten. Andererseits trennt sie auch die obere Stratosphäre, die durch photochemische Prozesse dominiert wird, von der darunterliegenden unteren Stratosphäre, die hauptsächlich durch dynamische Prozesse des Spurengastransportes dominiert wird. Die mittlere Stratosphäre ist somit die Verbindungsschicht zwischen der photochemisch und dynamisch kontrollierten oberen und unteren Stratosphäre, die zusammen den Trend in der Gesamtozonsäulendichte in den mittleren Breiten bestimmen. Das vollständige Verständnis der Transportprozesse in der mittleren Stratosphäre ist somit auch für den globalen Spurengashaushalt von großem Interesse. Bisher liegt der Schwerpunkt der ozonrelevanten Klimaforschung auf der unteren und oberen Stratosphäre, die mittlere Stratosphäre findet dagegen kaum Beachtung.

