

# Kapitel 9

## Die Tropopause

### 9.1 Verschiedene Definitionen der Tropopause

In diesem Abschnitt sollen verschiedene Definitionen der Tropopause vorgestellt werden. Dabei stellt sich zunächst die Frage, weshalb eine solche Grenze zwischen Troposphäre und Stratosphäre eingeführt werden soll. Eine Grenze ist nur dann sinnvoll, wenn sie zwei Sphären mit unterschiedlichen chemischen, thermischen oder dynamischen Eigenschaften trennt.

- **Thermisch** hat man in der Troposphäre einen Abfall der Temperatur mit der Höhe. In der Stratosphäre hingegen bleibt die Temperatur konstant oder nimmt sogar mit der Höhe zu.
- **Chemisch** findet man in der Stratosphäre viel Ozon, in der Troposphäre hingegen wenig Ozon. Es gibt weitere chemische Tracer, deren Konzentration über die Tropopause wesentlich ändert. Zum Beispiel ist Kohlenmonoxid CO in der Troposphäre bedeutend häufiger als in der Stratosphäre. Schlussendlich sind in den beiden Sphären verschiedene chemische Reaktionen wichtig.
- **Dynamisch** unterscheiden sich Stratosphäre und Troposphäre wesentlich. Die Stratosphäre ist gekennzeichnet durch hohe vertikale Stabilität (hohe Brunt-Vaisälä-Frequenz  $N^2 = g/\Theta \cdot \partial\Theta/\partial z$ ) und hohe Werte der potentiellen Vortizität (PV). Wir haben früher bereits gesehen, dass sich die Winde in den beiden Sphären stark unterscheiden (siehe Kapitel zur Globalen Zirkulation).

Natürlich sind die obigen chemischen, thermischen und dynamischen Unterschiede nicht völlig isoliert voneinander. Es gibt viele Wechselwirkungen. Als Folge der verschiedenen Charakteristika der beiden Sphären lassen sich verschiedene Definitionen der Tropopause angeben. Der Chemiker wird eine Isofläche der Ozonkonzentration als sinnvoll betrachten. Für den Dynamiker ist es zum Beispiel eine Isofläche der PV. Diese Betrachtung macht deutlich, dass *die* Tropopause nicht existiert. Tatsächlich zeigt sich vermehrt, dass es wenig sinnvoll ist, von der Tropopause als geometrischer Trennfläche zu sprechen. Sinnvoller ist es von einer endlich dicken Übergangszone („transition layer“) zu sprechen. Nichtsdestotrotz sollen im folgenden einige häufig verwendete Definitionen der Tropopause vorgestellt werden.

[a] **Die thermische Tropopause:** Diese ist definiert durch den vertikalen Temperaturverlauf. Man hat Temperaturabnahme um 6 K/km in der Troposphäre und Isothermie

oder Temperaturzunahme mit der Höhe in der Stratosphäre. Die exakte Definition gemäss WMO lautet: Die Tropopause ist das unterste Niveau, bei dem die „Lapse-Rate“ ( $-dT/dz$ ) kleiner als  $2\text{ K/km}$  wird und in einer Schicht von mindestens  $2\text{ km}$  diesen Wert nicht überschreitet.

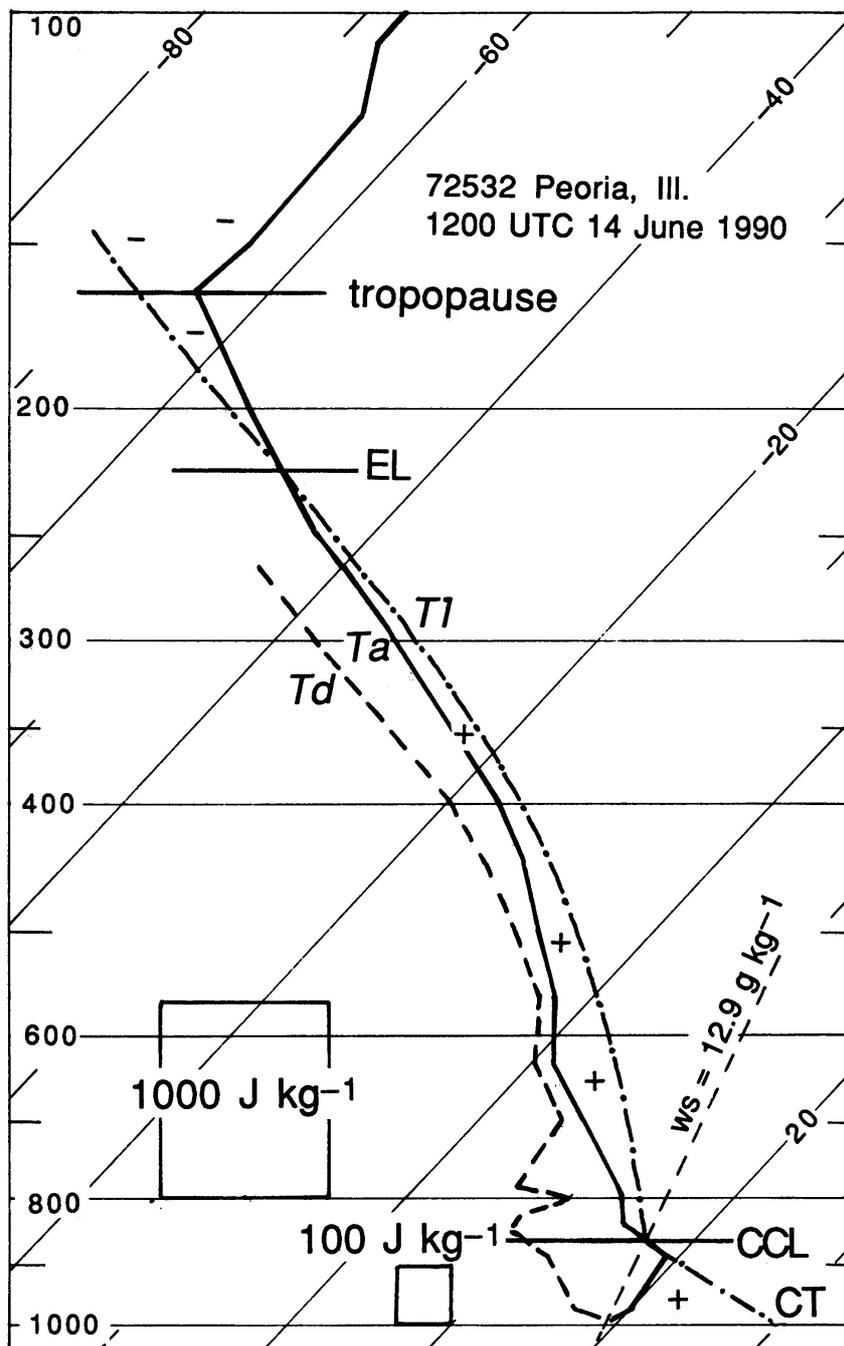


Fig. 1 Beispiel einer vertikalen Sondierung der Umgebungstemperatur  $T_a$ . Bei der Darstellung handelt es sich um ein Skew  $T/\log p$ -Diagramm. Der abrupte Wechsel von einer Temperaturabnahme mit der Höhe zu einer nahezu isothermen Schicht kennzeichnet die Lage der thermischen Tropopause. Zusätzlich sind die Taupunkttemperatur  $T_d$ , die Lifting-Temperatur  $T_l$ , sowie das Convective Condensation Level (CCL) und die Konvektionstemperatur  $CT$  eingetragen [entnommen aus „Weather Analysis“, Dusan Djuric].

Die thermische Tropopause zeichnet sich vor allem durch ihre Einfachheit aus. Aus einer einzigen vertikalen Temperatursondierung lässt sie sich bestimmen. Die Sprünge in der Tropopausenhöhe, die sich im Zusammenhang mit Jetstreams und Fronten ergeben, werden durch die thermische Tropopause gut wiedergegeben. Dies zeigt die folgende Abbildung:

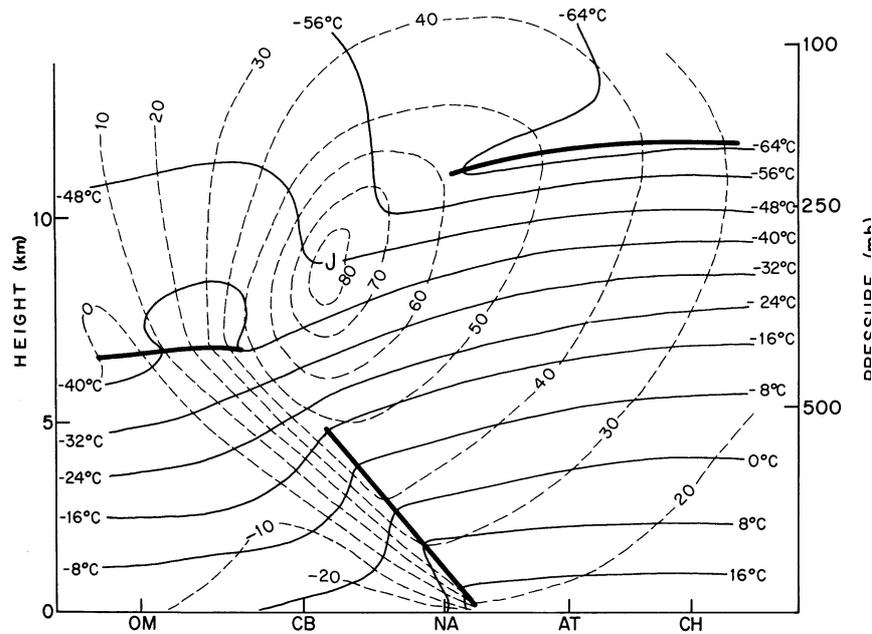


Fig. 2 Isothermen in Grad Celsius (dünn, ausgezogen) und Isotachen in m/s (strichliert) in einem vertikalen Querschnitt durch eine Kaltfront. Die Isotachen beziehen sich auf die Windkomponente senkrecht zum Querschnitt, wobei positive Werte einen Wind in die Blattebene hinein bezeichnen. Die dicken Linien geben die Lage der thermischen Tropopause und der Kaltfront an. Mit J ist die Achse des Jetstreams bezeichnet [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J. M. Wallace and P. V. Hobbs].

Demgegenüber steht jedoch, dass diese Definition der Tropopause nicht auf einer Erhaltungsgrösse basiert. Die Lapse-Rate  $-dT/dz$  ist keine Grösse, die direkt dynamisch oder chemisch besonders wichtig ist. Vom dynamischen Standpunkt bietet sich die folgende Definition an.

**[b] Die dynamische Tropopause:** Weiter vorne wurde gezeigt, dass die Troposphäre kleine PV-Werte aufweist, die Stratosphäre hingegen grosse. Ausserdem handelt es sich bei der PV um eine adiabatische Erhaltungsgrösse. Zusammen mit den anderen Eigenschaften der PV (Invertibilitätsprinzip, Partitionsprinzip) bietet sich somit eine Definition der Tropopause an, die auf der PV basiert. In der Regel definiert man diese Tropopause in den Aüssertropen durch die 2 pvu-Isfläche.

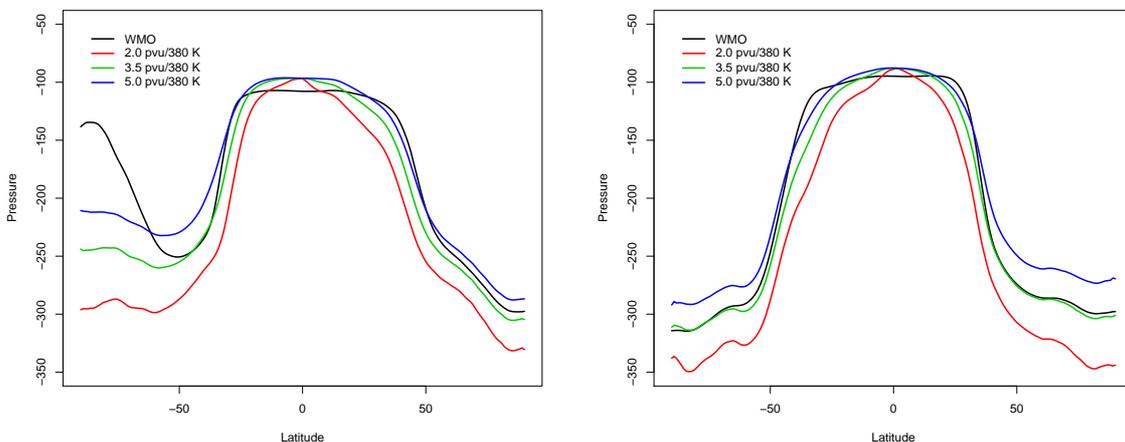
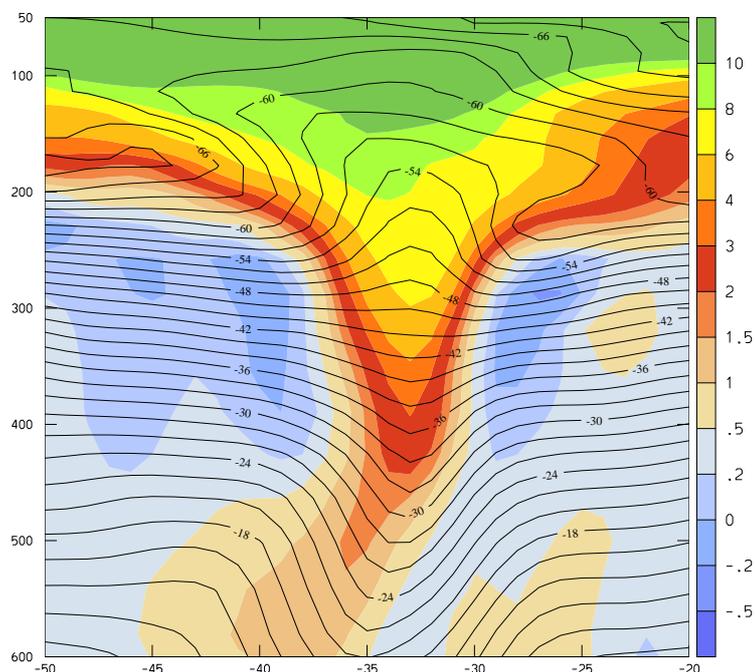


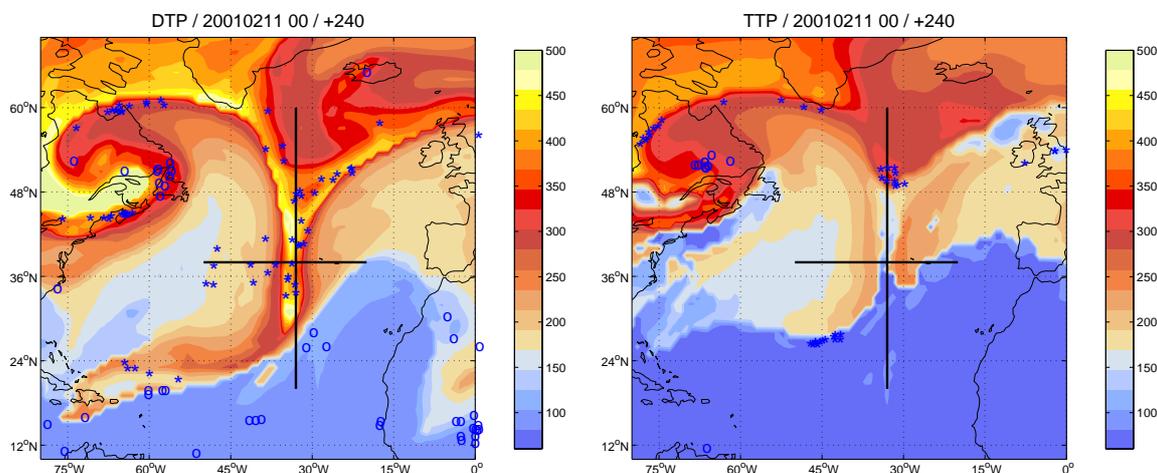
Fig. 3 Zonales und saisonales (links Sommer, rechts Winter) Mittel der thermischen Tropopause (WMO) und einiger PV-Isflächen (2 pvu, 3.5 pvu und 5 pvu). In den Tropen wird anstelle der Höhe der PV-Fläche diejenige der 380 K-Isentropen gezeigt (siehe unten).

Die Abbildung zeigt, dass man im saisonalen und zonalen Mittel eine gute Übereinstimmung von thermischer und dynamischer Tropopause (2 pvu-Isofläche) hat. Das darf aber nicht darüber hinweg täuschen, dass es lokal und instantan wesentliche Unterschiede geben kann. Dies zeigt die folgende Abbildung:



*Fig. 4 PV und Temperatur in einem Ost/West-Schnitt durch einen stratosphärischen PV-Streamer. Man erkennt deutlich, dass mit dem PV-Streamer eine tiefe dynamische Tropopause einhergeht. Das Temperaturfeld wird hingegen durch den PV-Streamer so deformiert, dass das Lapse-Rate-Kriterium der thermischen Tropopause erst in grossen Höhen erreicht wird. Damit liegt hier die thermische Tropopause bedeutend höher als die dynamische Tropopause.*

Der Unterschied in den beiden Tropopausenhöhen wird besonders klar, wenn man den Druck auf Tropopausenhöhe zeichnet:



*Fig. 5 Druck auf der dynamischen (links) und thermischen (rechts) Tropopause. Die Sterne kennzeichnen Positionen, wo es zu einem Massenaustausch durch die Tropopause kommt.*

Besonders klar werden die Unterschiede in den beiden Definitionen, wenn es zu komplizierten Deformationen der dynamischen Tropopause kommt. Die folgende Abbildung zeigt die Ausbildung sogenannter Tropopausenfalten. In einem vertikalen Profil kommt zu mehrfachen Schnitten mit der PV-Isofläche. Man spricht hier von einer multiplen Tropopause. Gemäss ihrer Definition kann die thermische Tropopause solche multiplen Tropopausen nicht darstellen. Denn es gibt nur genau eine Höhe, bei der das Lapse-Rate Kriterium erfüllt ist.

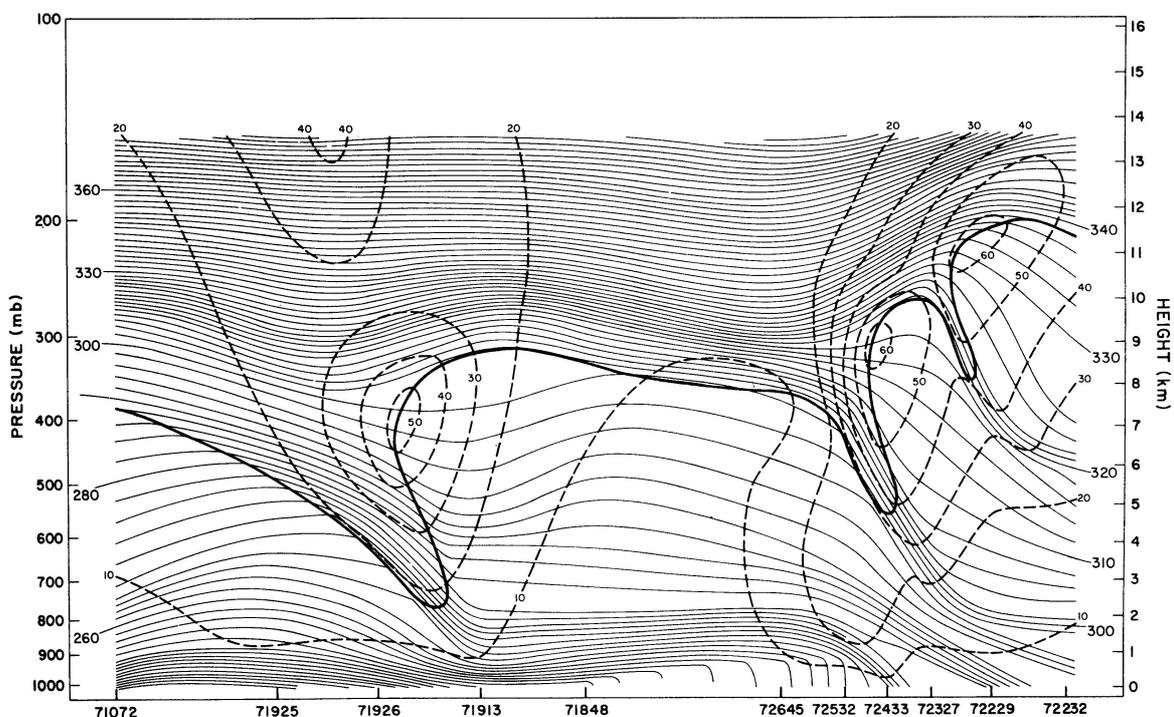


Fig. 6 Vertikaler Querschnitt der potentiellen Temperatur (in K, dünn ausgezogen), der Windgeschwindigkeit (in m/s, strichliert). Die dicke Linie entspricht der  $10 \cdot 10^{-7} K s^{-1} mb^{-1}$  Isolinie der potentiellen Vortizität. Dies entspricht der 1 pvu-Isolinie, und kann damit als eine untere Grenze der dynamischen Tropopause betrachtet werden. Der Querschnitt geht von Resolute, Canada (71072) bis Boothville, Louisiana (72232) [entnommen aus „Shapiro, Hampel, and Krueger, 1978: The arctic tropopause fold, Mon. Wea. Rev., 107,458-476].

Beachte auch, wie die dynamische Tropopause von ca. 11 km Höhe beim südlichen Louisiana auf die tiefere Höhe von ca. 8 km beim nördlichen Resolute abfällt. Dabei findet man die markantesten Sprünge in der Tropopausenhöhe im Zusammenhang mit ausgeprägten PV-Strukturen. Ausserdem fallen die Sprünge zusammen mit lokalen Maxima der Windgeschwindigkeiten. Von links nach rechts kann man diese drei Jets als arktischen, polaren und subtropischen Jet bezeichnen.

Im folgenden werden wir unter der Tropopause stets die dynamische Tropopause verstehen, wobei wir einen PV-Wert von 2 pvu als Grenze nehmen. Einzig in den Tropen ist diese Definition nicht anwendbar. Wir werden eine sinnvolle Fortsetzung der dynamischen Tropopause in die Tropen weiter unten diskutieren.

[c] **Die chemische Tropopause:** Die Stratosphäre und Troposphäre weisen unterschiedliche Konzentrationen von chemischen Substanzen auf. Zum Beispiel hat man in der Stratosphäre bedeutend höhere Ozon-Konzentrationen als in der Troposphäre. Deshalb lässt sich so eine chemische Tropopause als Isofläche gleicher Ozonkonzentration definieren. Die

folgende Messung zeigt für den Fall eine Faltung der dynamischen Tropopause (links), dass die PV-Struktur näherungsweise auch im Ozon (rechts) erkennbar ist:

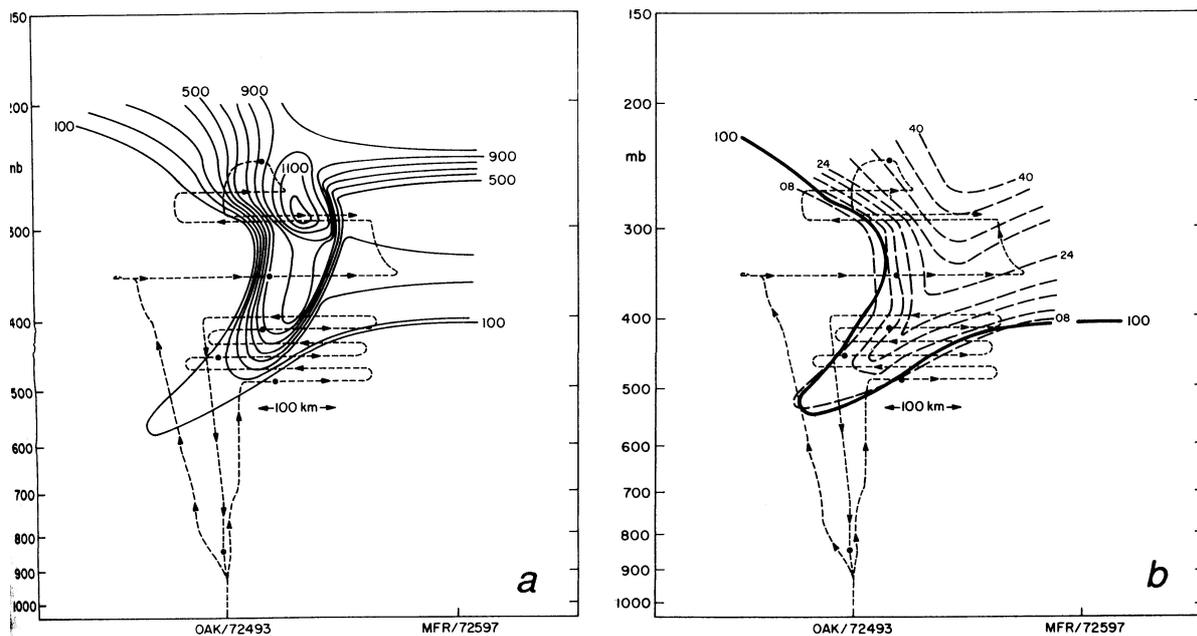


Fig. 7 Links: PV in Einheiten von  $10^{-7} K s^{-1} mb^{-1}$ , Rechts: Ozonkonzentration (in pphm  $vol^{-1}$ ) und die  $100 \cdot 10^{-7} K s^{-1} mb^{-1}$ -Isolinie der PV. Die strichlierten Linien geben die Pfade von Forschungsflugzeugen an [entnommen aus „Shapiro, 1978: Further evidence of the mesoscale and turbulent structure of upper level jet stream-frontal zone systems, Mon. Wea. Rev., 106, 1100-1111].

[d] **Die tropische Tropopause:** Eine besondere Situation ergibt sich in den Tropen. Betrachtet man die Definition der PV,

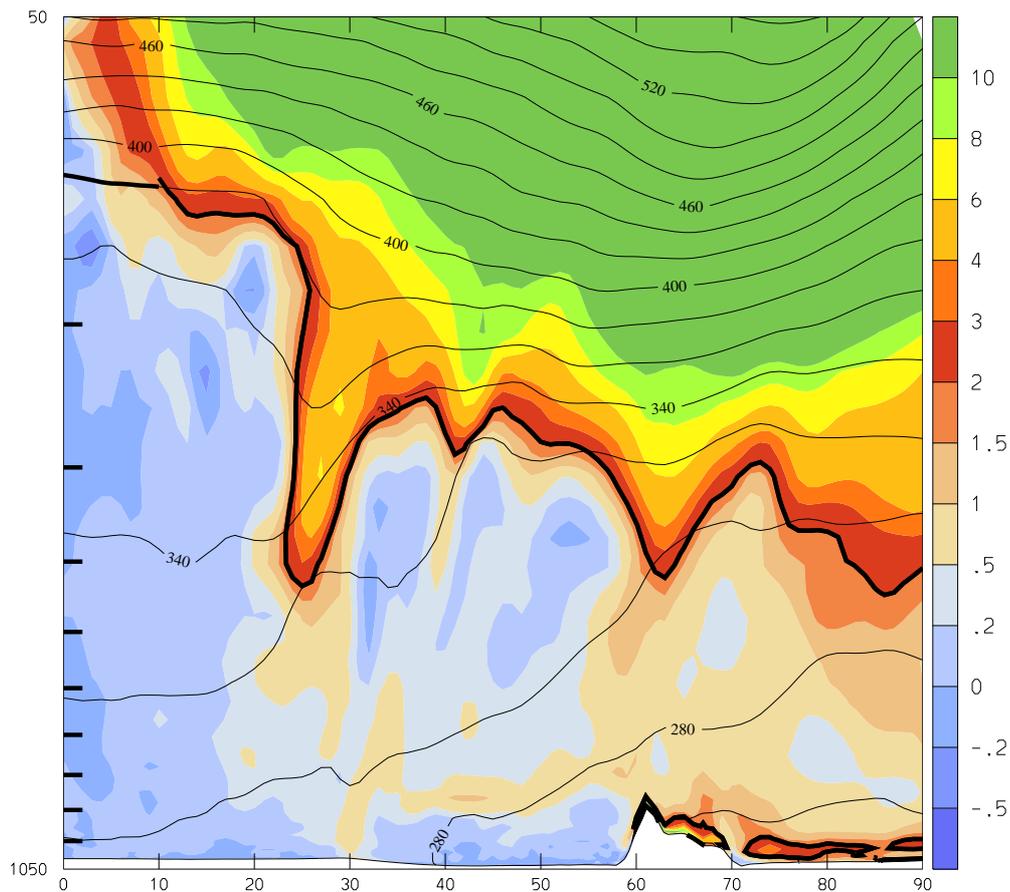
$$Q \simeq \frac{1}{\rho} (f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

so erkennt man, dass diese in Äquatornähe wegen  $f = 0$  schlecht definiert ist. In Abwesenheit einer relativen Vortizität  $\zeta$  wird die PV am Äquator gleich Null. Damit lässt sich hier die dynamische Tropopause nicht mehr sinnvoll als 2 pvu-Isofläche definieren. Es gibt keine eindeutige Fortsetzung der 2 pvu-Tropopause der Aussertropen in den Tropen. Eine Möglichkeit basiert auf der potentiellen Temperatur. Häufig wird hierbei die 380 K-Isentrope verwendet.

**Aufgabe:** Überlege, warum es sinnvoll sein kann, die tropische Tropopause mit Hilfe einer Isentropen zu definieren. <sup>1</sup>

Die folgende Abbildung zeigt, wie diese Definition in einem konkreten Fall funktioniert:

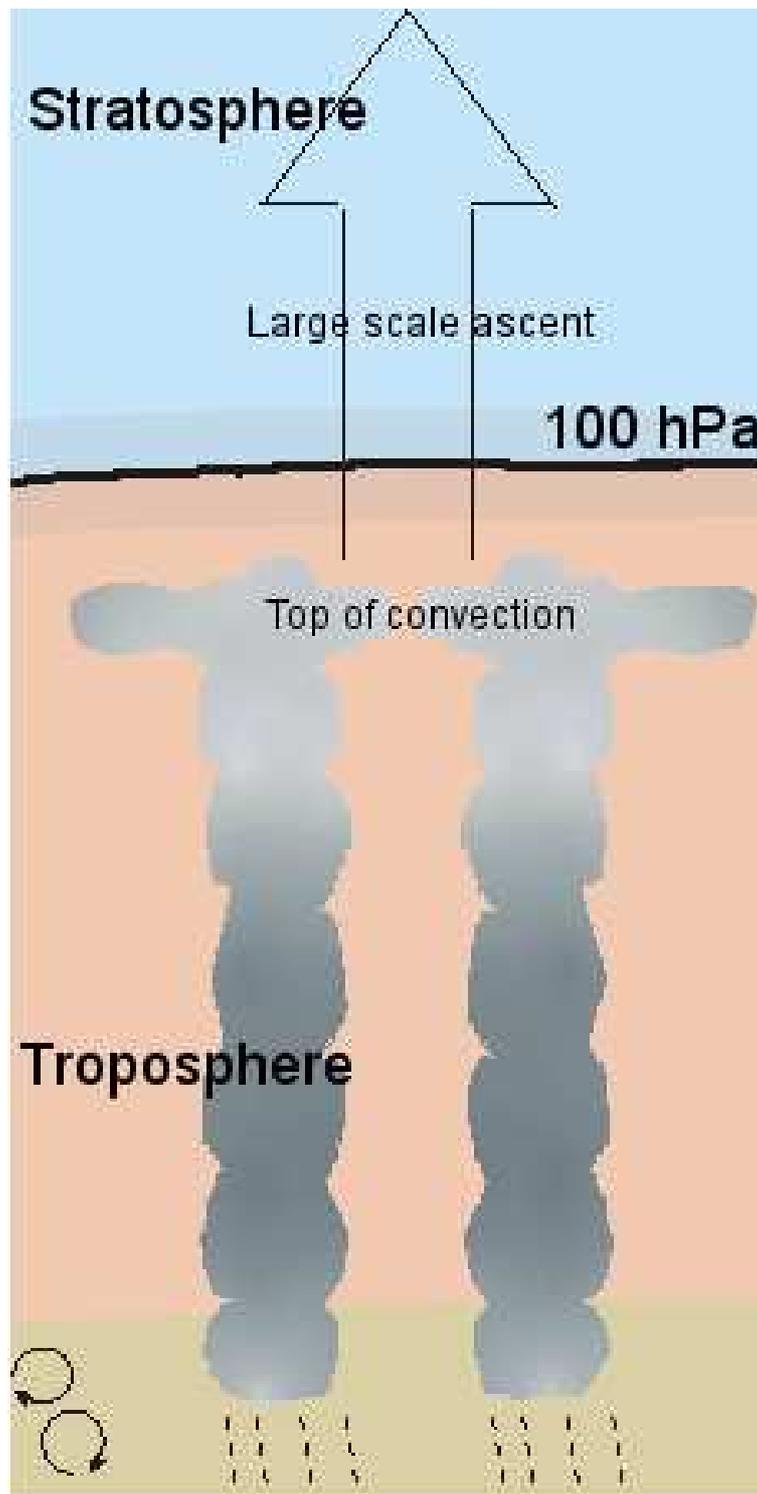
<sup>1</sup>Wir haben die aussertropische Tropopause mit der Erhaltungsgröße PV definiert. Diese Definition basierend auf einer Erhaltungsgröße ist sehr sinnvoll und mit der potentiellen Temperatur kann man diese Idee auch auf die Tropen ausdehnen. Denn auch die potentielle Temperatur ist eine Erhaltungsgröße bei einer adiabatischen und reibungsfreien Strömung.



*Fig. 8 Definition der dynamischen Tropopause. In den Aüssertropen fällt diese mit der 2p.u. Isofläche der potentiellen Vortizität zusammen, in den Tropen mit der 380 K-Isentropen. Formal ist sie definiert durch den Druck  $p(\text{Tropopause}) = \max(p@2, p_{\text{p.v.u.}}, p@380 \text{ K})$ . Die vertikale Skala ist in  $\log(p)$  aufgetragen, wobei die Striche links 100 hPa-Abstände markieren. Folgende Merkregel kann hilfreich sein für die Höhe der Tropopause: Tropen 100 hPa, mittlere Breiten 200 hPa, Polargebiete 300 hPa.*

Neben der Definition der tropischen Tropopause als 380 K-Isentrope gibt es noch einige andere Möglichkeiten. Eine einfache, aber grobe Definition betrachtet die 100 hPa-Druckfläche als tropische Tropopause. Diese Definition ist zwar praktisch, aber physikalisch kaum motiviert. Es könnte genauso gut eine andere Druckfläche genommen werden. Ebenfalls etwas willkürlich ist die Definition über die Lapse Rate ( $-dT/dz$ ), wobei dieselben Grenzwerte wie in den Aüssertropen verwendet werden.

Möchte man den Eintrag von Wasserdampf von der Tropopause in die Stratosphäre studieren, so ist zum Beispiel eine Definition über das Temperaturminimum sinnvoll (siehe unten). In diesem Fall spricht man von der „cold point tropopause“. In der Regel liegt die „cold point“ Tropopause höher als die „lapse rate“ Tropopause. Eine weitere Definition geht von der Tatsache aus, dass in den Tropen häufig Konvektion auftritt. Die tropische Tropopause wird dann als das Niveau definiert, das über der höchsten durch Konvektion erreichbaren Schichten liegt. Das ist schematisch in der folgenden Abbildung dargestellt.



*Fig. 9 Definition der tropischen Tropopause mittels der maximalen Höhe der konvektiven Zellen („top of convection“). Bis zu dieser Höhe wird durch Konvektion Masse von der unteren Troposphäre in die obere Troposphäre transportiert. Über der Obergrenze der Tropopause befindet sich die TTL („tropical tropopause layer“), die eine Übergangsschicht von troposphärischer in stratosphärische Luft darstellt. In der Stratosphäre herrscht ein grossräumiges Anheben der Luftmassen vor, wobei das Anheben nicht durch Konvektion stattfindet.*

Beachte, dass in der obigen Skizze die Tropopause etwas höher als die konvektiven Türme eingezeichnet ist. Das entspricht der aktuellen Auffassung, dass man tatsächlich nicht von einer tropischen Tropopause sprechen sollte, sondern vielmehr von einer Übergangsschicht. Der Ausdruck „Tropical Tropopause Layer“ (TTL) hat sich in den letzten Jahren durchgesetzt. Die TTL befindet sich also über den konvektiven Zellen. Sie bildet den Übergang von troposphärischer Luft zu stratosphärischer Luft. Eine ungeklärte Frage betrifft den Mechanismus, wie Luftmassen diese TTL durchqueren können.

Die folgende Abbildung schliesslich zeigt eine Zusammenfassung der besprochenen tropischen Tropopausen. Ausserdem zeigt sie die vertikalen und horizontalen Massenflüsse an, die man in den einzelnen Schichten beobachtet.

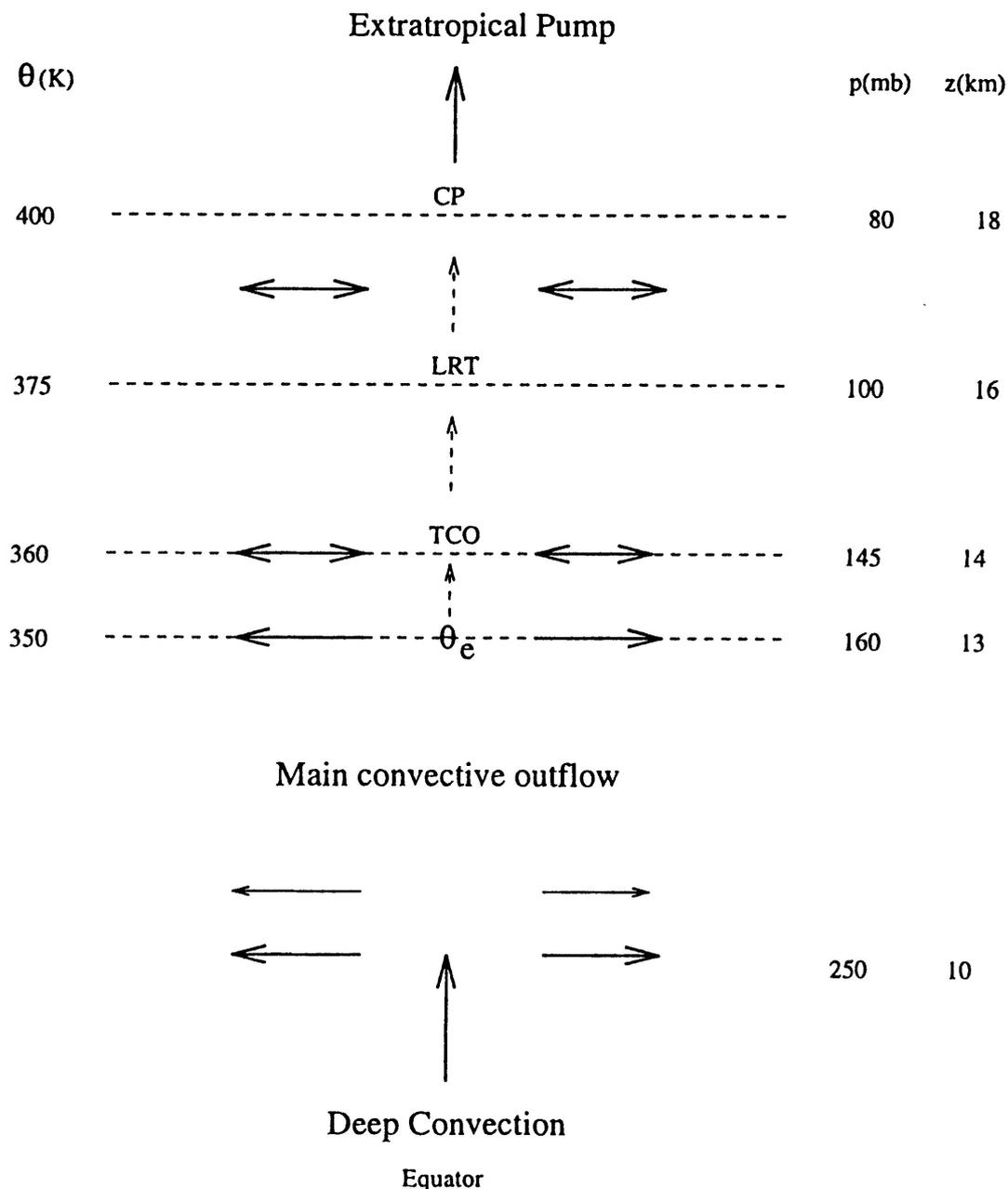


Fig. 10 Schematischer Überblick über die Massenflüsse und die wichtigsten Schichten in Höhe der tropischen Tropopause. Links und rechts sind die potentielle Temperatur, der Druck und die Höhe angegeben. TCO: Maximale Höhe, die von Konvektion erreicht wird; LRT: Standard WMO Lapse-Rate Tropopause; CP: Cold point Tropopause. In der Regel liegt die TCO tiefer als die LRT, und diese wiederum tiefer als die CP. Die Pfeile geben den möglichen Massetransport von und aus den mittleren Breiten an [entnommen aus „The tropical tropopause“, Highwood, E. J. and B. J. Hoskins, Q. J. R. Meteorol. Soc., 1998, 124, pp. 1579-1604].

Unter 200 hPa befindet sich die Region, die von hochreichender Konvektion direkt betroffen wird. Ein Teil des Massenausfluss dieser Konvektion kann in die Aussertropen „abfliessen“. Ein weiterer Teil des konvektiven Massenausfluss bewegt sich durch die tropische Tropopause und erreicht schliesslich Höhen über 400 K (80 mb, 18 km), wo sie in einer grosskaligen Zirkulation einfliesst (hier bezeichnet mit „Extratropical Pump“). Der Durchgang durch die tropische Tropopause ist zum Teil durch Strahlung angetrieben. Es

findet auch ein horizontaler Massenaustausch mit den Auserotropen statt, wie durch die Doppelpfeile angedeutet ist.

## 9.2 Massenaustausch durch die Tropopause

[a] **Einleitung:** Ein weiteres wichtiges Anwendungsgebiet für Trajektorien ist der Massenaustausch durch die Tropopause (“stratosphere-troposphere exchange”, STE). Das physikalische Verständnis für STE und seine Quantifizierung (z.B. wie gross ist der netto Massenaustausch zwischen der Tropo- und der Stratosphäre im Zusammenhang mit der Entstehung eines Tiefdruckgebietes?) sind von aktuellem Interesse, speziell auch im Zusammenhang mit Fragen der Atmosphärenchemie und des Klimasystems. Der Transport von Luft von der Tropo- in die Stratosphäre (TST) kann mit einem Transport von Wasserdampf sowie anthropogenen Emissionen (z.B. FCKWs) in die Stratosphäre verbunden sein. Austausch in die andere Richtung (STT) bringt oft sehr trockene und ozonhaltige Luft in die Troposphäre. Um die Bedeutung dieser Austauschereignisse für die Atmosphärenchemie abschätzen zu können, ist es von Bedeutung zu wissen, wie lange die Luftteilchen z.B. nach einem STT Ereignis in der Troposphäre bleiben und wie nahe sie dem Boden bzw. der turbulenten Grenzschicht kommen.

[b] **Lagrange’sche Perspektive des Austauschs:** Definiert man die Tropopause als eine Isofläche der potentiellen Vorticity (typischerweise 2 pvu) und analysiert man die zeitliche Entwicklung der PV entlang von Trajektorien in der Tropopausengegend, so können STT bzw. TST Ereignisse identifiziert werden. Die folgende Abbildung zeigt Beispiele von Trajektorien, welche die Tropopause durchstossen.

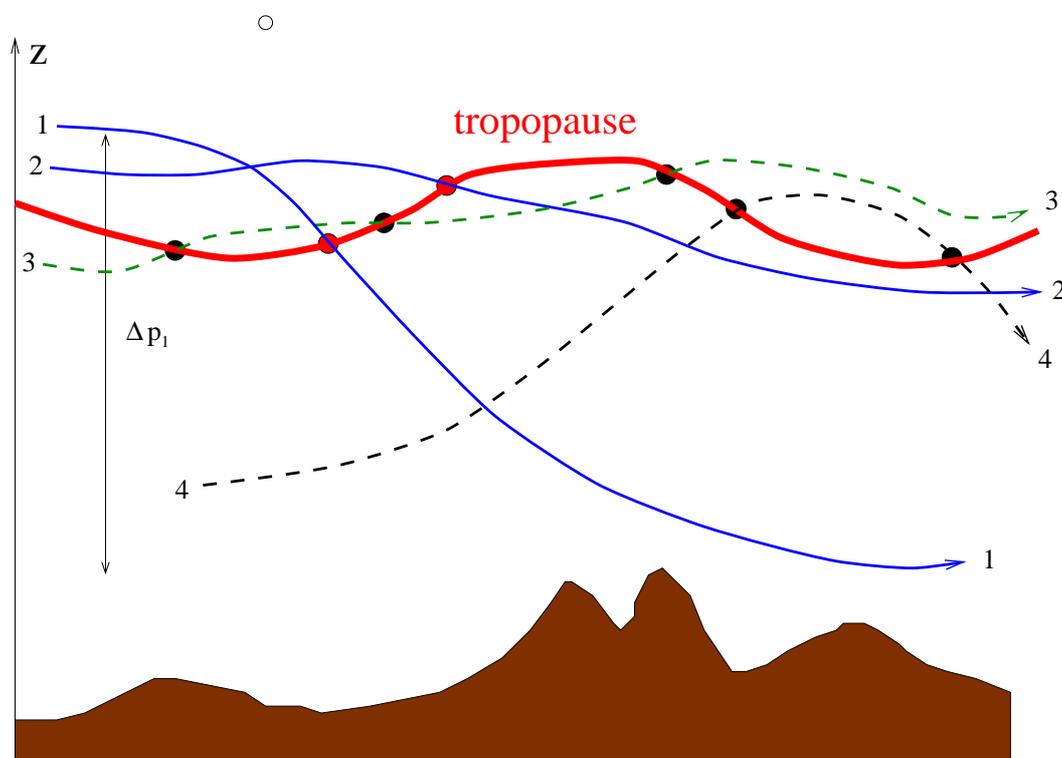
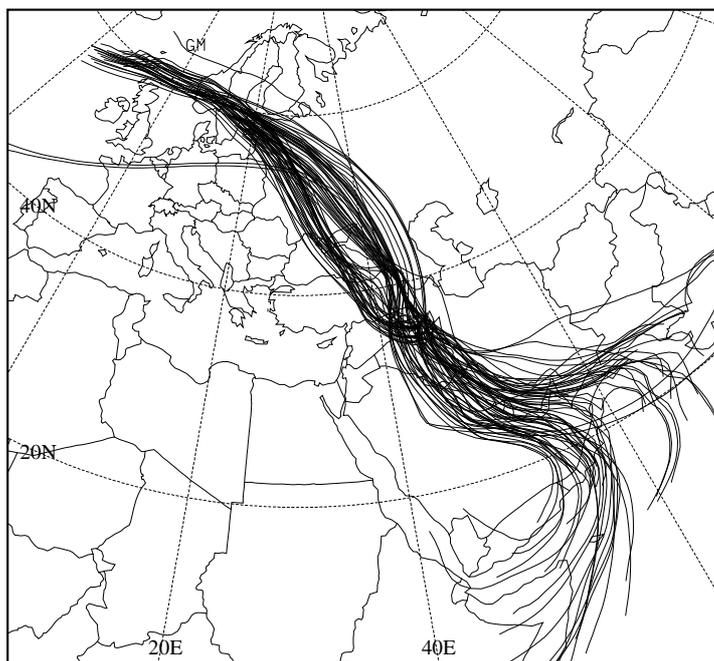


Fig. 11 Schematische Darstellung zum Stratosphären-Troposphären Austausch: Alle eingezeichneten Trajektorien durchstossen die Tropopause, jedoch nur bei den Trajektorien 1 und 2 ist der Austausch bedeutsam, d.h. von einer gewissen zeitlichen Dauer. Die Trajektorie 3 hingegen pendelt ständig zwischen der Tropo- und der Stratosphäre hin und her, und die Trajektorie 4 ist nur für eine sehr kurze Zeit in der Stratosphäre bevor sie wieder in die Troposphäre zurückkehrt. Bei der Trajektorie 1 ist die Vertikalbewegung  $\Delta p$  gross, sie stellt ein sogenanntes “tiefreichendes Austauschereignis” dar.

Einige Trajektorien pendeln ständig zwischen der Tropo- und der Stratosphäre hin und her und sind deshalb für chemische Prozesse kaum von grosser Bedeutung. Andere Trajektorien befinden sich über eine längere Zeit z.B. in der Stratosphäre bevor sie die Tropopause durchstossen und tief in die Troposphäre abtauchen. Solche Ereignisse sind aus dynamischer und chemischer Sicht von besonderem Interesse. Beachte, dass Informationen wie Herkunft und Ziel der Austausch-Luftmassen, sowie ihre Aufenthaltszeit in den beiden Sphären vor bzw. nach dem Durchstossen der Tropopause nur mit einem Lagrangeschen Ansatz analysiert werden können.

[c] **Ein Fallbeispiel:** Die folgende Abbildung zeigt ein spektakuläres Beispiel eines STT Ereignisses. Über Skandinavien dringt ursprünglich stratosphärische Luft in die Troposphäre ein. Sie bewegt sich in den nächsten 4 Tagen weit nach Süden bis in die Subtropen und taucht dabei bis in Bodennähe ab.



*Fig. 12 Ein Beispiel eines tiefreichenden STT Ereignisses: stratosphärische Luft durchstösst über Skandinavien die Tropopause, bewegt sich in den nächsten vier Tagen weit nach Süden und taucht dabei bis in Bodennähe ab.*

Befindet sich nun Messtationen in der Bahn dieses kohärenten STT-Trajektorienbündels, so lässt sich die Existenz des STT-Ereignis direkt nachweisen.

**Aufgabe:** Überlege Dir, in welchen Messgrössen sich eine solche Intrusion von stratosphärischer Luft in die Troposphäre zeigen wird. <sup>2</sup>

---

<sup>2</sup>Stratosphärische Luft ist charakterisiert durch hohen Ozongehalt und grosse Trockenheit. Deshalb würde man die stratosphärische Intrusion am besten in diesen beiden Messgrössen erkennen.

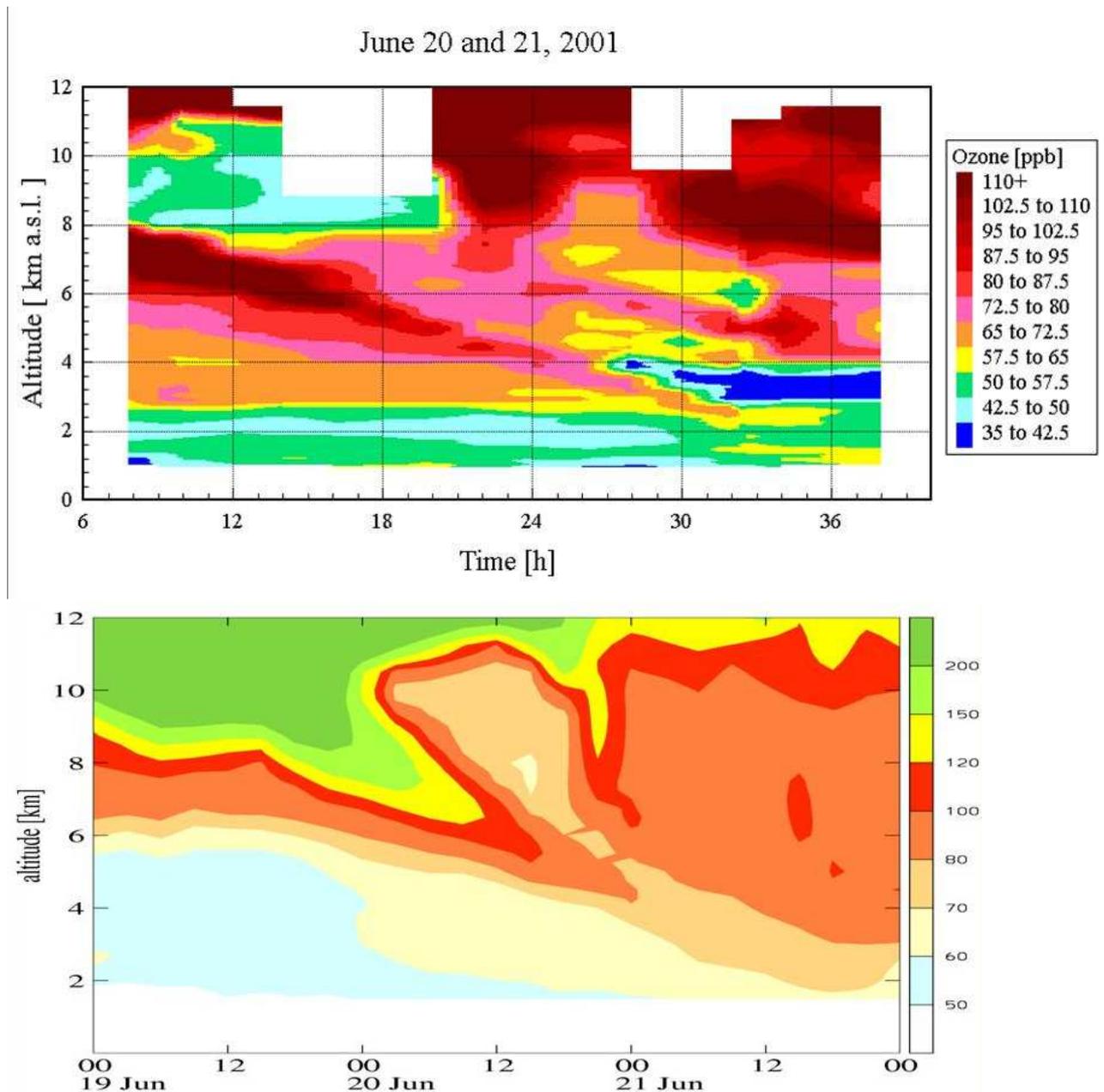


Fig. 13 Oben: LIDAR-Messungen vom 20. und 21. Juni 2001. Angegeben ist die Ozonkonzentration in ppb. Unten: Entsprechende Analyse des Ozons im ECMWF. [entnommen aus einem Vortrag von Andreas Stohl am SPARC-Workshop in Mainz, 2005].

Die Abbildung zeigt eine ausgeprägte Intrusion von ozonreicher Luft aus einer Höhe von 8 km bis hinab zu Höhen von 4 km. Es ist naheliegend, dass es sich hierbei um stratosphärische Luft handelt, die weit in die Troposphäre hinein transportiert wurde. Aus der Korrelation von Ozon und PV lässt sich vermuten, dass die Intrusion ähnlich markant in der PV erkennbar sein wird, dh. dass es sich hier um eine Tropopausenfalte handelt.

Gemessen wurde das Ozonprofil mit einem LIDAR. Die Fernerkundungsmethode LIDAR beruht auf der Aussendung eines Lichtblitzes in die Atmosphäre und der sich anschließenden Auswertung der rückgestreuten Lichtenergie. Diese wird zeitabhängig registriert und erlaubt so Aussagen über den jeweiligen Ort des Streuvorganges. Beim Durchgang des Lichtstrahles durch die Atmosphäre gibt es zahlreiche Wechselwirkungen mit deren Bestandteilen, die sich in der Regel im Empfangssignal widerspiegeln. Je nach Gerätekonfiguration gelingt es daher, entlang des Strahles orts aufgelöste Aussagen über die verschiedensten physikalischen Größen abzuleiten (Schadstoffkonzentrationen, Aerosolgehalt, Temperaturprofil, Windvektor u.a.) [Die Beschreibung des LIDAR-Prinzips stammt aus <http://www.imn.htwk-leipzig.de>].

[d] **Zusammenhang PV-Streamer und Austausch:** Es stellt sich die Frage, welche atmosphärischen Phänomene zu einem Massenaustausch durch die Tropopause führen. Es wurden hierbei mehrere Strukturen identifiziert: Stratosphärische und troposphärische PV-Streamer, Cutoffs, Tropopausenfalten, Konvektion in Gewitterzellen, brechende Schwerewellen, Turbulenz in der Nähe des Polarjets und des Subtropenjets.

In der folgenden Abbildung ist exemplarisch der Massenaustausch im Zusammenhang mit PV-Streamern und Cutoffs gezeigt. Man sieht, dass PV-Streamer und Cutoffs bevorzugte Lagen für Massenaustausch durch die Tropopause sind. Interessant ist zudem, dass stratosphärische Cutoffs vor allem mit STT und troposphärische Cutoffs vor allem mit TST verbunden sind. Ausserdem sind die Ereignisse mehr oder weniger symmetrisch um das ganze Cutoff verteilt. Dies ist anders bei Streamern. So beobachtet man zum Beispiel auf der Rückseite eines stratosphärischen Streamers vor allem STT, wohingegen TST vor allem auf der Vorderseite auftritt.

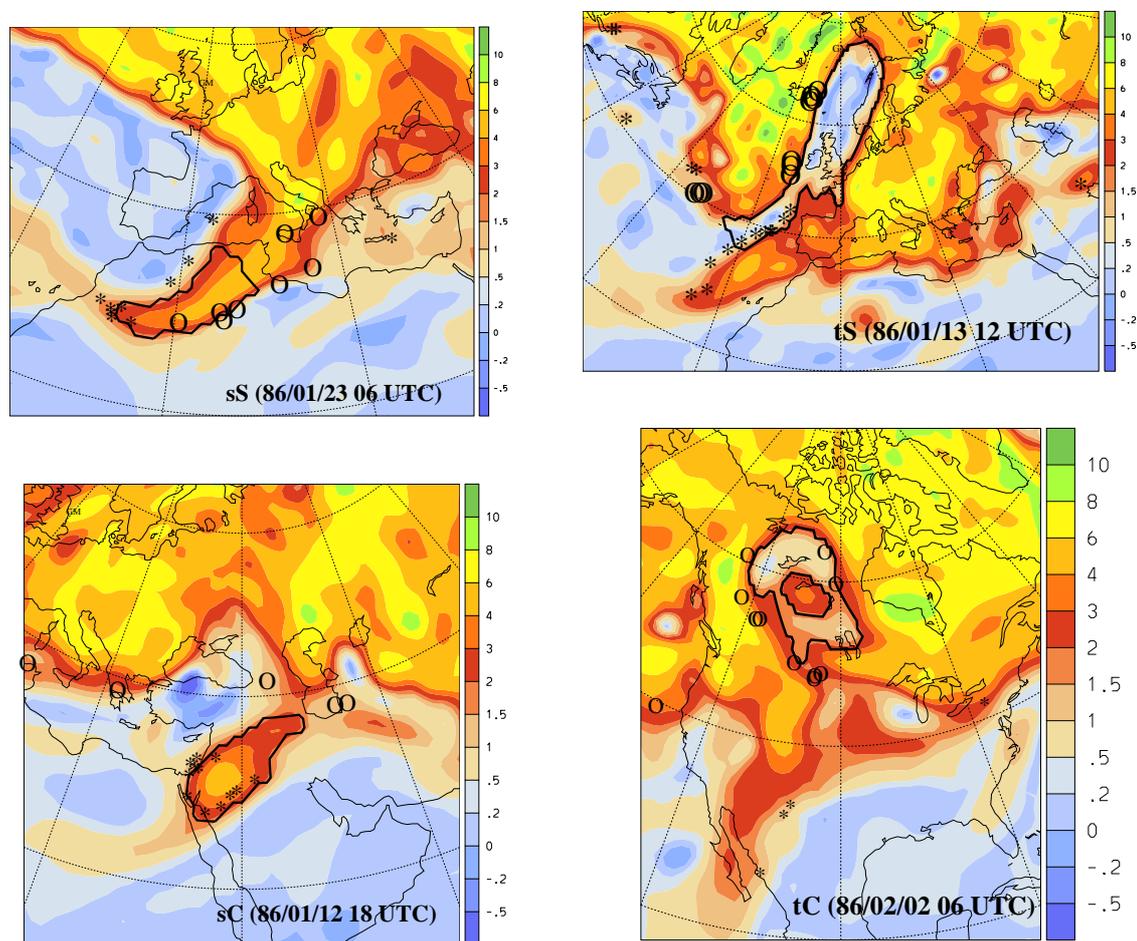


Fig. 14 PV-Strukturen auf 320 K (oben: stratosphärische und troposphärische Streamer, unten Cutoffs) und die Positionen, wo Massenaustausch durch die Tropopause stattfindet. Der Transport von der Stratosphäre in die Troposphäre (STT) ist mit “\*” markiert, derjenige in der umgekehrten Richtung (TST) mit “o”. Gezeichnet sind alle Austauschereignisse zwischen 315 K und 325 K und innerhalb  $\pm 1$  h der angegebenen Analysezeit. Jedes markierte Ereignis führt zu einem Austausch von etwa  $2 \cdot 10^{12}$  kg.

[e] **Eine 15-jährige Klimatologie:** Ausgehend von der obigen Lagrange'schen Definition des Massenaustauschs lässt sich nun „leicht“ eine Klimatologie des Massenaustauschs erstellen. Dazu lässt man Millionen Trajektorien von einem regelmässigen Gitter aus starten. Aus all diesen Trajektorien selektioniert man nun diejenigen, die signifikante Austauschereignisse darstellen. Berücksichtigt sind alle Trajektorien, die (a) durch die Tropopause stossen, (b) mindestens 96 h vor dem Austausch in der einen Sphäre und mindestens 96 h nach dem Austausch in der anderen Sphäre verweilen, (c) ein Niveau unter 700 hPa erreichen. Das Kriterium (c) selektioniert all die Trajektorien, die planetare Grenzschicht erreichen und so entweder stratosphärische Luft in Bodennähe bringen (für STT) oder bodennahe Luft bis in die Stratosphäre transportieren (für TST). Das Kriterium (b) garantiert, dass es sich nicht bloss um einen transienten Austausch handelt, sondern um ein signifikantes Ereignis.

Die folgende Abbildung zeigt eine Winter-Klimatologie von Luftmassen unterhalb von 700 hPa, die in den nächsten 4 Tagen in die Stratosphäre eindringen werden. Man sieht deutliche Maxima in den mittleren Breiten im westlichen Pazifik und Atlantik. Dies sind bevorzugte Entstehungsgebiete von Tiefdruckgebieten und deutet darauf hin, dass der grösste Teil von TST Ereignissen mit der Entwicklung von Zyklonen im Zusammenhang steht. Zudem deutet es darauf hin, dass anthropogene Emissionen an der Ostküste der USA und des asiatischen Kontinents eine grössere Wahrscheinlichkeit haben, in relativ kurzer Zeit in die Stratosphäre transportiert zu werden.<sup>3</sup>

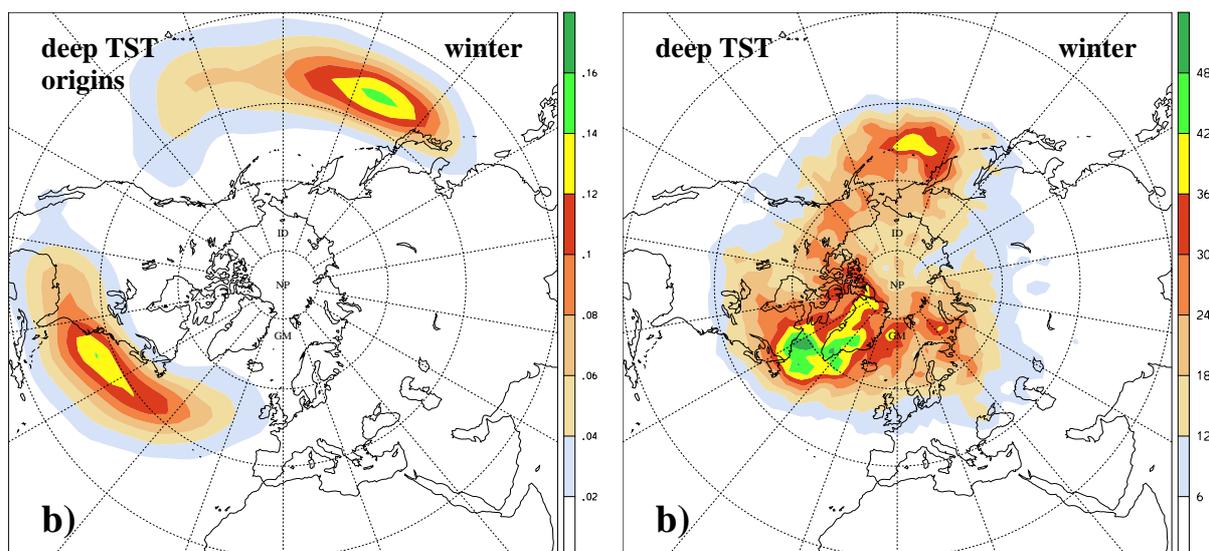


Fig. 15 Links: Eine Winter-Klimatologie von Luftmassen unterhalb 700 hPa, welche innerhalb von vier Tagen in die Stratosphäre eindringen (d.h. Luftmassen, die zu tiefreichendem TST führen). Rechts: Position, bei denen die Trajektorien durch die Tropopause durchstossen [entnommen aus „A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA 15 time period (1979-1993)“, Sprenger, M. and H. Wernli, *J. Geophys. Res.*, 108 (D12), 8521, 2003].

<sup>3</sup>Die Klimatologie in der Abbildung wurde mit der ERA-15 Reanalyse des ECMWF gerechnet. Dazu einige Erklärungen: Das ECMWF erstellt für jeden Tag (zu den Zeiten 00, 06, 12 und 18 UTC) operationelle Analysen, die den Zustand der Atmosphäre (Wind, Temperatur, Feuchte) bestmöglich beschreiben. Diese Analysen sind methodisch immer auf dem neuesten Stand, aber sie gewähren über einen längeren Zeitraum keine Homogenität. Möchte man zum Beispiel Trends in einer Grösse berechnen, so weiss man basierend auf der operationellen Analyse nicht, ob der Trend physikalisch ist oder nur auf Fortschritte in der Modellierung zurückzuführen ist. Die Re-Analysen beheben dieses Problem. Bei diesen wird die Modellversion „eingefroren“ und es werden mit dieser Version vergangene Zeitperioden neu gerechnet. Bekannte Re-Analysen des ECMWF sind: ERA-15 (1979-1992), ERA-40 (1958-2002), ERA-Interim (1989-). Die verschiedenen Re-Analysen unterscheiden sich in der Komplexität des Analysemodell. Für weitere Details, siehe [www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int)

Anschaulich kann man sich das etwa wie folgt darstellen. Beachte dabei besonders, wie die Tropopause deformiert ist und wie die Trajektorien auch nach dem Durchstossen der Tropopause ein kohärentes Bündel bilden.

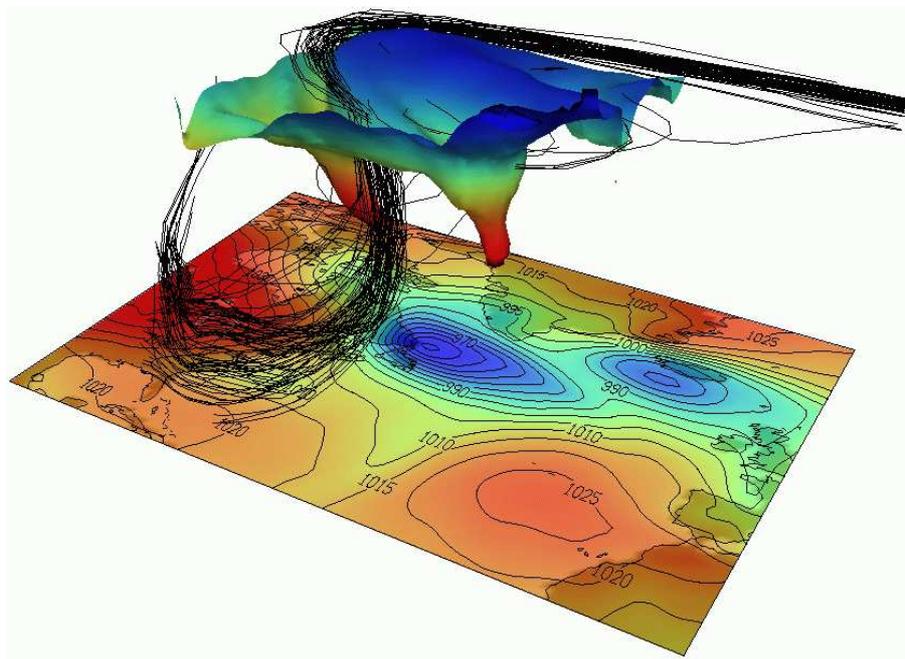


Fig. 16 Transport von bodennaher Luft vor dem amerikanischen Kontinent in die Tropopause. Der Aufstieg der Luftpakete in einem kohärenten Trajektorienbündel geschieht in einem „Warm Conveyor Belt“ eines Tiefdruckgebiets. Die farbige Fläche in der Höhe entspricht der dynamischen Tropopause, wobei die Fläche mit dem Druck eingefärbt ist.

In der folgenden Abbildung ist schliesslich noch der Jahresgang des Austauschs angegeben. Gemäss dem oben vermuteten Zusammenhang zwischen tiefreichendem Austausch und extratropischen Zyklonen, lässt sich ableiten, dass der Jahresgang des Austauschs dem der Zyklonenhäufigkeit entspricht. Tatsächlich trifft das zu: Man beobachtet ein Maximum des tiefreichenden Austauschs im Winter und ein Minimum im Sommer.

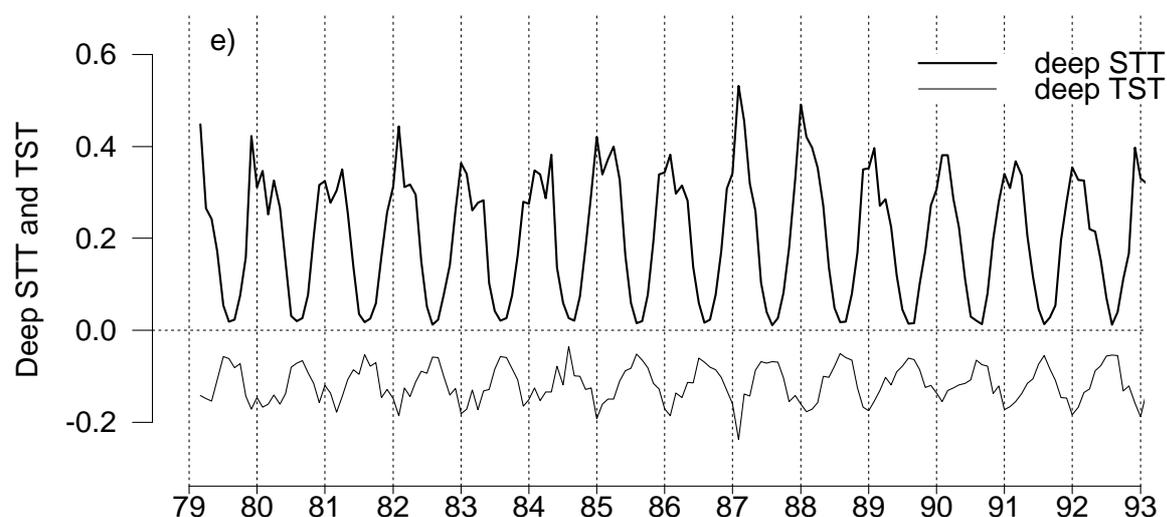


Fig. 17 Jahresgang tiefreichender Austauschereignisse. Positive Werte: Austausch von der Stratosphäre bis in die planetare Grenzschicht; Negative Werte: Austausch von der planetaren Grenzschicht bis in die Stratosphäre [entnommen aus „A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA 15 time period (1979-1993)“, Sprenger, M. and H. Wernli, *J. Geophys. Res.*, 108 (D12), 8521, 2003].



Zunächst eine Beobachtungsgrundlage, die auf die Existenz des grossräumigen meridionalen Transports in der Stratosphäre hinweist. Die folgende Abbildung zeigt die Lage der maximalen Ozonkonzentration. Die Maxima befinden sich in den Aussertropen. Man findet die höchsten Ozonkonzentrationen im Frühling in der polaren Stratosphäre. Die Produktion von Ozon durch Photolyse hingegen ist in den Tropen maximal. Dies deutet darauf hin, dass Ozon grossräumig vom Entstehungsort in den Tropen in die Aussertropen transportiert wird. Da zudem die Lebensdauer von Ozon in der tropischen Stratosphäre bedeutend geringer ist als in den mittleren und polaren Breiten, findet man in den mittleren Breiten mehr Gesamt Ozon als in den Tropen. Beachte in der Abbildung, dass die maximale Konzentration von Ozon über den Tropen bei ca. 25 km zu finden ist, die maximale Produktion jedoch bei ca. 40 km liegt. Dies deutet darauf hin, dass Photolyse nicht der einzige Prozess ist, der die Ozonkonzentration bestimmt. Dennoch bleibt die grundsätzliche Folgerung bestehen: Es findet ein Ozontransport von den Tropen zu den Polen innerhalb der Brewer-Dobson-Zirkulation statt.

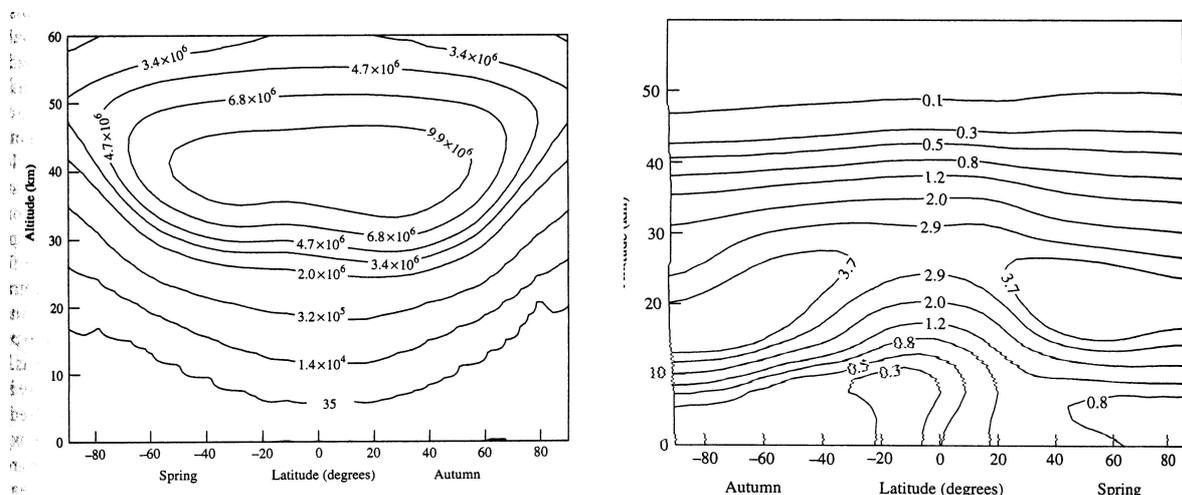


Fig. 19 Links: Zonal gemittelte Rate der Ozonbildung durch Photolyse von O<sub>2</sub> in Einheiten von Moleküle cm<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>. Rechts: Zonal gemittelte Ozonkonzentration in 10<sup>12</sup> Moleküle cm<sup>-3</sup> als Funktion von Höhe und Breite. [Berechnet von D. E. Shallcross, abgebildet in „Chemistry of Atmospheres“, R. P. Wayne].

Damit bleibt die Frage, wie die grossräumige Brewer-Dobson Zirkulation angetrieben wird. Hier soll lediglich eine Idee vermittelt werden. Man geht davon aus, dass der Antrieb in der aussertropischen Stratosphäre liegt. Deshalb verwendet man auch den Begriff „Extratropical Pump“, dh. man stellt sich eine „Pumpe“ in der aussertropischen Stratosphäre vor, die gewissermassen die Luft aus der tropischen Stratosphäre „absaugt“ und nach Norden transportiert. Angetrieben wird die Pumpe durch brechende Rossby- und Schwerewellen. Dabei kommt es durch das Brechen der Wellen zu einem Impulsübertrag auf die globale Strömung und zu einer induzierten meridionalen Zirkulation. Interessant ist nun, dass der Entstehungsort der Wellen selbst zum Teil in der Troposphäre liegt. Diese Wellen breiten sich dann vertikal nach oben hin aus, bis sie schliesslich in der Stratosphäre brechen. Für Details sei auf den Überblicksartikel „Stratosphere-troposphere exchange“ von Holton, J. R. et al. (Rev. Geophys., 33, 403-439, 1995) verwiesen.

[g] **Durchbrechen der PV-Barriere: Turbulenz/Strahlung:** Bisher haben wir uns nur um die synoptische und planetare Skala gekümmert. Tatsächlich legen diese Skalen die „Rahmenbedingung“ für den Austausch statt. Der eigentliche Austausch jedoch findet lokal statt.

**Aufgabe:** Überlege Dir, ob es sich beim Massenaustausch durch die dynamische Tropopause um einen adiabatischen Vorgang handeln kann. Falls nein, welche diabatischen Prozesse können eine Rolle spielen?

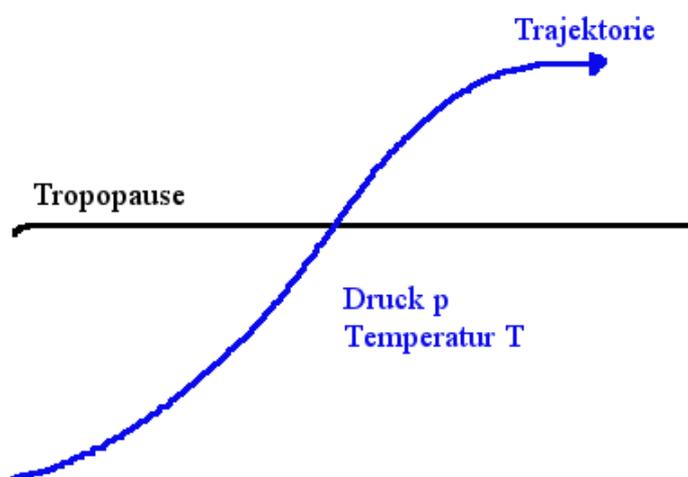
Wir haben weiter vorne gesehen, wie PV durch lokale Heizung (oder Abkühlung) erzeugt oder vernichtet werden kann. Dabei gilt:

$$\frac{D}{Dt} Q \simeq -g (f + \zeta) \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial p}.$$

Dies besagt für den normalerweise anzutreffenden Fall  $(f + \zeta) > 0$ , dass in einem Luftpaket unterhalb (oberhalb) eines Maximums der diabatischen Heizrate – d.h. in einer Region wo  $\partial \dot{\theta} / \partial p < 0$  ( $> 0$ ) – PV produziert (vernichtet) wird. Für die lokale Heizrate  $\dot{\theta}$  können verschiedene Prozesse verantwortlich sein: (a) Freisetzung von latenter Wärme bei Kondensation, (b) Strahlung, (c) turbulente Wärmeflüsse. Über die genauen Prozesse wird auch heute noch intensiv geforscht.

### 9.3 Der Feuchtetransport durch die Tropopause

Eine Frage von grosser Bedeutung betrifft den Transport von Wasserdampf von der Troposphäre in die Stratosphäre. Die Stratosphäre weist ausserordentlich tiefe spezifische Feuchten auf. Geht man davon aus, dass Wasserdampf von der Troposphäre durch die Tropopause in die Stratosphäre gelangt, so überlegt man sich, dass die Temperatur an der Tropopause zentral ist. Dies ist in der folgenden schematischen Skizze dargestellt.



*Fig. 20 Schematische Darstellung einer Trajektorie, die durch die Tropopause stösst. Für den Feuchtetransport ist massgeblich, welcher Druck und welche Temperatur beim Durchstosspunkt durch die Tropopause vorherrscht. Diese beiden Werte legen das Sättigungsmischungsverhältnis  $w_s$  fest, dh. den maximalen Wasserdampfgehalt eines Luftpakets.*

Das Sättigungsmischungsverhältnis  $w_s$  als Funktion des Drucks und der Temperatur kann man entweder aus thermodynamischen Diagrammen herauslesen. Eine andere Möglichkeit besteht darin, die Formel  $w_s(p, T) = \epsilon \cdot e_s(T) / p$  mit  $\epsilon = 0.622$  (Verhältnis des Molekulargewichts von Wasserdampf und trockener Luft = 18.016/28.97). Der Sättigungsdampfdruck  $e_s(T)$  ist lediglich eine Funktion der Temperatur. Für den Bereich  $-100^\circ$  bis  $-60^\circ$  Celsius sind die Werte in der folgenden Tabelle angegeben:

### Saturation vapour pressure (Pa) over pure ice

°C	-100	-90	-80	-70	-60
0	$1.403 \times 10^{-3}$	$9.672 \times 10^{-3}$	$5.472 \times 10^{-2}$	$2.615 \times 10^{-1}$	1.080
+1	$1.719 \times 10^{-3}$	$1.160 \times 10^{-2}$	$6.444 \times 10^{-2}$	$3.032 \times 10^{-1}$	1.236
+2	$2.101 \times 10^{-3}$	$1.388 \times 10^{-2}$	$7.577 \times 10^{-2}$	$3.511 \times 10^{-1}$	1.413
+3	$2.561 \times 10^{-3}$	$1.658 \times 10^{-2}$	$8.894 \times 10^{-2}$	$4.060 \times 10^{-1}$	1.612
+4	$3.117 \times 10^{-3}$	$1.977 \times 10^{-2}$	$1.042 \times 10^{-1}$	$4.688 \times 10^{-1}$	1.838
+5	$3.784 \times 10^{-3}$	$2.353 \times 10^{-2}$	$1.220 \times 10^{-1}$	$5.406 \times 10^{-1}$	2.092
+6	$4.584 \times 10^{-3}$	$2.796 \times 10^{-2}$	$1.425 \times 10^{-1}$	$6.225 \times 10^{-1}$	2.380
+7	$5.542 \times 10^{-3}$	$3.316 \times 10^{-2}$	$1.662 \times 10^{-1}$	$7.159 \times 10^{-1}$	2.703
+8	$6.685 \times 10^{-3}$	$3.925 \times 10^{-2}$	$1.936 \times 10^{-1}$	$8.223 \times 10^{-1}$	3.067
+9	$8.049 \times 10^{-3}$	$4.638 \times 10^{-2}$	$2.252 \times 10^{-1}$	$9.432 \times 10^{-1}$	3.476

Fig. 21 Sättigungsdampfdruck (in Pa) über reinem Eis [entnommen aus „The Physics of Atmospheres“, J. Houghton].

Die beobachtete grosse Trockenheit der Stratosphäre legt den Schluss nahe, dass Wasserdampf nur durch die kältesten Bereiche der Tropopause in die Stratosphäre gelangen. Die folgende Abbildung zeigt die Temperatur in einem Nord/Südschnitt und die dynamische 2 pvu/380 K-Tropopause. Offensichtlich findet man die tiefsten Tropopausentemperaturen in den Tropen, und folglich vermutet man, dass ein wesentlicher Anteil des Wasserdampfs durch diese tropische Tropopause in die Stratosphäre gelangt.

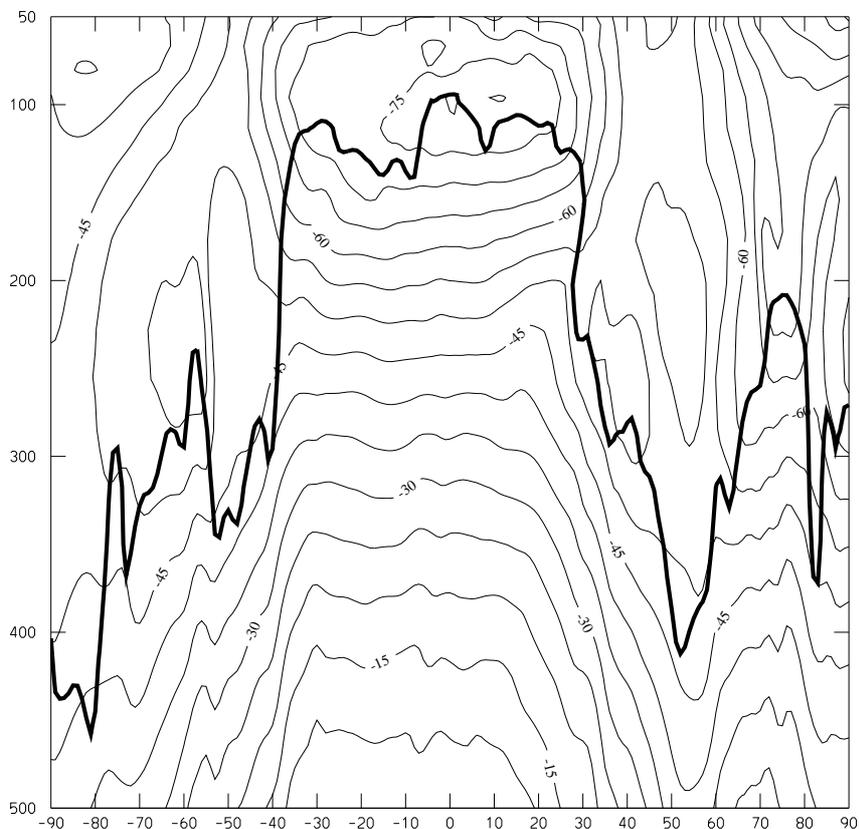


Fig. 22 Temperatur (in Grad Celsius) und 2 pvu/380 K-Tropopause in einem Nord/Südschnitt. Beachte, dass die tiefsten Temperaturen bei der tropischen Tropopause auftreten. Sie beträgt hier ca. -70 Grad Celsius, während in den Aussertropen typischerweise -50 Grad Celsius beobachtet werden.

Mit diesem Mechanismus wird unmittelbar klar, weshalb es sinnvoll sein kann, die tropische Tropopause durch das Temperaturminimum zu definieren. Es ist dieses Temperaturminimum, das den Wasserdampftransport durch die Tropopause kontrolliert. Eine interessante Folgerung lässt sich hieraus ableiten, wenn man den Jahresgang der Temperatur auf Tropopausenhöhe anschaut. Dieser Jahresgang ist in der folgenden Abbildung auf 100 hPa dargestellt:

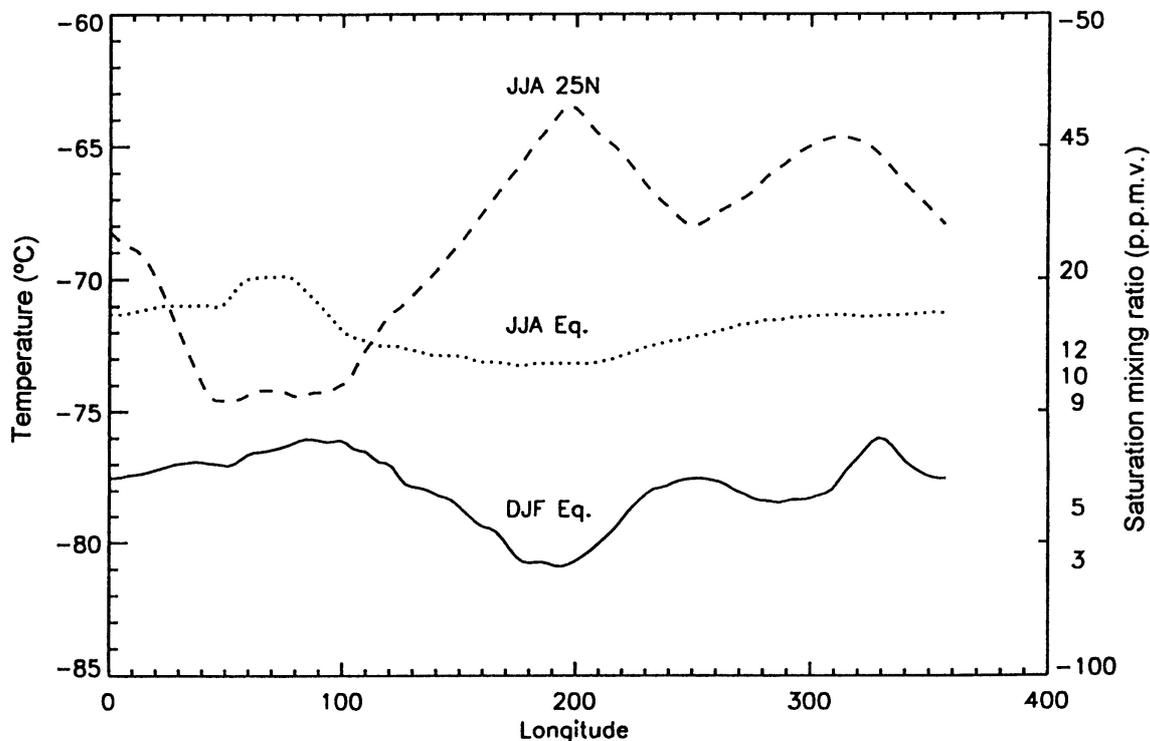


Fig. 23 Variation der Tropopausentemperatur mit der geographischen Länge im Mittel über 4 Jahre. Durchgezogen: Wintermittel (Dezember, Januar, Februar) entlang dem Äquator; Punktiert: Sommermittel (Juni, Juli, August) entlang dem Äquator; Strichliert: Sommermittel entlang 25 N. Zusätzlich ist das Sättigungsmischungsverhältnis von Wasserdampf bezüglich Eis in ppmv (parts per million volume) gegeben. Dieses Sättigungsmischungsverhältnis bezieht sich auf einen angenommenen Druck von 100 hPa auf Tropopausenhöhe [entnommen aus „The tropical tropopause“, Highwood, E. J. and B. J. Hoskins, Q. J. R. Meteorol. Soc., 1998, 124, pp. 1579-1604].

Im Winter beobachtet man tiefere Temperaturen (zwischen -75 und -80 Grad Celsius) als im Sommer (zwischen -70 und -73 Grad Celsius). Also ist im Winter weniger Transport von Wasserdampf durch die Tropopause möglich als im Sommer. Gehen die Luftpakete zum Beispiel im Winter durch die tropische Tropopause im West- und Zentralpazifik (geographische Länge ca. 200 Grad), so müssen sie ein Temperaturminimum von etwa -80 Grad Celsius durchqueren. Dieser Durchgang erlaubt nur Sättigungsmischungsverhältnisse unter 3 ppmv. Tatsächlich erreichen nur Pakete, die durch diese kalte Region gehen, die beobachteten tiefen Mischungsverhältnisse der Stratosphäre.

**Aufgabe:** Rechne das Sättigungsmischungsverhältnis 3 ppmv in g/kg aus.

Einen eindrücklich Beweis der unterschiedlichen Tropopausentemperaturen zeigen die folgenden Messungen:

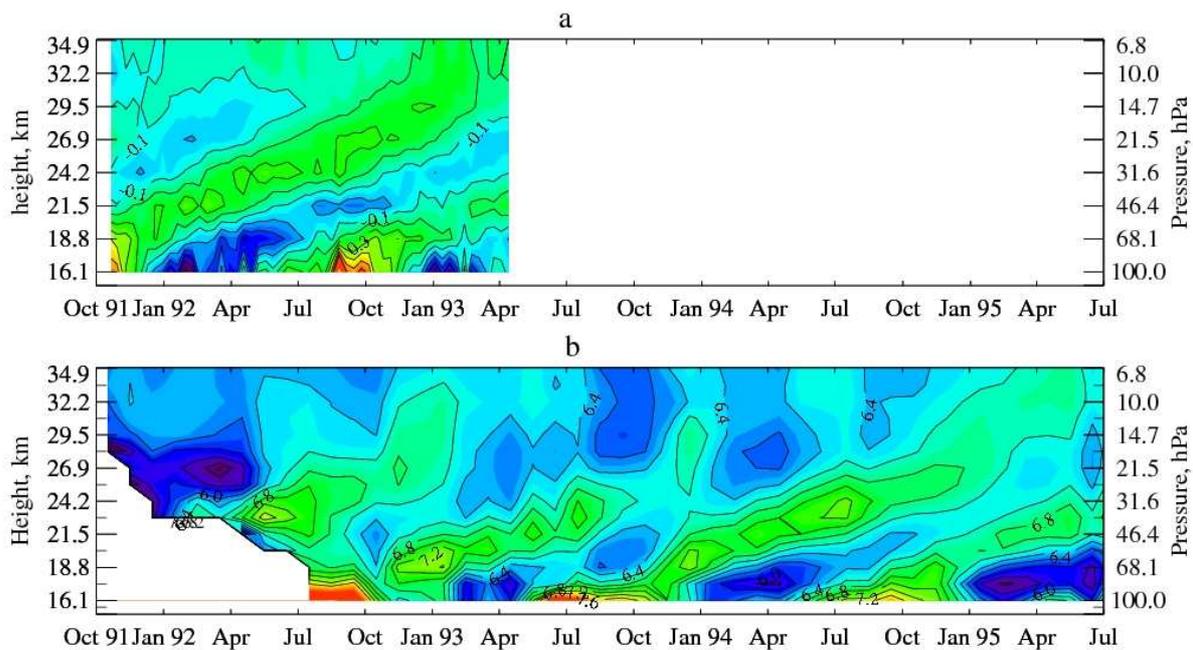


Fig. 24 Höhe/Zeit-Querschnitte des (a) MLS Mischungsverhältnis  $q$  von Wasserdampf, dargestellt als Abweichung vom zeitgemittelten Profil zwischen  $12S$  und  $12N$  und (b) HALOE  $\hat{H} = 2(CH_4) + (H_2O)$ , des variablen Wasseranteils zwischen  $12S$  und  $12N$  [entnommen aus „An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperature on stratospheric water vapor“, P. W. Mote et al., J. Geophys. Res., Vol. 101 (D12), 3989-4006, February, 1996].

Die Abbildung zeigt, dass im Sommer/Herbst mehr Feuchte in die Stratosphäre transportiert wird als im Winter/Frühling. In diesen Monaten ist auf 100 hPa, also auf Höhe der tropischen Tropopause, das Mischungsverhältnis am grössten. Interessant ist nun, dass sich dieses Signal vertikal nach oben fortsetzt. Interpretieren lässt sich dieses Signal als kontinuierliche Aufwärtsbewegung. Auch dies ist ein Hinweis auf die gross-skalige meridionale Zirkulation der Stratosphäre (Aufstieg in den Tropen, Transport nach Norden, Absinken über den mittleren Breiten und Polen). Beachte, dass das Feuchtesignal für 18 Monate oder sogar länger erkennbar ist. Solange also bleibt der Einfluss der Tropopausentemperatur auf den Feuchtetransport erhalten.

**Aufgabe:** Welche mittleren Vertikalgeschwindigkeiten erreicht die Anhebung in der tropischen Stratosphäre? <sup>4</sup>

Man spricht in diesem Zusammenhang vom atmosphärischen „Tape Recorder“ in den Tropen. Bildlich steckt dahinter die Vorstellung, dass die Luft ähnlich dem Magnetband im Tape Recorder an einem Schreibkopf vorbeigehen muss. Der Schreibkopf entspricht hierbei der „Cold Point“-Tropopause, die gewissermassen ein Feuchtesignal auf das „Luftband“ schreibt.

Damit noch ein kleiner Einblick in die Messmethodik, die der obigen Abbildung zugrunde liegt. Exemplarisch soll das MLS vorgestellt werden. MLS steht für „Microwave Limb Sounder“. Es wird also die thermische Strahlung im Millimeterbereich gemessen. Der Satellit schaut dabei tangential auf die Erdatmosphäre, wie hier dargestellt:

<sup>4</sup>Aus der Abbildung erkennt man, dass das Feuchtesignal zwischen Oktober 91 und Oktober 92 um ca. 10 km steigt. Damit ergibt sich die typische Vertikalgeschwindigkeit zu 10 km pro Jahr.

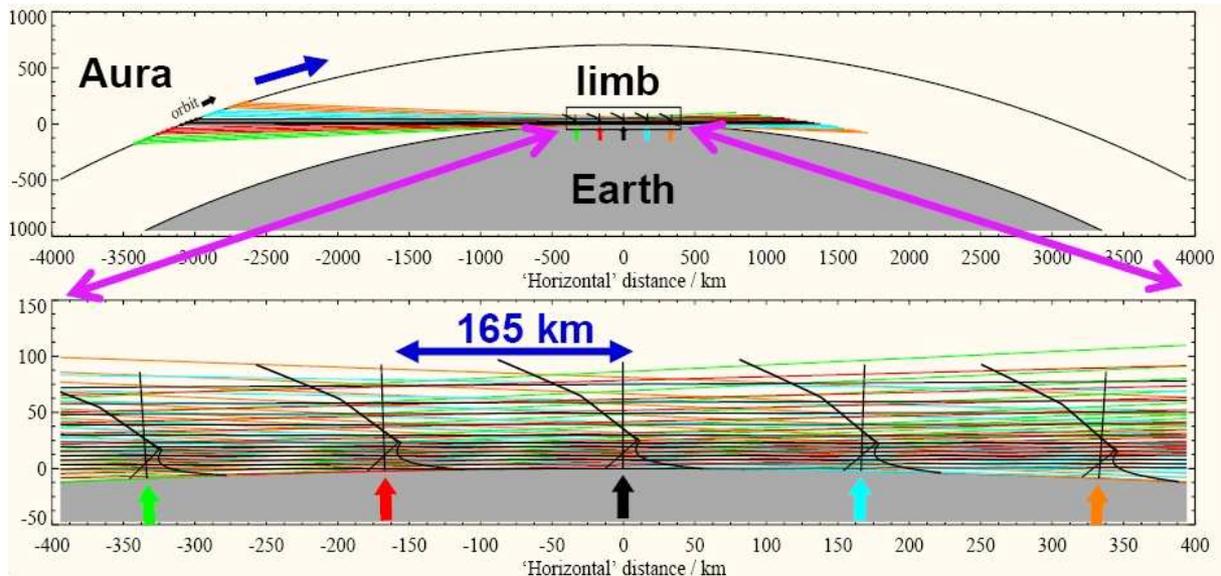


Fig. 25 Prinzip der Fernerkundung mit dem MLS („Microwave Limb Sounder“) auf dem Satelliten AURA. Das MLS schaut hierbei tangential auf die Erdatmosphäre und misst thermische Strahlung im Millimeterbereich. Mit dieser Methode lässt sich auch eine vertikale Auflösung der Messgrößen erreichen, wenn man entlang verschiedener tangentialer Strahlen misst, wie unten vergrößert gezeigt [entnommen von URL [mls.jpl.nasa.gov](http://mls.jpl.nasa.gov)].

Mit solch einem Instrument lässt sich zum Beispiel der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre bestimmen. Die folgende Abbildung zeigt eine solche Messung:

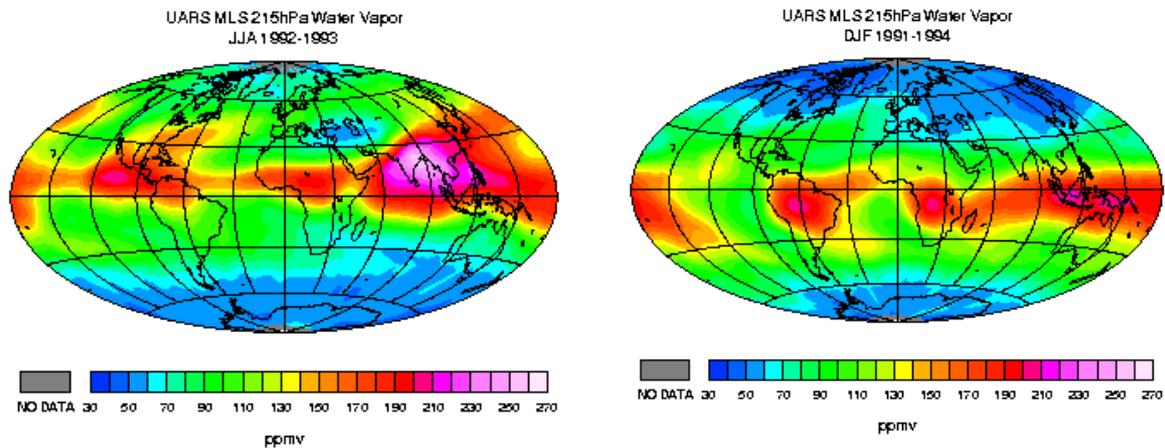


Fig. 26 Gezeigt wird der Wasserdampfgehalt auf 215 hPa, dh. in der oberen Troposphäre. Die Messungen beinhalten (links) Juni, Juli, August 1992-93 und (rechts) Dezember, Januar, Februar 1991-93 [entnommen von URL [mls.jpl.nasa.gov](http://mls.jpl.nasa.gov)].

Sehr schön erkennbar sind in dieser Abbildung die lokalen Feuchtemaxima, die sich durch Konvektion ergeben. Interessant ist insbesondere das sehr starke Sommermaximum über Südost-Asien. In diesem Gebiet beobachtet man demnach besonders viel und starke Konvektion. Es wird vermutet, dass diese Region besonders wichtig für den Feuchtetransport von der Troposphäre in die Stratosphäre ist. Beachte aber, dass es von einer Höhe 215 hPa bis in die Stratosphäre ein „langer Weg“ ist. Der „Tropical Tropopause Layer“ muss noch durchquert werden.

## 9.4 Literatur

1. Die tropische Tropopause wird vorgestellt in „The tropical tropopause“ von Highwood, E. J. und B.J. Hoskins (erschieden in Q. J. R. Meteorol. Soc., 1998, 124, pp. 1579-1604). Insbesondere werden die verschiedenen möglichen Definitionen diskutiert.
2. Einen Überblick über den Massenaustausch durch die Tropopause gibt der Artikel ‘Stratosphere-Troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO‘ von Stohl, A. et al., J. Geophys. Res., Vol. 108 (D12), 2003. Dieser Artikel legt besonders Wert auf die synoptisch-skaligen Prozesse, die mit STE einhergehen.
3. Die globale (und zonal gemittelte) Perspektive wird im Überblicksartikel „Stratosphere-Troposphere Exchange“ von Holton, J. R. et al. vorgestellt (erschieden in Rev. Geophys., 33, 1995, pp. 403-439).
4. Sprenger, M. and H. Wernli stellen schliesslich in „A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA 15 time period (1979-1993)“, (J. Geophys. Res., 108 (D12), 8521, 2003) eine 15-jährige Klimatologie von STE vor. Insbesondere wird auch der Einfluss der Nordatlantischen Oszillation diskutiert.