



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

**Untersuchung
des langjährigen Verhaltens der
Tropopausentemperatur & -höhe
anhand von Radiosondendaten**

Verfasserin:
Sabrina Kappel

angestrebter akademischer Grad:
Magistra der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat)

Wien, 2013

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A415
Studienrichtung lt. Studienblatt: Diplomstudium Meteorologie
Betreuer: Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. L. Haimberger

Erklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt zu haben. Die verwendete Literatur und sonstige Hilfsmittel sind vollständig angegeben.

Wien, 28. Januar 2013

*”Man merkt nie,
was schon getan wurde,
man sieht immer nur,
was noch bleibt.”*

(Marie Curie)

Inhaltsverzeichnis

Erklärung	III
Symbolverzeichnis	IX
Kurzfassung	X
Abstract	XII
1 Einführung	1
1.1 Die Atmosphäre und die allgemeine Zirkulation	2
1.1.1 Das El-Nino Southern Oscillation (ENSO) - Phänomen & das Quasi-Biennial Oscillation (QBO) - Phänomen	5
1.2 Die Tropopause	9
1.2.1 Bestimmung der Tropopause	12
1.2.2 Natürliche und anthropogene Einflüsse auf die Tropopause und deren langjährige Auswirkungen	16
2 Daten	21
2.1 ERA-interim - Reanalysedaten des ECMWF 1979-2010	21
2.2 Solar - strahlungskorrigierte und unkorrigierte Radiosondendaten 1979-2010 .	22
2.3 Auswahl und Aufbereitung der Daten	24
3 Ergebnisse der Tropopausenuntersuchung	27
3.1 Ergebnisse aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten	27
3.1.1 Tropopausendruck	27
3.1.2 Tropopausentemperatur	43
3.2 Ergebnisse aus unkorrigierten Radiosondendaten	54
3.2.1 Tropopausendruck	54
3.2.2 Tropopausentemperatur	59
3.3 Ergebnisse aus ERA-interim Reanalysedaten	64
3.3.1 Tropopausendruck	64
3.3.2 Tropopausentemperatur	69
3.4 Zusammenfassung	73
4 Tropopausentrends des Drucks und der Temperatur im Vergleich	74
4.1 Tropopausentrends aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten	74
4.1.1 Trend des Tropopausendrucks	74

4.1.2	Trend der Tropopausentemperatur	81
4.2	Trends der Tropopause aus der Literatur	87
4.3	Der Vergleich	89
4.3.1	Trend in Zahlen	93
5	Schlussbemerkungen	95
6	Anhang	97
6.1	Zonalplotdarstellung	97
6.2	Trend in Zahlen	100
6.2.1	Jahreszeitentrend des Drucks	100
6.2.2	Jahreszeitentrend der Temperatur	104
6.2.3	Vergleichstrends	108
	Danksagung	121
	Lebenslauf	123

Symbolverzeichnis

$(3/4D) - VAR$	3 bzw. 4 Dimensional Variational Data Assimilation
<i>bg</i>	Backgroundvorhersagen
<i>CPT</i>	Cold Point Tropopause (Kältepunkt der Tropopause)
<i>ECMWF</i>	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
<i>ENSO</i>	El-Nino Southern Oscillation
<i>ERA - 15</i>	European Reanalysis Dezember 1978 - Februar 1994
<i>ERA - 40</i>	European Reanalysis September 1957 - August 2002
<i>ERA - interim</i>	European Reanalysis 1979 - 2010
<i>ERS</i>	European Remote Sensing Satellite
<i>EUMETSAT</i>	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
<i>FGGE</i>	First - Global Atmospheric Research Programme (GARP) - Globale Experiment
<i>GARP</i>	Global Atmospheric Research Programme
<i>GOME</i>	Global Ozone Monitoring Experiment
<i>ITCZ</i>	Innertropische Konvergenzzone
<i>LRT</i>	Lapse Rate Tropopause (Tropopausentemperaturgefälle)
<i>MSU</i>	Microwave Sounding Unit
<i>NCEP</i>	National Centre for Environmental Prediction
<i>obs</i>	Radiosondenbeobachtungen
<i>PCM</i>	Department of Energy Parallel Climate Model
<i>PV</i>	Potentielle Vorticity
<i>QBO</i>	Quasi-Biennial Oscillation
<i>RAOBCORE</i>	Radiosonde Observation Correction Using Reanalyses
<i>RICH</i>	Radiosonde Innovation Composite Homogenization
<i>SO - Index</i>	Southern Oscillation Index
<i>TIL</i>	Tropopause Inversion Layer (Tropopausen-Inversionsschicht)
<i>TTL</i>	Tropical Tropopause Layer (tropische Tropopausenschicht)
<i>WMO</i>	World Meteorological Organization

Kurzfassung

Der Begriff des Klimawandels ist allgegenwärtig. Die daraus resultierende troposphärische Erwärmung, sowie die stratosphärische Kühlung, haben einen Einfluss auf die Tropopause und ihre Eigenschaften. Unter Betrachtung von Radiosondendaten von 1980 - 2004 wurde eine Temperaturabnahme an der Tropopause von $-0,41 \pm 0,09$ K pro Dekade ermittelt, gekoppelt mit einem globalen Tropopausenhöhenanstieg von 64 ± 21 m pro Dekade, welcher einer Druckabnahme von -1.7 ± 0.6 hPa pro Dekade entspricht (Seidel and Randel 2006). Ziel dieser Arbeit ist es klimatologische Änderungen der Tropopause, insbesondere deren Temperaturschwankungen, zu untersuchen. Während Höhenschwankungen relativ unabhängig von systematischen Temperaturmessfehlern sind, ist es die Tropopausentemperatur nicht. Weil ältere Radiosondenbeobachtungen Strahlungsfehler aufweisen, erscheint es wahrscheinlich, dass obige Temperaturabnahme überschätzt ist. Um das zu prüfen werden weltweite Temperaturprofile von Radiosondendaten, deren Strahlungsfehler korrigiert wurden, von 1979 - 2010 nochmals genau analysiert. Die Ergebnisse werden mit unkorrigierten Radiosondendaten verglichen. Reanalysedaten des ECMWF - ERA-interim (1979-2010) - dienen zusätzlich als Referenz. Untersucht werden Standarddruckflächen und signifikante Niveaus. Durch die Bestimmung der LRT (Lapse Rate Tropopause), lt. Definition der WMO, wird die Höhe der Tropopause festgelegt. Sie liegt in den Tropen bei ca. 16 km und fällt zu den Polen auf ca. 9 km herab, d.h. sie befindet zwischen einem Druckniveau von 300-100 hPa (Seidel and Randel 2006).

Eine Zeitreihenanalyse über 32 Jahre von ausgewählten und in jeweils 20° Breitengraden zusammengefassten Stationen bestätigt die obige Annahme der Überschätzung der Temperaturabnahme in der Literatur. Während der globale Tropopausendrucktrend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten -0.7 ± 0.1 hPa/Dekade, jener aus unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysen -0.9 ± 0.1 hPa/Dekade beträgt, sind die Differenzen hinsichtlich der Tropopausentemperaturanalyse deutlich erkennbar. Ergebnisse aus unkorrigierten Radiosondendaten zeigen eine Temperaturabnahme von -0.25 ± 0.03 K/Dekade, wohingegen die Resultate aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten eine leichte Temperaturzunahme von 0.04 ± 0.03 K/Dekade aufweisen. Auch die globalen Tropopausentemperaturwerte aus ERA-interim Reanalysedaten belegen die Zunahme von 0.07 ± 0.02

K/Dekade. Besonders der Vergleich zu der Studie von Seidel und Randel aus 2006, beweist den Einfluss der solaren Strahlung. Die Resultate aus strahlungskorrigierten Radiosonden erzielen eine weitaus geringere Temperaturabnahme von -0.04 ± 0.04 K/Dekade.

Die jeweilige zonale Darstellung gibt einen globalen Überblick über die Änderung der Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur bzw. des Tropopausendrucks. Besonderes Augenmerk wird dabei auf den Bereich zwischen 30°N - 30°S gelegt. Die Resultate der Tropopausendruckanalyse aus solar - strahlungskorrigierten Radiosondendaten, unkorrigierten Radiosondendaten, als auch aus ERA-interim Reanalysedaten zeigen eine Zunahme an tieferen (90-95hPa) und eine Abnahme an höheren (100-110 hPa) Druckwerten. Eine Differenz zwischen den Ergebnissen aus den drei Datensätzen macht die Untersuchung der Tropopausentemperatur ersichtlich. Die Werte aus unkorrigierten Radiosondendaten stellen eine starke Abnahme im Bereich der 195 K Temperaturhäufigkeit und eine ebenso markante Temperaturhäufigkeitszunahme im Bereich von 185 K dar. Im Gegensatz dazu stehen die schwach ausgeprägte Zunahme im 195 K Temperaturhäufigkeitsbereich und die leichte Abnahme der Häufigkeit bei tieferen Temperaturen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Die Resultate aus ERA-interim Reanalysedaten zeigen die gleiche Entwicklung wie aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, wobei die Änderungen im letztgenannten Datensatz gedämpfter sind.

Abstract

The concept of climate change is omnipresent. The resulting tropospheric warming and stratospheric cooling, have an impact on the tropopause and their properties. As seen from radiosonde data of 1980 - 2004, a temperature decrease of 0.41 ± 0.09 K per decade was determined, coupled to a global tropopause height increase of 64 ± 21 m per decade, a corresponding decrease in pressure of 1.7 ± 0.6 hPa per decade (Seidel and Randel 2006). The aim of this study is to examine the climatological changes in the tropopause, in particular the variations in temperature. While height variations are relatively independent of systematic temperature measurement errors, the tropopause temperature is not. Because older radiosonde data are influenced by radiation errors, it seems likely that the temperature decrease above is overestimated. Global temperature profiles of radiosonde data from 1979 - 2010, which were radiation error corrected, were used to analyze the assumption. The results are compared with uncorrected radiosonde data. Reanalysis of the ECMWF - ERA-interim data (1979-2010) - are used as references. Standard pressure surfaces and significant levels are examined. The height of the tropopause is determined by the definition of the LRT (lapse rate tropopause) by the WMO. It is located in the tropics at about 16 km and sinks pole wards to about 9 km, so it is located between a pressure level of 300-100 hPa (Seidel and Randel 2006).

The 32-year time series analysis of selected and aggregated within 20° latitude belt stations confirm the assumption of the overestimation of the temperature decrease in the literature. Whereas the global tropopause pressure trend by radiation - corrected radiosonde data is -0.7 ± 0.1 hPa/decade, those by uncorrected radiosonde data and by ERA-interim reanalysis is -0.9 ± 0.1 hPa/decade, the differences in the global tropopause temperature trend is explicit defined. Results from uncorrected radiosonde data show a decrease in temperature of 0.25 ± 0.03 K/decade, while the radiation - corrected radiosonde data indicates a slight temperature increase of 0.04 ± 0.03 K/decade. The global tropopause temperature trend by ERA-interim reanalysis shows also an increase of 0.07 ± 0.02 K/decade. Especially the comparison to the study by Seidel and Randel from 2006 shows the influence of solar radiation. The results of radiation-corrected radiosonde data achieve a much lower temperature decrease of 0.04 ± 0.04 K/decade than the study by Seidel and Randel.

The zonal description gives a global overview of the changes in the tropopause pressure and temperature. Particular attention is paid to the region between 30°N-30°S. The results of the tropopause pressure analysis by solar - radiation corrected and uncorrected radiosonde data, as well as from the ERA-interim reanalysis data show an increase in deep (90-95 hPa) and a decrease in higher (100-110 hPa) pressure values. The tropopause temperature analysis indicates the differences between the results of the three data sets. The values of uncorrected radiosonde data provide a strong decrease in the 195 K temperature frequency and an equally distinctive temperature increasing frequency in the range of 185 K. Compared to radiation - corrected radiosonde data there is a weak increase in the 195 K temperature frequency and a slight decrease in frequency at lower temperatures. The results from the ERA-interim reanalysis show the same trend as the radiation-corrected radiosonde data, but the changes are less strong in the latter record.

1 Einführung

Die ersten Erwähnungen der Tropopause fanden bereits zu Beginn des letzten Jahrhunderts statt (Hoinka 1997). Die genauere Untersuchung dieser besonderen Atmosphärenschicht begann jedoch erst in den 1950er Jahren (Defant and Taba 1957). Besonderes Augenmerk erhielt sie in den letzten 20 Jahren, als der Begriff des Klimawandels immer mehr Aufmerksamkeit auf sich zog. Intensiv dazu beschäftigten sich unter anderem die Wissenschaftler R. Sausen und B.D. Santer mit der Erforschung der Tropopausenhöhe, da sie diesen Parameter dieser einzigartigen Atmosphärenschicht als wichtigen Indikator für den anthropogenen Klimawandel sahen (Santer et al. 2003). D. Seidel und W. Randel (2006) stellten anhand von weltweiten Radiosondendaten fest, dass es zwischen 1980-2004 zu einer Zunahme der Tropopausenhöhe von $64 \pm 21\text{m}$ pro Dekade, entspricht einer Druckabnahme von $-1,7 \pm 0,6\text{ hPa}$ pro Dekade, und einer Tropopausentemperaturabnahme von $-0,41 \pm 0,09\text{ K}$ pro Dekade gekommen war. Ebenfalls hat sich gezeigt, dass die Tropopause außerhalb der Tropen sensibler auf Temperaturveränderungen reagiert als die tropische Tropopause (Seidel and Randel 2006).

Diese Diplomarbeit soll anhand von verwendeten strahlungskorrigierten Radiosondendaten aufzeigen, dass die erwähnte Tropopausentemperaturabnahme von $-0,41 \pm 0,09\text{ K}$ pro Dekade in der Literatur überschätzt wird, da bislang nur alte, solarstrahlungs-unkorrigierte Radiosondendaten verwendet wurden. Dieser systematische Temperaturfehler beeinflusst die Temperatur der Tropopause negativ, hat jedoch nur einen geringen Effekt auf deren Höhe bzw. Druck.

Im ersten Kapitel wird auf den Stand des Wissens, allgemeine Definitionen und Hintergrundinformationen eingegangen. Das zweite Kapitel beschäftigt sich mit der Auswahl und Aufbereitung der verwendeten ERA-interim Reanalysedaten, der strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten. Die Ergebnisse werden im dritten Teil dieser Arbeit dokumentiert. Die Trendauswertung und ein Vergleich zur Literatur gibt Kapitel 4 wieder. Kapitel 5 fasst die wichtigsten Resultate dieser Arbeit zusammen.

1.1 Die Atmosphäre und die allgemeine Zirkulation

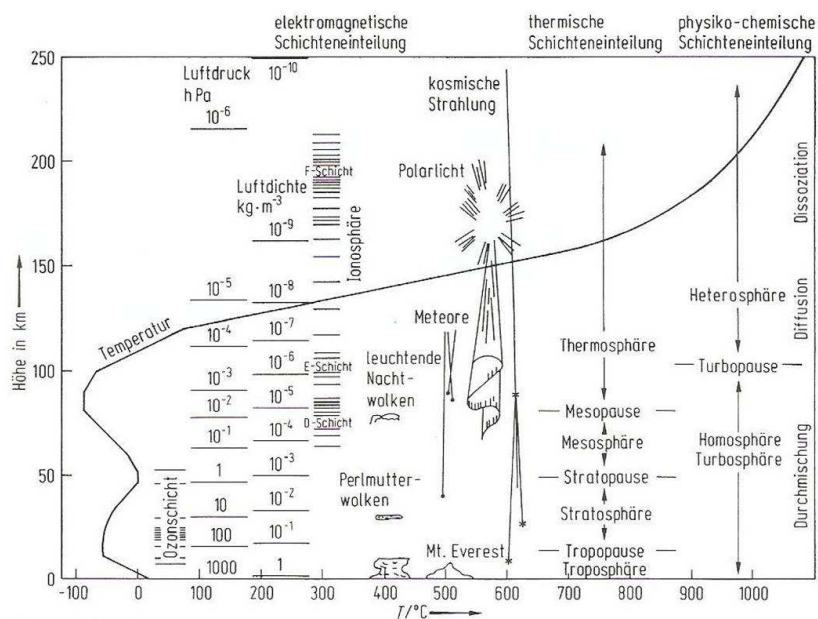


Bild 1.1: Vertikales Temperaturprofil der Atmosphäre (Bergmann and Schäfer 2001)

Die Atmosphäre zeichnet sich durch bestimmte Charakteristika in den unterschiedlichen Höhen aus. Ihr vertikales Temperaturprofil, wie in Abb. 1.1 veranschaulicht, wird von drei Bereichen, in denen Sonnenstrahlung absorbiert wird, (die Erdoberfläche, die Stratosphäre und die Thermosphäre) und zwei Regionen, in denen hingegen eine Temperaturabnahme vorherrscht, (die Troposphäre und die Mesosphäre) dominiert. Aufgrund dieser typischen Eigenschaften lassen sich die unterschiedlichen Abschnitte der Atmosphäre in Sphären einteilen. Die Bereiche zwischen den einzelnen Sphären werden Pausen genannt. Diese natürlichen Grenzschichten definieren sich durch die Vorzeichenänderung des Temperaturgradienten (Häckel 2008).

Aufgrund der Aufheizung der bodennahen Luftschichten durch die erwärmte Erdoberfläche, verliert die untere Atmosphäre durch Strahlung laufend an Energie. Deutlich macht sich dies im Temperaturprofil der Troposphäre bemerkbar, da hier die Temperatur nach oben hin durchschnittlich um 6.5 K pro km abnimmt. In dieser Schicht spielt sich das Wetter ab (Bergmann and Schäfer 2001). Die Mächtigkeit der Troposphäre wird durch die Erdoberflächenerwärmung und die durch Konvektion ausgelöste turbulente Durchmischung bestimmt, daher ist sie in den Tropen deutlich höher als nahe den Polen. Die Troposphäre erstreckt sich bis zu dem stärksten Temperaturminimum hin - dies ist der Beginn der Tropopause! Innerhalb der Tropopause bleibt der Temperaturgradient beinahe konstant. Beginnt dieser wieder zu steigen, kommt der nächste Teil der Atmosphäre zu tragen, die Stratosphäre (Hä-

ckel 2008).

Dieser Bereich zeichnet sich aufgrund der Absorption solarer UV-Strahlung mittels Ozon durch eine Zunahme der Temperatur aus. Aufgrund des Temperaturanstieges definiert sich die Stratosphäre durch eine sehr stabile Schichtung, die jegliche Vertikalbewegungen unterbindet und somit eine Sperrschicht für das gesamte Wettergeschehen darstellt, selbst die labilsten Gewitterwolken werden kurzerhand gestoppt (Häckel 2008). In der untersten Stratosphäre ist die Temperatur fast gleichbleibend. Dieser statisch extrem stabile Bereich wird seit jüngster Zeit auch als Tropopausen-Inversionsschicht (TIL) bezeichnet (Birner 2003). Danach steigt die Stratosphäre bis in etwa 50 km Höhe auf Null Grad Celsius an und nimmt dann wieder ab, dieser Abschnitt ist der Beginn der Stratopause (Häckel 2008).

Im Anschluss erstreckt sich die Mesosphäre. Die Strahlungsabsorption ist in dieser Atmosphärenschicht eher gering. Dies zeigt sich im Vertikalprofil in der Temperaturabnahme bis in etwa einer Höhe von 80-90 km, wo ein weiteres Minimum erreicht wird - die Mesopause (Häckel 2008).

Ab etwa 90 km Höhe ist die Thermosphäre vorzufinden, welche sich durch einen "extremen" Temperaturanstieg auszeichnet (Häckel 2008). Die hohen Temperaturen, bei in diesen Höhen geringen Dichten, haben jedoch keine wärmende Bedeutung, wie es der Fall in Bodennähe wäre (Bergmann and Schäfer 2001). Diese Temperaturen ergeben sich rechnerisch nach physikalischen Gesetzen (Häckel 2008).

Die Atmosphäre besitzt keine klare Grenze. Vergleicht man die Dicke der Homosphäre (die Atmosphäre bis in etwa 100 km) mit dem Erddurchmesser (durchschnittlich 13.000 km), so stellt man fest, dass diese eigentlich sehr flach ist. Veranschaulicht dargestellt ist sie mit der Strichdicke eines mit einem Durchmessers von 1 m großen Kreises zu vergleichen (Bergmann and Schäfer 2001).

Nun stellt sich die Frage, wie sich Impuls, Masse und Wärme innerhalb der Atmosphäre verteilen und es dadurch zu der bekannten Einteilung der einzelnen Klimaregionen auf der Erde kommt. Die Antwort liefert die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre, welche durch die wichtigsten Punkte hier kurz erläutert und in der Abb.1.2 graphisch dargestellt wird.

Einen wesentlichen Anteil liefert die unterschiedliche Sonneneinstrahlung von den Polen zum Äquator hin. Den anderen signifikanten Einfluss bildet die Corioliskraft, jene ablenkende Kraft infolge der Erdrotation (Bergmann and Schäfer 2001). Sie ist dafür verantwortlich, dass Luftpakete auf der Nordhemisphäre nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links abgelenkt werden. Ebenfalls ist die Corioliskraft am Äquator selbst Null und wird zu den Polen hin immer stärker. Die Ursache hierfür ist, dass sich mit zunehmender geographischer Breite die Entfernung zur Rotationsachse der Erde pro Breitenänderung immer mehr ändert (Häckel 2008).

Betrachtet wird der Wind mit seinen drei Windkomponenten: u , v und w . U stellt die zonale, v die meridionale und w die vertikale Komponente dar. In der freien Atmosphäre ist die zonale Komponente die Bedeutsamste, welche sich im Jetwindssystem und den Passatwinden widerspiegelt. Die meridionale und vertikale Windkomponente sind für die Zirkulationszellen elementar und sorgen für die Einteilung der Hemisphären in die geläufigen Klimazonen (Bergmann and Schäfer 2001):

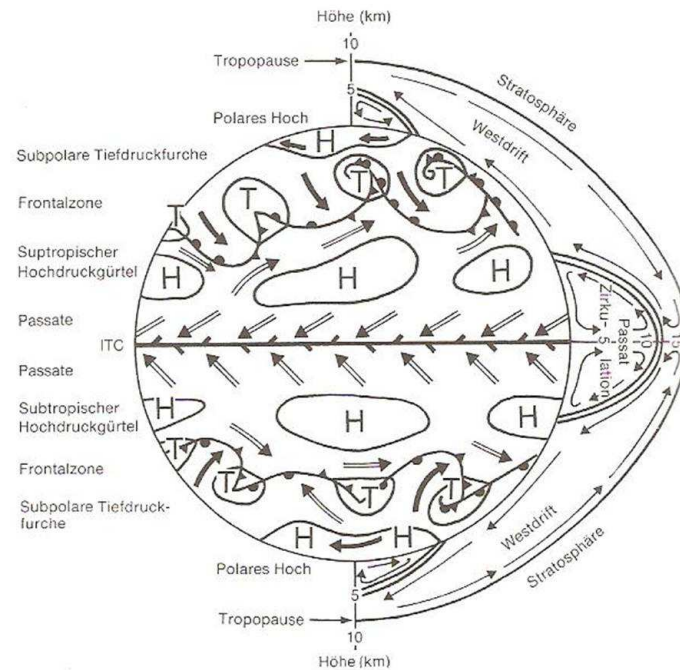


Bild 1.2: Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre (Häckel 2008)

- Hadley-Zelle in den Tropen

Der Bereich zwischen 30°N und 30°S wird durch die thermisch direkt angetriebene Hadley-Zelle definiert. Sie besitzt eine ausgeprägte Meridionalzirkulation. Luftmassen steigen in der äquatorialen Tiefdruckrinne - auch innertropische Konvergenzzone, kurz ITCZ, genannt - auf und werden in der Höhe polwärts transportiert (Bergmann and Schäfer 2001). Diese sogenannten Antipassate transportieren Wärme vom Äquator weg (Häckel 2008). Durch das Abkühlen der Luft, sinkt diese in den Wüstengürtel nach unten hin ab und es erfolgt wiederum ein äquatorwärtiger Transport in der unteren Troposphäre (Bergmann and Schäfer 2001). Diese bodennahe Strömung nennt man auf der Nordhemisphäre Nordostpassat und auf der Südhemisphäre Südostpassat (Häckel 2008). Die Passatwinde konvergieren ihrerseits wieder im Bereich der ITCZ. Der Zonalwind ist merklich schwach und weht von Ost nach West (Bergmann and Schäfer 2001):

- Rossbreiten in den Subtropen

Der subtropische Hochdruckgürtel, zwischen 25° und 35° Breite, zeichnet sich durch stark ausgeprägte Hochdruckgebiete mit stabiler Schichtung und überwiegenden Absinken aus. Bekannt ist besonders das Azorenhoch über dem Nordatlantik, welches unter anderem stark das Wettergeschehen der gemäßigten Breiten der Nordhemisphäre beeinflusst (Häkel 2008). Der Subtropenjet in der oberen Troposphäre bildet sich durch das Zusammentreffen der ausfließenden Luft aus der Hadley-Zelle, der Antipassate, und der Luftmassen aus den mittleren Breiten.

- Ferrel-Zelle der gemäßigten Breiten

Die gemäßigten Breiten, zwischen 40° und 60° Breite, werden auch gerne als Bereich der Westwindzone mit eingelagerten Hoch- und Tiefdruckgebieten bezeichnet. Die Corioliskraft ist dafür verantwortlich, dass die Tiefs nach Norden und die Hochs nach Süden aus der Frontalzone ausscheren (Häkel 2008). Der Zonalwind weht kräftig von West nach Ost. Die Ferrel-Zelle ist im Vergleich zur Hadley-Zelle schwach, mit einer mittleren Meridionalzirkulation, ausgebildet. Sie wird durch differentielle Heizung und die Rotation der Erde aufrechterhalten (Bergmann and Schäfer 2001). Die Polarfront bildet die Grenze zu den kalten Luftmassen der Polargebiete. Diese subpolare Tiefdruckrinne liegt zwischen 55° und 65° Breite, auf der Nordhalbkugel bekannte Tiefdruckgebiete, wie das Islandtief oder das Aleutentief, sind in ihr eingebettet (Häkel 2008). Außerdem zeigt sich hier ein breites Windmaximum im oberen Bereich der Troposphäre, der Polarfrontjet (Bergmann and Schäfer 2001).

- Die Polargebiete

Die Pole werden durch flache Kaltfluthochs beherrscht (Häkel 2008). Der Zonalwind weht schwach aus Ost (Bergmann and Schäfer 2001). Aufgrund der starken Corioliskraft erfolgt kein Massenaustausch zwischen der subpolaren Tiefdruckrinne und den polaren Hoch. Der meridionale Transport erfolgt ausschließlich über Kaltluftausbrüche (Häkel 2008).

1.1.1 Das El-Nino Southern Oscillation (ENSO) - Phänomen & das Quasi-Biennial Oscillation (QBO) - Phänomen

Die ENSO definiert ein komplex-gekoppeltes System zwischen Atmosphäre und Ozean, wobei zwischen drei verschiedenen Phasen unterschieden wird: den Grundzustand, El-Nino und El-Nina. Die QBO beschreibt eine Eigenschaft des Zonalwindes in der Stratosphäre. Beide klimatischen Erscheinungen nehmen Einfluss auf die Parameter der Tropopause und werden

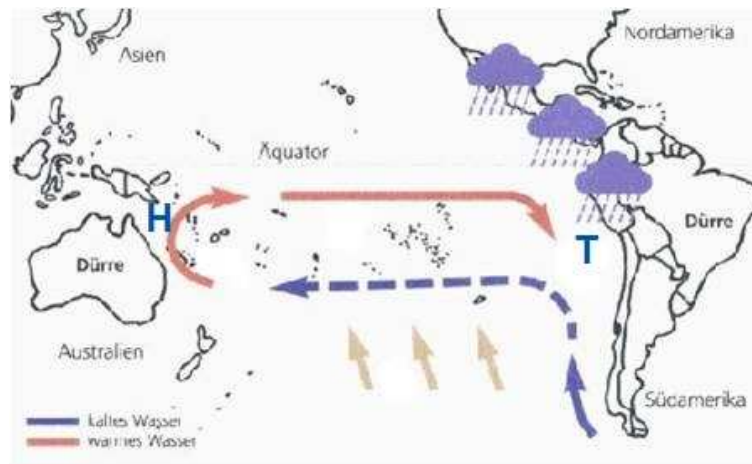


Bild 1.4: Verteilung der Meeresströmungen und des Luftdrucks im pazifischen Raum während einem El-Niño Jahr (Ammann 1998).

Drucks über Darwin und eines niedrigen Drucks über Tahiti, eine Abschwächung der Passatwinde und eine Drehung des Windes über den Äquator nach West. Dies hat Konsequenzen auf das Strömungs- und Temperaturfeld. Das Oberflächenwasser über dem Westpazifik erhält eine ostwärts gerichtete Komponente, wodurch das Aufquellen des kühlen Tiefenwassers vor der Küste Südamerikas ausbleibt. Dies führt zu starkem Nährstoffmangel und weiters zur Minderung des Fischbestandes. Das küstennahe Oberflächenwasser wird zunehmend wärmer, wodurch hochreichende Konvektion entsteht. Starkniederschläge mit heftigen Überschwemmungen sind die Folgen. Solch ein El-Niño-Jahr tritt in unregelmäßigen Abständen ein, im Mittel zweimal alle 10 Jahre um die Weihnachtszeit, deshalb wird dieses Phänomen „das Christkind“ genannt (Bergmann and Schäfer 2001). Klimarelevante El-Niño Jahre fanden 1982/83, 1997/98 und 2002/03 statt.

El-Niña ist die entgegengesetzte Klimaanomalie mit Verstärkung der Passatwinde und negativen Temperaturbesonderheiten. Sie gilt jedoch nicht als Katastrophenereignis (Bergmann and Schäfer 2001).

Aufgrund der Telekonnektion ist es in den übrigen Tropen, sowie auch in den niederen Breiten, jedoch in abgeschwächter Form, spürbar (Bergmann and Schäfer 2001).

QBO

Die QBO ist eine ca. alle zwei Jahre auftretende atmosphärische Welle des zonalen Windes, welche plötzlich die Richtung von West auf Ost ändert. Zu finden ist diese in der Stratosphäre, zwischen einer Höhe von 16 bis 40 km, mit einem Maximum in 20-25 km Höhe, im Bereich des Äquators (WetterOnline 1996).

Dieser kurze Einblick über die atmosphärische Schichtung und der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation soll im Weiteren dazu beitragen die Besonderheiten der Tropopause besser verstehen zu können.

1.2 Die Tropopause

Die erste Erwähnung der Tropopause erfolgte bereits vor ungefähr 100 Jahren. Hoinka (1997) liefert dazu eine interessante Auflistung von historischen Ereignissen und Entdeckung zu dieser besonderen Atmosphärenschicht. Es ist allerdings unklar, ob man die Tropopause als dünne Schicht zwischen der Troposphäre und Stratosphäre ansehen soll, oder als Übergangszone zwischen den beiden Sphären. Die Betrachtungsweise ist davon abhängig, mittels welchen Eigenschaften man die Tropopause bestimmt (Hoinka 1999).

F. Defant und H. Taba (1957) fanden heraus, dass die Atmosphäre, speziell auf der Nordhalbkugel, eine dreiteilige Struktur aufweist und diese auf die Tropopause einen merklichen Einfluss hat. Sie unterteilten die Nordhemisphäre mithilfe der zwei Hauptwestwindzonen, den Bereich des Polarfrontjets und die Region des Subtropenjets, in drei Abschnitte. Im Bereich oberhalb der Polarfront liegt die Tropopause bei einem durchschnittlichen Druck von 300 hPa, teilweise sogar 400 hPa, welcher eine Höhe von 9 - 7 km entspricht. Die Temperatur der Tropopause beträgt hier zwischen 223 - 236 K. Innerhalb des Polarfrontjets und dem Subtropenjet, den mittleren Breiten, ist die Tropopause in ca. 12 km Höhe, 200-250 hPa, mit einer Temperatur von 213 - 217 K, anzutreffen. Äquatorwärts des Subtropenjets, den Tropen, steigt sie auf bis zu 16 km an, 100 hPa, bei einer Temperatur von 199 - 209 K. Klar ersichtlich ist der enge Zusammenhang zwischen der Höhe und der Temperatur: nimmt die Tropopausenhöhe zu, so sinkt ihre Temperatur (Defant and Taba 1957). In den mittleren Breiten, bevorzugt im Winter, wird öfters auch ein zweites Tropopausentemperaturgefälle (LRT-lapse rate tropopause) in 16 km Höhe gefunden. Die Temperatur ist hier mehrheitlich ein paar Grad kühler als bei der ersten LRT. Nur bei Station nahe der 50°S bzw 50°N Breite, aufgrund der Temperaturinversion zwischen der ersten LRT und der zweiten LRT im Winter, ist die Zweite etwas wärmer (Seidel and Randel 2006).

Die Tropopause ist jedoch keine stricte Linie, denn besonders im Bereich der Jets bzw. zwischen Hochs und Tiefs, eingebettet im Bereich von Frontensystemen, können sogenannte Tropopausenfalten entstehen, wodurch die Höhe dann stark vom durchschnittlichen Wert abweichen kann (Seidel and Randel 2006). Abb. 1.5 von Häckel zeigt die Frontalzone zwischen der polaren und der tropischen Luftmasse. Der starke Temperatursprung hat einen Luftdrucksprung zur Folge, wodurch sich weiters der Jetstream als Ausgleich bildet. Dieser verläuft parallel zur Frontalzone und liegt knapp unterhalb der Tropopause (Häckel 2008). Im Polarfrontjet ist es besonders im Bereich der Windmaxima schwierig eine Tropopause zu bestimmen, wohingegen im Subtropenjet kann es vorkommen, dass gleich zwei Tropopausen auftreten (Defant and Taba 1957).

Die Tropopausenhöhe wird zum Einen durch das Strahlungsgleichgewicht der konvektiven

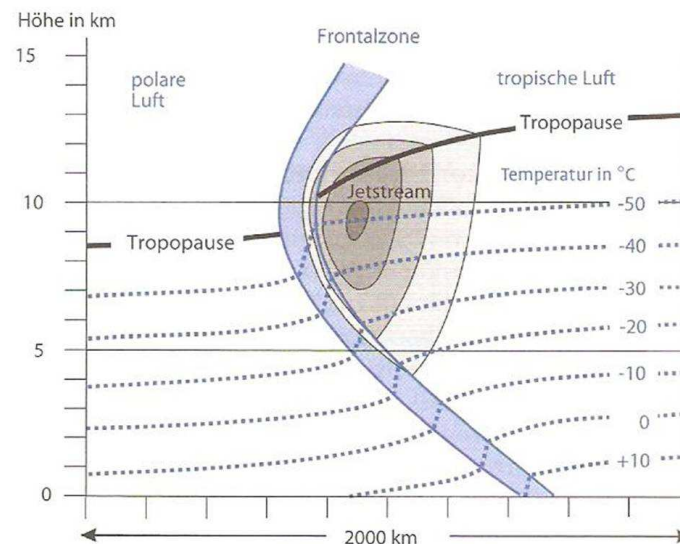


Bild 1.5: Tropopausensprung im Jetniveau (Häkel 2008)

Troposphäre und der stabilen Stratosphäre und zum Anderen durch dynamische Prozesse, wobei barokline Wirbel für die meridionale Zirkulation verantwortlich sind, definiert. Ob beide Anteile gemeinsam oder nur jeder einzeln wirken, kommt auf die unterschiedliche Klimaregion an. Zur genaueren Untersuchung wurde dafür die Tropopausen-Inversionsschicht (TIL) herangezogen (Birner 2003). Die TIL der Tropen wird von beiden Mechanismen forciert, wohingegen die TIL der Extratropen eher auf die stratosphärische Meridionalzirkulation angewiesen ist (Birner 2003). Sie ist vor allem im Winter in den mittleren Breiten stark ausgeprägt (Birner 2010). Die vertikale Ausdehnung der TIL in den hohen Breiten (Werte für 72°N) beträgt näherungsweise 3 km im jährlichen Mittel und nimmt zum Äquator hin bis auf 500 m ab. Ebenfalls sind Unterschiede zwischen Sommer und Winter erkennbar. Im Winter ist die Dicke der Tropopausen-Inversionsschicht größer als im Sommer. Der starke Kontrast zwischen den beiden Jahreszeiten ist der Stärke und der meridionalen Position des Jetstreams zuzuschreiben, da dieser, im Vergleich zum Winter, im Sommer schwächer und näher bei den Polarregionen anzutreffen ist. Ebenfalls ist die zyklonale Zirkulation im Sommer geringer (Birner 2006). Jene in den Polarregionen wird vor allem durch Strahlungsprozesse gebildet (Birner 2010). Eine bedeutende Rolle schreiben Randel und Wu (2010) den Strahlungseffekten des Wasserdampfs zu, welcher die Bildung und Erhaltung der polaren Tropopausen-Inversionsschicht im Sommer induziert. Die TIL ist dort durch eine Temperaturabnahme von 8 K in den ersten 2-3 km über der Tropopause charakterisiert und ist während des polaren Sommers in beiden Hemisphären anzutreffen (Randel and Wu 2010). Die LRT-Höhe erreicht in den außertropischen Regionen den Höchststand im Sommer, in den Tropen ist der Jahresgang eher gering. Die LRT-Höhe und Druck variieren nach der

betrachteten Zeitskala. Am stärksten ist die synoptische Variabilität, mit einer geschätzten Standardabweichung von 1-2 km bzw. 20-50 hPa, gefolgt von der monatlichen, saisonalen und multi-dekadischen Zeitskala (Seidel and Randel 2006). Höhen- bzw. Druckschwankungen der Tropopause werden aber auch durch die geographischen Breite forciert, wobei jene der Extratropen empfindlicher als die der tropischen Region ist. So ist eine jährliche Druckschwankung von weniger als 10 hPa innerhalb der äquatorialen Zone zu finden. In den Außertropen sind Werte zwischen 50 - 60 hPa erkennbar. Verantwortlich dafür sind die Frontensysteme in den mittleren Breiten (Reichler et al. 1996).

Die Tropopause auf der Nordhalbkugel liegt während des dortigen Winters höher und besitzt einen geringeren Druck und eine niedrigere Temperatur als jene der Südhemisphäre zur selben Zeit auf der selben Breite. Umgekehrte Verhältnisse, bis auf die tieferen Temperaturen, herrschen im Sommer. Extremwerte sind dabei über dem westlichen tropischen Pazifik, mit der kältesten Temperatur, sowie über dem westlichen Atlantik, mit dem geringsten Druck, der Tropopause zu finden (Seidel et al. 2001).

Die Tropopause der Nordhemisphäre im Winter weist ebenfalls unterschiedliche Werte zwischen der kontinentalen West- und Ostküste auf. So lässt sich eine Tropopausendruckabnahme von 100 hPa zwischen der Ost- und Westküste des Eurasischen Kontinents entdecken. Ebenfalls ist der Einfluss der Land-Meer Verteilung auf die Tropopause ersichtlich (Reichler et al. 1996). Dies hat in Folge auch einen Effekt auf die relative Feuchte innerhalb der Tropopause. So besitzt sie maximale Werte in den Tropen, besonders über den pazifischen und atlantischen Ozean (Hoinka 1998).

A. Gettelman und P.M. de F. Forster befassten sich 2001 vor allem mit der Tropopause der Tropen. Sie definierten sie als Übergangsschicht zwischen konvektiver Troposphäre und strahlungsdominierter Stratosphäre und nannten sie die tropische Tropopausenschicht (TTL - Tropical Tropopause Layer). Die TTL wird begrenzt mit dem minimalen Temperaturgefälle (LRM - Lapse Rate Minimum) in etwa 10 - 12 km Höhe und einer oberen Grenze, der Kältepunkt der Tropopause (CPT - Cold Point Tropopause), in 16 -17 km. Die Schichtdicke ist stark mit konvektiven Aktivitäten verknüpft. Das ENSO - Phänomen hat daher einen nennenswerten Einfluss auf die LRM, besonders im pazifischen Raum (Gettelman and Forster 2001). Laut Gettelmann (2004) wird der vertikale Transport innerhalb der TTL im unteren Bereich durch Konvektion und in der oberen Region durch Strahlungsprozesse dominiert (Kremser et al. 2009).

Die Tropopause der polaren und subpolaren Region wurde zu Beginn des 20. Jahrhunderts ausführlich von Zängl und Hoinka untersucht. Anhand ERA - Daten von 1979 - 1993 und Radiosondendaten von 1989 - 1993 stellten sie ein dreiteiliges Muster fest. Im subpolaren Bereich von Ostsibirien und Nordamerika fanden sie ein Druckmaximum der Tropopause

im Winter von bis zu 300 hPa und ein Minimum im Sommer. In Nordeuropa, Westsibirien und in den hohen arktischen Breiten war der höchste Druckwert im Frühjahr und Herbst aufgetreten und der niedrigste Wert im Sommer und Winter. Am Südpol entdeckten sie die maximalen Werte im Sommer, bis zu über 330 hPa, und Winter. Die Tropopausentemperatur ist allgemein im Sommer höher als im Winter. Der Tropopausendruck hängt eng mit der Temperaturdifferenz zwischen 500 - 100 hPa zusammen. Ein größerer Temperaturunterschied induziert einen niedrigeren Tropopausendruck. Eine kleinere Temperaturdifferenz führt zu einem stärkeren Druck der Tropopause. Der vertikale Temperaturgradient in der Tropopause gibt die Schärfe der Tropopause wieder, wobei der Höchste im Sommer und der Niedrigste im Winter zu finden ist (Zängl and Hoinka 2000).

1.2.1 Bestimmung der Tropopause

Die Tropopause weist spezielle Merkmale bezüglich der Strahlung, Dynamik, Chemie und Mikrophysik auf, anhand denen man sie ermitteln kann (Birner 2003). Es gibt drei anerkannte Arten die Tropopause zu bestimmen:

- anhand von chemischen Eigenschaften (Ozon oder Wasserdampf)
- anhand dynamischer Eigenschaften
- anhand der thermischen Definition laut der World Meteorological Organization (WMO) von 1957

Chemische Eigenschaften

Um die Tropopause anhand von chemischen Eigenschaften, wie Ozon oder Wasserdampf, bestimmen zu können, muss man die Konzentration der beiden Parameter genauer ansehen. In der unteren Stratosphäre befindet sich mehr Ozon, jedoch weniger Wasserdampf. Umgekehrt verhält es sich in der oberen Troposphäre, hier herrscht eine geringere Ozonkonzentration, allerdings eine höhere Wasserdampfkonzentration. Das Mischungsverhältnis der einzelnen Spurengase gibt Auskunft über die Höhe der Tropopause (Birner 2003).

Eine detailliertere Definition für die Bestimmung der Tropopause mit Hilfe des Ozons liefern Bethan et al. (1996):

”Die Höhe der Ozontropopause ist das unterste Niveau, auf dem das Ozonmischungsverhältnis den Wert 80 ppbv (parts per billion by volume, 10^9) und der vertikale Gradient - bestimmt über eine Höhendifferenz von ca. 200m - dieses Ozonmischungsverhältnisses den Wert 60

ppbv km⁻¹ übersteigen, falls das Ozonmischungsverhältnis unmittelbar über der Tropopause größer als 110 ppbv ist.” (Birner 2003)

Ozon ist dafür verantwortlich, dass sich der Bereich direkt über der Tropopause erwärmt, wogegen Wasserdampf für deren Abkühlung sorgt. Der vertikale Gradient dieser Spurenstoffe von 2-3 km über der speziellen atmosphärischen Schicht bestimmt die Dicke der Tropopause (Randel et al. 2007). Das Mischungsverhältnis des Wasserdampfs ist in der tropischen Tropopause am geringsten und nimmt Richtung der Pole immer mehr zu. Besonders im Sommer ist die Tropopause an beiden Polen recht humid (Hoinka 1998). So ist die Bildung des Wasserdampfs in der Stratosphäre, die Folge von zwei verschiedenen Prozessen. Zu einem geringen Teil entsteht Wasserdampf durch die Oxidation von Methan, dieser ist jedoch abhängig von der Höhe und Breite. Zum zweiten und größten Teil wird er allerdings von der Troposphäre durch die TTL in die Stratosphäre transportiert (Kremser et al. 2009).

Dynamische Definition

Die dynamische Definition basiert auf der isentropen potentiellen Vorticity (PV). Die Tropopause unterscheidet zwischen geringen Werten der PV in der Troposphäre und hohen Werten in der Stratosphäre (Reichler et al. 1996).

Die genaue dynamische Definition der Tropopause lautet:

”Die Tropopause liegt dort, wo die PV einen kritischen Wert erreicht. In der Literatur reichen die Werte zwischen 1 bis 5 PVU (1 PVU = $1,0 \cdot 10^{-6} \text{ Km}^2 / \text{kgs}$).”(Reichler et al. 1996)

M. Ambaum (1997) beschäftigte sich besonders mit der dynamischen Bestimmung der Tropopause in den Extratropen. Sie setzt sich laut ihm aus dem Gleichgewicht dynamischer Effekte und der Wirbelabtragung, sogenanntes “Stripping”, zusammen.

Die diabatischen Einflüsse erklären warum die Isentropen der Polargebiete hohe, stratosphärische Werte und die äquatorialen Regionen geringe, troposphärische Werte besitzen. Jedoch reichen die dynamischen Prozesse nicht aus, die stark ausgeprägten Übergänge zwischen diesen beiden Bereichen begründen zu können, wodurch schlussendlich die Tropopause bestimmt wird.

Daher führt M. Ambaum das Prinzip des “Stripping” ein. Vorzustellen ist es als Vertiefung der Wirbel, welche zu einer scharfen Begrenzung in der potentiellen Vorticitystruktur der Polarwirbel führen kann. Schwächere Vorticitygradienten reißen vom Wirbelrand ab, wodurch der isentrope potentielle Vorticitygradient gefördert wird. Zum selben Zeitpunkt bewirkt die Homogenisierung eine Verminderung des Gradienten in den restlichen Teilen der Strato- und Troposphäre.

Die Orographie und barokline Instabilitäten spielen ebenfalls eine wichtige Rolle für die Bildung der Tropopause, da beide die erforderliche Wellenaktivität einleiten. Der Einfluss der Orographie lässt sich leicht an der Nord- und Südhemisphäre erkennen. Während die Tropopause nördlich des Äquators klar erkennbar ist, ist die Tropopause südlich schwächer ausgeprägt und die Variabilität des Strömungsbildes sehr klein. Die geringe Orographie im Süden ist zu schwach um genug Wellenaktivität zu erzeugen, wodurch nur die barokline Instabilität für die Bildung der Tropopause auf der Südhemisphäre in Frage kommt (Ambaum 1997).

Thermische Definition

Die Bestimmung der Tropopause anhand der thermischen Eigenschaften basiert auf dem vertikalen Temperaturgefälle. Die Definition der World Meteorological Organization, WMO, von 1957 wird dabei herangezogen:

„Die Tropopause ist definiert als das unterste Level, auf dem das Temperaturgefälle um $2^\circ\text{C}/\text{km}$ oder weniger abnimmt, ebenso darf auch das Mittel des Temperaturgefälles zwischen diesen und allen höheren Niveaus innerhalb 2 km $2^\circ\text{C}/\text{km}$ nicht übersteigen.“ (Seidel and Randel 2006)

Desöfteren wird auch nach einer zweiten Tropopause gesucht, für welche folgende Definition laut der WMO gilt:

„Wenn über der ersten Tropopause das mittlere Temperaturgefälle zwischen jenen Level und allen höheren Levels innerhalb einen Kilometers $3^\circ\text{C}/\text{km}$ überschreitet, dann ist eine zweite Tropopause mit denselben Kriterien wie in der vorangegangenen Definition zu finden. Diese Tropopause liegt entweder innerhalb oder über der 1 km Schicht.“ (Seidel and Randel 2006)

Vergleich der Tropopausendefinitionen

Die Gegenüberstellung der drei Tropopausenbestimmungen soll die Vor- und Nachteile der einzelnen Möglichkeiten aufzeigen und jene Methode hervorheben, welche für die Studie die genauesten Werte liefert.

Y. Tomikawa und seine Kollegen (2009) verglichen die thermische Tropopause und die Ozone-tropopause in den Polarregionen miteinander. Die Ozontropopause ist im antarktischen Winter klarer definiert und liegt um einige Kilometer unterhalb der thermische Tropopause. Sie zeigt auch kleinere jährliche Schwankungen als die thermisch-definierte Tropopause. Im antarktischen Sommer befinden sich beide Tropopausen im Durchschnitt in derselben Höhe,

bzw. teilweise überragt die chemisch-definierte Schicht die thermische Tropopause. Im Gegensatz dazu liegt in der Arktis die Ozontropopause während dem ganzen Jahr unterhalb der thermischen Tropopause. Die Ozontropopause stellt eine scharfe und kontinuierliche Schicht zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre dar. Die thermische Tropopause ist zwar klar definiert, weist aber Unstetigkeiten auf. Grund dafür ist die bessere Erfassung der vertikalen Struktur der quadrierten Brunt-Väisälä Frequenz, der Auftriebsfrequenz, durch die ozon-definierte Tropopausenbestimmung im antarktischen Winter und Sommer (Tomikawa et al. 2009). Ebenfalls Untersuchungen zur Bestimmung der Tropopause mittels chemischer Eigenschaften stellten Pan et. al. (2004) an, wobei sie vorschlugen, dass nicht nur ein Spurengas, sondern mehrere Stoffe gleichzeitig zur Analyse herangezogen werden sollten. Es sollten trotzdem weitere Examinierungen bzgl. der Bestimmung der Tropopause aus chemischen Eigenschaften folgen (Pan et al. 2004). Die Analyse der Tropopause anhand der chemischen Methode hat im Vergleich zu den anderen Verfahren ein paar gravierende Nachteile. Vor allem gibt es wenige Stationen, welche regelmäßig die Ozonwerte messen und im Weiteren hochauflösende vertikale Ozonprofile liefern. Ferner gilt Ozon als passiver Spurenstoff, dessen Verteilung in der Tropopausenschicht von der Dynamik der Atmosphäre abhängig ist. Da sich die Schwellwerte zwischen Ozontropopause und dynamischer Tropopause kaum unterscheiden, schlägt Birner (2003) vor, dass es im Weiteren sinnvoll wäre nur noch auf die beiden anderen Klassifizierung einzugehen (Birner 2003).

Die dynamische ist der thermischen Methode in jener Hinsicht überlegen, da sie eine größere räumliche und zeitliche Kontinuität der Tropopause aufweist. Grund dafür ist, dass die PV durch Stabilität und der Bewegung des dreidimensionalen Windfeldes bestimmt wird, wodurch sie im adiabatischen Fluss erhalten bleibt (Reichler et al. 1996). Ein großer Nachteil ist, dass sie nicht in den Tropen anwendbar ist, aufgrund der dort geringen absoluten Vorticity (Birner 2003). Aber auch außerhalb der Tropen kann die potentielle Vorticity stark variieren und somit die Parameter der Tropopause beeinflussen. So führt eine zyklonale Vorticity von 10^{-5} pro Sekunde zu einer Höhenabnahme von 150 - 200 m. Ebenfalls ist diese Tropopause wärmer als im Durchschnitt und die statische Stabilität oberhalb der Tropopause vermindert. Die niedrigeren Werte treten vor allem im Sommer auf, aufgrund der höheren stabilen Schichtung in der unteren Stratosphäre. Die Tropopause unter antizyklonalen Vorticityeinfluss weist entgegengesetzte Merkmale auf, ihre Höhe steigt an. Der antizyklonale Effekt ist jedoch signifikant stärker, als die zyklonale Auswirkung (Zängl and Wirth 2002). Die PV erfordert im Vergleich zur Temperatur zusätzlich weitere Erforschung (Reichler et al. 1996). Die thermische Bestimmung ist die einfachste, da nur die Temperatur benötigt wird. Das vertikale Profil erhält man durch Radiosondenmessungen, welche schon seit den späten 1940er Jahren durchgeführt werden. Ebenfalls stehen sie bis heute weltweit zur Verfügung. Das Problem dieser Methode ist jedoch, dass der Temperaturgradient nicht im adiabatischen Fluss

erhalten bleibt (Reichler et al. 1996). Die Tatsache, dass die thermische Tropopause eben keine materielle Fläche als Grenze zwischen zwei Luftmassen darstellt, wie es etwa bei den beiden anderen Vorgehensweisen der Fall ist, stellt einen Nachteil dar (Birner 2003).

1.2.2 Natürliche und anthropogene Einflüsse auf die Tropopause und deren langjährige Auswirkungen

Schon G.C.Reid und K.S. Gage (1981) analysierten jene Faktoren, welche für die Bestimmung der Tropopausenhöhe in den Tropen verantwortlich sind und kamen zu dem Ergebnis, dass die Tropo- sowie die Stratosphäre auf die Tropopause wirkten. Den Haupteinfluss auf die jährlichen Schwankungen dieser atmosphärischen Schicht bildet ihrer Meinung nach die Sonneneinstrahlung an der Oberfläche der Ozeane. Dadurch änderte sich die Meeresoberflächentemperatur und die vorhandene Feuchte, welche durch die Menge an freiwerdender latenter Wärme zur Erwärmung der Troposphäre beiträgt. Desweiteren werden die Tropopausenschwankungen durch hochreichende Konvektion verstärkt. Ebenfalls hat die Solarstrahlung einen direkten Einfluss auf die Stratosphäre im Bezug auf das dortige Ozon (Reid and Gage 1981).

B. D. Santer und R. Sausen analysierten die Tropopause mithilfe von Reanalysen (ERA und NCEP) und Klimamodellen und kamen zu dem Ergebnis, dass es sowohl in den Klimasimulationen als auch in den Reanalysen zu einer Druckabnahme in der Tropopause gekommen war. NCEP (National Centre for Environmental Prediction) lieferte Werte von -2,16 hPa pro Dekade zwischen 1979 - 2000, was einer Höhenzunahme von 200 m entspricht. ERA gab eine Druckabnahme von 1,13 hPa pro Dekade zwischen 1979 - 1993 aus, wobei die stärkste Druckreduzierung generell in den Extratropen zu finden war. Dabei wurde nicht nur die Tropopausenschicht untersucht, sondern vor allem auch ein Augenmerk auf die Troposphäre und Stratosphäre gelegt. Sowohl die Erwärmung der Troposphäre, als auch die Kühlung der Stratosphäre induzieren eine Zunahme der Tropopausenhöhe. Ersteres wird besonders durch die Treibhausgase forciert, zweiteres ist die Folge des Ozonabbaus in der Stratosphäre. Diese anthropogenen Indikatoren könnten daher einen wertvollen "Fingerabdruck" des Menschen auf das Klima liefern. Ebenso erkannte man, dass Vulkanausbrüche in einer Kühlung der Troposphäre und einer Erwärmung der Stratosphäre resultierten. Dies wiederum führte zu einer massiven Abnahme der Höhe der Tropopause, wobei die Signale, wie zum Beispiel nach dem Ausbruch des El-Chichon 1982 oder des Pinatubo 1991, auch noch nach ein paar Jahren ersichtlich waren. Es ist jedoch zu bemerken, dass die Eruptionssignale in den Klimasimulationen stärker ausgeprägt waren, als in den Reanalysen. Die Ursache hierfür liegt vor allem in der geringeren vertikalen Auflösung der verwendeten Klimamodelle (Santer et al. 2003).

Kritiker bemängelten ebenfalls die verwendeten Reanalysedaten ERA-15 und NCEP-50. Diese Reanalysedaten der ersten Generation seien zu ungenau und von unzureichender Qualität für den Nachweis einer anthropogenen induzierten Höhenzunahme der Tropopause. B.D. Santer und seine Kollegen nützten diesen Hinweis und begannen weitere Untersuchungen, allerdings diesmal mit Reanalysen der zweiten Generation, der ERA-40 Daten des ECM-WF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Dieses Modell zeichnet sich unter anderem durch eine höhere vertikale und horizontale Auflösung aus und verwendet im Gegensatz zu seinen Vorgänger die 3D-VAR Datenassimilation. Nichtsdestotrotz bestätigten die neuen Analysen die vorangegangenen Ergebnisse von 2003. Es wurde ebenfalls eine Tropopausenhöhenzunahme von ungefähr 200 m zwischen 1979 - 2001 festgestellt, induziert durch anthropogen verursachte Erwärmung der Troposphäre und Kühlung der Stratosphäre (Santer et al. 2004)

B.D. Santer, M.F. Wehner und ihre Kollegen (2003) beschäftigten sich erstmals ausführlich mit den natürlichen und anthropogenen Einflüssen auf die Änderung der Tropopausenhöhe im 20. Jahrhundert. Mit Hilfe des Klimamodells PCM (Department of Energy Parallel Climate Model) und zweier Reanalysen (NCEP und ERA) stellten sie ebenfalls fest, dass die Erwärmung der Troposphäre und die Kühlung der Stratosphäre Hauptursache für die Veränderung sind. Treibhausgase, Sulfataerosole und troposphärisches & stratosphärisches Ozon wurden als anthropogene Faktoren für die Tropopausenhöhenuntersuchung herangezogen, die Änderungen der Strahlungsflussdichte (Irradianz) der Sonne und Vulkanaerosole aus Vulkanausbrüchen dienten als Indikatoren für die natürlichen Einflüsse. Anhand Abb.1.6 erkennt man deutlich, dass ab Mitte der 1980er Jahren die Zeitreihen der natürlichen Kräfte und jene der anthropogenen Kräfte voneinander separieren und letztere einen signifikanten Anstieg aufweist, welcher laut Santer auf ein anthropogenes Signal schließen lässt. Unter Betrachtung der natürlichen, sowie auch vom Menschen verursachten Einflüsse, erkennt man eine Tropopausenhöhenzunahme von 120 m bzw. eine Tropopausendruckabnahme von 2,9 hPa zwischen 1979 - 1999.

Den stärksten Anteil für die Zunahme der Tropopausenhöhe verursachen die Treibhausgase und das Ozon. Dabei haben die Treibhausgase einen größeren Effekt auf die Erwärmung der Troposphäre und das Ozon eine kräftigere Auswirkung auf die Kühlung der Stratosphäre. Beide Einflüsse führen zu einer Zunahme der Höhe. Dem Ozon wird ab der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine immer bedeutendere Rolle zugeschrieben. Sulfataerosole, wie auch Vulkanaerosole wirken sich gegensätzlich auf die Troposphäre aus, da sie für deren Kühlung verantwortlich sind und dadurch eine Abnahme der Tropopausenhöhe induzieren. Sulfataerosole liefern nur einen geringen Beitrag, wohingegen die Folgen von Vulkanausbrüchen deutlich in den Zeitreihen ersichtlich sind. Die Schwankung der Irradianz hat einen mäßigen Effekt

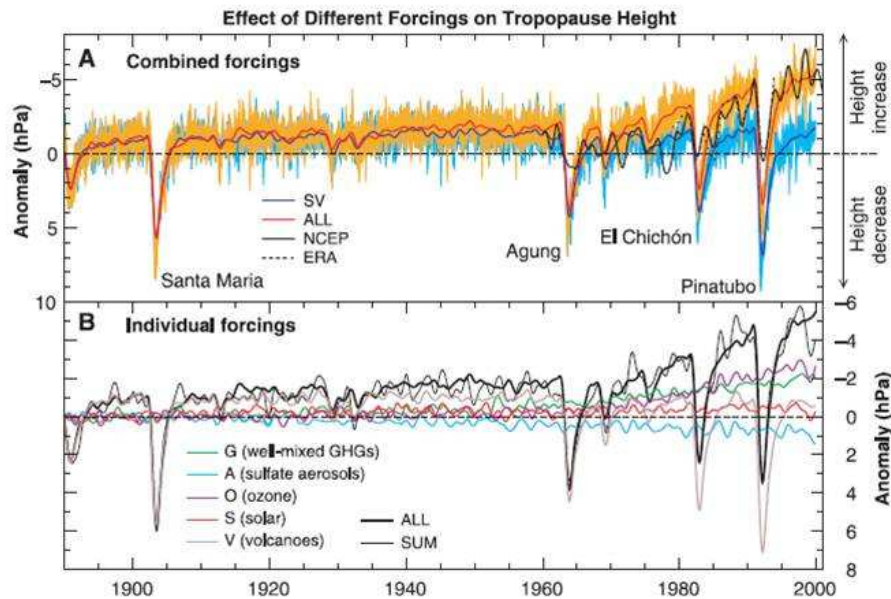


Bild 1.6: Zeitserie der monatlich global gemittelten Anomalie des Tropopausendrucks. Die Modellergebnisse stammen aus sieben verschiedenen PCM Ensembles Experimenten. Dargestellt sind unter anderem die einzelnen Einflüsse, wie Treibhausgase G, Sulfataerosole A, Ozon O, Veränderungen in der Strahlungsflussdichte (Irradianz) der Sonne S und Vulkaneruptionen V, als auch die kombinierte Effekte von S und V als natürliche Kräfte und alle Auswirkungen-ALL- zusammen (Santer et al. 2003).

auf die Höhenzunahme (Santer et al. 2003).

Ebenfalls lässt sich die Tropopausenhöhenzunahme weltweit beobachten, wobei in den Tropen die geringsten und in Richtung der Pole die größten Änderungen, besonders auf der Südhemisphäre, zu erkennen sind (Santer et al. 2003).

Seidel und Randel betrachteten erstmals, im Vergleich zu ihren Kollegen, die Variabilität und Trends der globalen Tropopause zwischen 1980 - 2004 anhand von Radiosondendaten, welche eine höhere vertikale Auflösung als Reanalysen besitzen. Dies wiederum führt zu einer genaueren Identifizierung der Tropopausenhöhe und zur Auffindung von mehreren möglichen Tropopausenlevels. Sie bezogen auch den Zusammenhang der Troposphäre und Stratosphäre auf die Tropopausenhöhenänderung in ihre Analysen mit ein. Die Schwankungen der Tropopausenhöhe anhand der synoptischen und monatlichen Anomalien sind mit den stratosphärischen Temperaturschwankungen antikorreliert und mit den troposphärischen Temperaturabweichungen positiv korreliert. Die Korrelationen sind zudem außerhalb der Tropen stärker als in den Tropen. In beiden Regionen sind die monatlichen Anomalien der Tropopausenhöhe jedoch sensibler auf stratosphärische Temperaturänderungen als auf troposphärische Schwankungen, so steigt die Tropopause um 2-3 km pro Grad Kühlung

der unteren Stratosphäre. Die Tropopausentrends werden von signifikanter stratosphärischer Kühlung und geringer troposphärischer Erwärmung begleitet. Die Stärke dieser Trends sind räumlich mit dem des stratosphärischen Temperaturtrend korreliert, aber es gibt keinen signifikanten Zusammenhang zwischen dem Tropopausentrend und dem troposphärischen Temperaturtrend, anders als bei den vorangegangenen Untersuchung mit Hilfe von Reanalysen und globalen Klimamodellen (Seidel and Randel 2006).

Wie bereits erwähnt, stellen das ENSO- und QBO-Phänomen weitere natürliche Einflüsse dar. In den Studien von Seidel und Randel (2006) waren ebenfalls die Auswirkungen bei der Klima-anomalien ersichtlich. Aufgrund warmer Meeresoberflächentemperaturen in einem El-Nino Jahr, stieg die Tropopausenhöhe in den Tropen an. Zu erwähnen ist, dass die statistische Signifikanz des ENSO-Signals nur im tropischen Bereich gegeben ist (Seidel and Randel 2006). Randel, Fu und Gaffen berechneten zwischen 1979 - 1997 innerhalb dem westlichen und zentralen Pazifik Schwankungswerte der Temperatur von $\pm 2-3$ K und Druckdifferenzen von $\pm 4-6$ hPa (Randel et al. 2000).

Zur Untersuchung des QBO-Signals examinierten Seidel und Randel den 70 hPa Zonalwind von Singapur und bestätigten vorangegangene Studien, die zu dem Ergebnis kamen, dass die Variabilität der Tropopausenhöhe am Äquator stark an die untere Stratosphärentemperatur gekoppelt ist. So ist die äquatoriale Tropopausenhöhe negativ korreliert mit dem unteren stratosphärischen QBO-Temperatursignals. Die Tropopausenhöhe nimmt um 200 m pro Kelvin Temperaturunterschied der unteren Stratosphäre ab (Seidel and Randel 2006). Das QBO-Signal zeigt zwischen 1979 - 1997 in Äquatornähe eine Tropopausentemperatur-schwankung von 0,5 K und eine Druckanomalie von 1 hPa (Randel et al. 2000).

T. Schmidt konzentrierte sich mittels GPS Radio Occultation Daten von 2001 bis 2008 unter anderem ebenfalls auf den Effekt des QBO-Signals auf die globale Tropopausenhöhe und entdeckte einen ähnlich geringen Einfluss von einer Zunahme der Höhe zwischen 1 - 5 m innerhalb des betrachteten Zeitraumes, wie Randel, Fu und Gaffen (2000) (Schmidt et al. 2008).

Anhand von Langzeitstudien des Tropopausentrends mit Reanalysen und Radiosondenmessungen erhielten Seidel und Randel (2007) Ergebnisse, welche auf eine Erweiterung des tropischen Gürtels von $5 - 8^\circ$ zwischen 1979 - 2007 schließen ließen. Die subtropische Tropopause weist eine bimodale Verteilung auf, mit maximalen Höhenhäufigkeitswerten von 15 km (charakteristisch für die Tropen) und Werten unter 13 km (typisch für die Extratropen). Während der letzten Dekaden häuften sich jedoch die Tage mit hohen Tropopausenhöhenwerte in den Subtropen auf beiden Hemisphären. Induziert wird dieser Effekt durch die Temperatur-anomalien der Tropo- und Stratosphäre (Seidel and Randel 2007).

Zusammenfassen lassen sich die Einflüsse auf die Tropopause wie folgt:

- troposphärische & stratosphärische Temperaturschwankungen durch
 - anthropogene Faktoren
 - Treibhausgase
 - Ozon
 - Sulfataerosole
 - natürliche Faktoren
 - Schwankungen der Irradianz
 - Vulkanausbrüche
 - ENSO/QBO Phänomen
- geographischen Breite
- saisonale, monatliche und synoptische Zeitskala

Im Gegensatz zu bisherigen Studien wird in dieser Arbeit auf den systematischen Temperaturmessfehler durch Solarstrahlung bei Radiosondenmessungen als Einfluss auf die Tropopausentemperatur eingegangen. Da ältere Radiosondenbeobachtungen Strahlungsfehler aufweisen, erscheint es wahrscheinlich, dass die Temperaturabnahme in der bisherigen Literatur überschätzt wurde. In der Studie von Seidel und Randel von 2006 wurde unter Betrachtung von Radiosondendaten von 1980 - 2004 eine Temperaturabnahme an der Tropopause von $-0,41 \pm 0,09$ K pro Dekade ermittelt, gekoppelt mit einem globalen Tropopausenhöhenanstieg von 64 ± 21 m pro Dekade, welcher einer Druckabnahme von -1.7 ± 0.6 hPa pro Dekade entspricht (Seidel and Randel 2006). Dieser systematische Temperaturfehler beeinflusst die Temperatur der Tropopause negativ, hat jedoch nur einen geringen Effekt auf deren Höhe bzw. Druck. Um den Einfluss des Strahlungsfehlers auf die Temperaturmessung zu zeigen, werden weltweite Temperaturprofile von Radiosondendaten, deren Strahlungsfehler korrigiert wurden, von 1979 - 2010 nochmals genau analysiert. Die Ergebnisse werden mit unkorrigierten Radiosondendaten verglichen. Reanalysedaten des ECMWF - ERA-interim Daten (1979-2010) - werden zusätzlich als Referenz herangezogen. Untersucht werden Standarddruckflächen und signifikante Niveaus. Die Höhe der Tropopause wird durch die Bestimmung der LRT (Lapse Rate Tropopause), lt. Definition der WMO, festgelegt.

2 Daten

Es werden werden weltweite solar - strahlungskorrigierte mit unkorrigierten Radiosondendaten in der Zeitperiode von 1979-2010 miteinander verglichen. Als Referenz stehen die ERA interim - Reanalysedaten des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersagen (ECMWF) zur Verfügung.

2.1 ERA-interim - Reanalysedaten des ECMWF 1979-2010

Reanalysen eignen sich hervorragend für Langzeitstudien von Klimaänderungen (Simmons et al. 2007). Reanalysedaten liefern einen mehrdimensionalen, flächendeckenden und zusammenhängenden Zugang zur globalen Atmosphärenzirkulation. Zu Bedenken ist, dass die Reanalyse ein noch junges Forschungswerkzeug ist, welches ihren Ursprung in der Verwertung von meteorologischen Daten für das First - Global Atmospheric Research Programme (GARP) - Globale Experiment (FGGE) in 1979 hat (Dee et al. 2011). So stellte das ECMWF 1993 das erste Reanalyseprojekt, ERA-15, und 1998 das zweite, "erweiterte" Reanalyseprodukt, ERA-40, zur Verfügung, welche die globale Beziehung zwischen Atmosphäre - Land - Ozean beschreiben (Simmons et al. 2007). ERA-interim ist das neueste Reanalyseprodukt des ECMWF und deckt den Bereich von ursprünglich 01.01.1989, seit kurzem zurück gerechnet auf 01.01.1979, bis heute ab. Es wurde mit der Absicht eingeführt ERA-40 abzulösen und dessen Fehler und Unzulänglichkeiten auszubessern. Besonderes Augenmerk wurde dabei auf das Problem der Datenassimilation gelegt, welches stark mit dem Wasserkreislauf, der stratosphärischen Zirkulation und der Zeitkontinuität des geophysikalischen Feldes im Zusammenhang steht. Ein weiteres Ziel war es die technischen Aspekte der Reanalyse zu modifizieren. Darunter versteht man die Optimierung der Datenselektion, der Qualitätskontrolle, der Biaskorrektur und der Effizienz der Beobachtung, welcher jeder für sich die Qualität der Reanalyseprodukte nachhaltig beeinflussen kann (Dee et al. 2011). Die einzelnen

Verbesserungen der ERA-interim Reanalysen im Vergleich zu ERA-40 werden nachfolgend aufgezählt (Simmons et al. 2007):

Datenassimilation

- 12-stündiges 4D-VAR statt wie bisher 6-stündiges 3D-VAR
- horizontale Auflösung von T255 statt T159 (60 vertikale Schichten sind gleich geblieben)
- bessere Formulierung der Randbedingungen der Hintergrundfehler
- neue Feuchtigkeitsanalysemethode
- Verbesserung der Modellphysik
- bessere Datenqualitätskontrolle
- variationelle Biaskorrektur von Satellitendaten und weitere Verbesserung des Biashandlings
- mit RAOBCORE/RICH korrigierte Radiosondendaten
- bessere Modellierung von schnellen Strahlungstransfermodellen

Beobachtungen

- genauere Wellenhöhendaten durch das ERS
- EUMETSAT stellt neu aufbereitete Wind- und Radianzdaten bei klarem Himmel aus Meteosat-2 zur Verfügung
- modifizierte GOME - Ozondaten
- CHAMP und COSMIC Radiookkultationsmessungen werden mit einbezogen

2.2 Solar - strahlungskorrigierte und unkorrigierte Radiosondendaten 1979-2010

Seit Mitte des letzten Jahrhunderts gibt es Radiosondenmessungen mittels Wetterballons. Sie messen verschiedene meteorologische Parameter, wie den Luftdruck, die Lufttemperatur oder die Luftfeuchtigkeit bis in die Höhe der Stratosphäre. Im Laufe der Zeit sind die Instrumente immer durchdachter und weniger fehleranfällig und die Messungen dadurch kontinuierlich präziser geworden. Frühere strahlungsbedingte Fehlmessungen der Temperatur durch das Aufheizen der Radiosonden in der Sonne oder aber auch der Austausch von

Geräten zeigten Differenzen in den Temperaturzeitreihen zwischen Radiosondenmessungen und Klimamodellen. In den 1980er Jahren betrug der Strahlungsfehler vieler Radiosonden über etwa 1 Kelvin in der 50 hPa - Schicht, heute beträgt er lediglich wenige Zehntel Grad Kelvin. Unter Berücksichtigung der systematischen Fehler verschwinden diese Diskrepanzen. Das Auffinden und Entfernen solcher Brüche in den Temperaturzeitserien nennt man Homogenisierung. Eine automatische Methode, speziell für die Homogenisierung der Temperatur aus Radiosondenmessungen, wurde am Institut für Meteorologie und Geodynamik an der Universität Wien unter der Leitung von L. Haimberger entwickelt. Radiosonde Observation Correction Using Reanalyses (RAOBCORE) verwendet hierfür die Zeitreihen von Temperaturdifferenzen zwischen Radiosondenbeobachtungen (obs) und Backgroundvorhersagen (bg) von atmosphärischen Klimadatenassimilationssystemen (ERA-40). Diese Differenzen werden kurz auch Innovationen genannt. Der Filterungsprozess ist optimal, wenn die Innovationen stationär, zufällig und im Mittel Null sind. In der Praxis jedoch trifft dies nicht zu. Existiert in den Zeitserien der Beobachtungen eine Verschiebung, induziert dies einen Bruch in den Zeitreihen der Innovationen. Aber auch Inhomogenitäten in den Backgroundtemperaturen aufgrund von Änderungen in den Satellitenbeobachtungssystemen verursachen eine Sprungänderung als Bias (Haimberger 2007). So wird in den Microwave Sounding Unit (MSU) äquivalent Daten der unteren stratosphärischen Schicht ein Bias von $0,6 \pm 0,3$ K im globalen Mittel und $1,0 \pm 0,3$ K im tropischen Mittel (20°S - 20°N) berechnet. Da RAOBCORE aufgrund der verwendeten bg-Daten aus ERA-40 von MSU-Daten abhängig ist, wird zusätzlich ein weiteres Homogenisierungsprogramm verwendet. Die Radiosonde Innovation Composite Homogenization (RICH) Methode verwendet die aufgespürten Brüche von RAOBCORE als Referenzdaten zur weiteren Homogenisierung der Radiosondenwerte. RICH erzeugt Zeitserien von Temperaturanomalien der benachbarten Radiosondenstationen und verwendet deren Mittelwerte zum Füllen der Lücken, somit sind die Daten unabhängig von den Satellitendaten. Die neuen, homogenisierten Zeitreihen der Radiosonden decken sich besser mit den MSU-Daten. So erscheint in beiden Zeitserien eine Erwärmung von $0,2 - 0,3$ K pro Dekade für die Zeitperiode von 1979 - 2006 in der tropischen oberen Troposphäre (Haimberger et al. 2008). Die aktuellste Studie aus 2012 von L. Haimberger und seinen Kollegen beschreibt die Homogenisierung globaler Radiosondentemperaturen mittels überarbeiteter Software von RAOBCORE und RICH. Die neue RICH- τ Methode verwendet zum Vergleich nicht mehr die Beobachtungen der benachbarten Zeitserien der Radiosondenstationen, sondern die Abweichungen ihrer Backgroundvorhersagen. RICH- τ reduziert die Interpolationsfehler, jedoch beinhaltet sie eine schwache Abhängigkeit der Backgroundvorhersagen. Die überarbeitete Methode erreicht eine räumlich-zeitlich verbesserte Konsistenz der Trendschätzungen innerhalb der Satellitenära (Haimberger et al. 2012).

2.3 Auswahl und Aufbereitung der Daten

Die Druck- und Temperaturwerte aus ERA-interim Daten, als auch jene aus Radiosonden-daten stehen an den Standarddrucklevels (10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 700 und 850 hPa) an bis zu vier Terminen pro Tag (00, 06, 12, 18 UTC) zur Verfügung. Zur Bestimmung der Tropopausenparameter wird die thermische Methode herangezogen. Die Daten werden dafür mit Hilfe eines Fortranprogrammes, welches von Dr. Sausen und seinem Team entwickelt und für diese Arbeit bereitgestellt wurde, bearbeitet, so dass für jeden Tag ein Tropopausendruck und eine Tropopausentemperatur generiert wird. Tropopausendruckwerte größer als 400 hPa werden ausgeschlossen.

Da es leider vorkommt, dass nicht alle Radiosondenstationen eine lückenlose und fehlerfreie Messreihe von 1979 - 2010 aufweisen, wurden anhand folgender Kriterien eine Auswahl an Stationen getroffen:

- 80 % der Daten müssen mindestens vorhanden sein
- von n Jahren müssen n-3 Jahre vorhanden sein

Aus ursprünglich 2.881 weltweiten Radiosondenstationen werden letztendlich 382 für die weitere Analyse herangezogen. Abb. 2.1 zeigt die globale Verteilung der Radiosondenstationen vor und nach der Stationsauswahl.

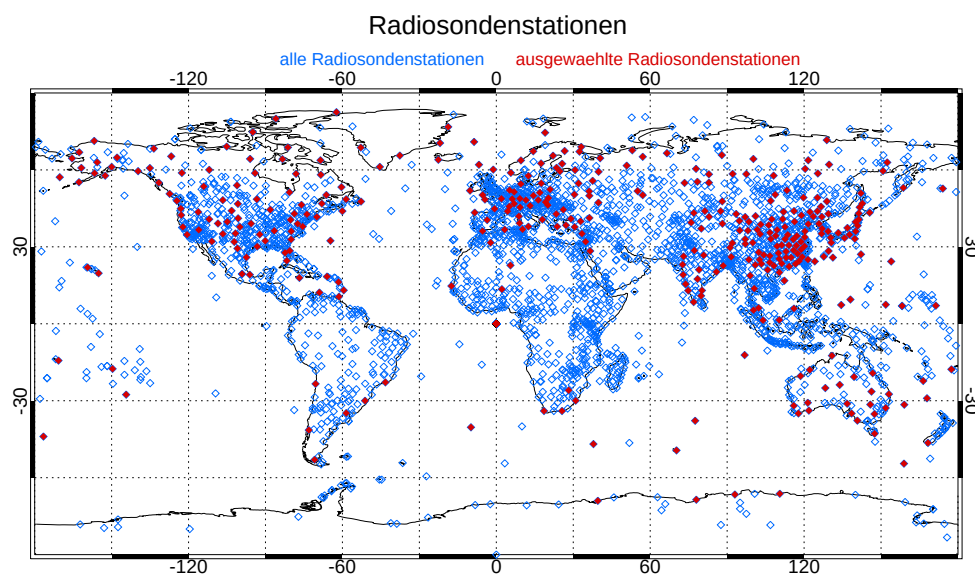


Bild 2.1: Verteilung der Radiosondenstationen

Durch die Darstellung von Zeitreihen der einzelnen Stationen, ist leicht zu erkennen, welche Stationen verwertbar sind und welche eindeutig zu wenig Daten aufweisen. Zur weiteren

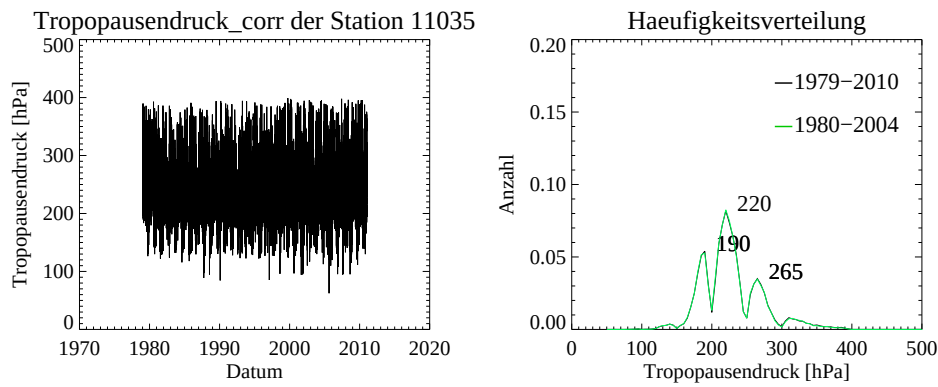


Bild 2.2: Zeitreihe des Tropopausendrucks und relative Häufigkeitsverteilung der Station Wien - Hohe Warte. Die linke Graphik zeigt die Zeitreihe des Drucks der Tropopause in hPa von 1979 - 2010. Das rechte Diagramm zeigt dessen relative Häufigkeitsverteilung mit den häufigsten anzutreffenden Tropopausendruckwerten. Für den Vergleich zwischen den berechneten Werten und denen in der Literatur angegebenen Ergebnissen wird die Häufigkeitsverteilung von 1980 - 2004, als auch von 1979 -2010 dargestellt.

Qualitätskontrolle wird die relative Häufigkeitsverteilung des Tropopausendrucks und der Tropopausentemperatur herangezogen. Einen für diese Studie optimalen Datensatz einer Radiosondenstation zeigt Abb. 2.2.

Zusätzlich werden die Radiosondendaten in 20° geographische Breitengürtel (90°S-70°S, 70°S-50°S, 50°S-30°S, 30°S-10°S, 10°S-10°N, 10°N-30°N, 30°N-50°N, 50°N-70°N, 70°N-90°N) eingeteilt. Wie bereits in der Karte ersichtlich, sind die Radiosondenstationen nicht gleichmäßig verteilt. So sind die Polargebiete, aber auch die Tropen, eher spärlich besetzt, wobei erstere die geringste Anzahl an Radiosondenstationen aufweisen. Die meisten Radiosondenstationen sind zwischen 30°N und 70°N vorzufinden. Eine genaue Anzahl der vorhandenen Stationen pro 20° Breitengürtel liefert die nachfolgende Aufzählung:

20° Breitengürtel	Anzahl der Radiosondenstationen
90°S-70°S	0
70°S-50°S	6
50°S-30°S	22
30°S-10°S	21
10°S-10°N	11
10°N-30°N	68
30°N-50°N	153
50°N-70°N	92
70°N-90°N	9

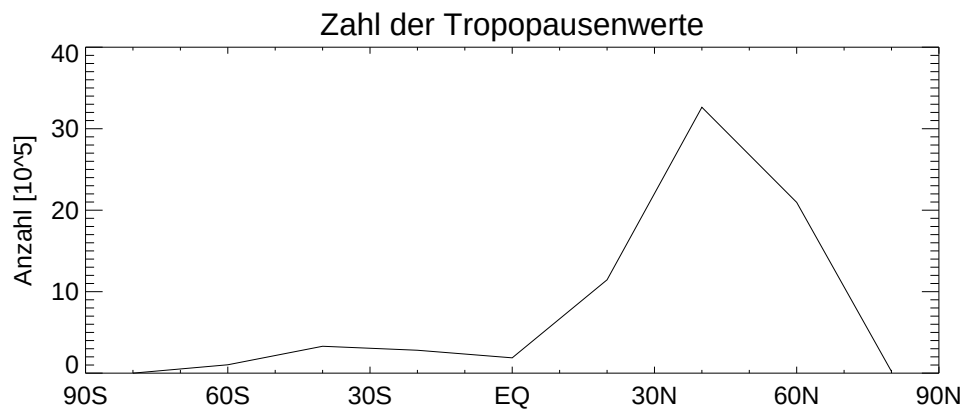


Bild 2.3: Verteilung und Anzahl der vorhandenen Tropopausenwerte

Die Abb. 2.3 zeigt die weltweite Verteilung der vorhandenen Tropopausenwerte. Das Nord - Südgefälle der Verbreitung zwischen beiden Hemisphären ist klar ersichtlich. Auf der Südhalbkugel sind maximal 300.000 Tropopausenwerte pro Breitengrad verfügbar, wohingegen auf der Nordhalbkugel zwischen 40°N-50°N als Spitzenwert die 10 - fache Anzahl vorliegt. Desweiteren werden jährlich-, als auch saisonal-gemittelte, zonale Darstellungen des Tropopausendrucks bzw. der Tropopausentemperatur aus den Radiosonden-, wie aus den ERA-interim Reanalysedaten gebildet. Die Darstellung des Trends der beiden Parameter liefert einen Überblick der Entwicklung der Tropopausentemperatur und des Tropopausendrucks der letzten Jahrzehnte und soll die Differenzen zwischen früheren Daten und den jetzigen berechneten Werten wiedergeben. Die Ergebnisse dieser Arbeit stehen vor allem im Vergleich zu den Resultaten von Seidel und Randel (2006).

3 Ergebnisse der Tropopausenuntersuchung

3.1 Ergebnisse aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten

3.1.1 Tropopausendruck

Abb. 3.1 stellt die Häufigkeitsverteilungen des korrigierten Tropopausendrucks pro 20° Breitengürteleinteilung für die gesamte Zeitperiode von 1979-2010 dar. Klar ersichtlich ist die unterschiedliche Verteilung des Tropopausendrucks zwischen dem Bereich der Tropen und den gemäßigten Breiten. Zurückzuführen ist dies auf die auftretenden Tropopausenfalten innerhalb von Fronten zwischen 70° und 35° und der stabilen Schichtung der Rossbreiten. In der nördlichen Polarregion herrscht eine trimodale Verteilung des Tropopausendrucks, mit den häufigsten Werten von 235 hPa, 275 hPa und 320 hPa. Im Bereich zwischen 70°S-50°S und 50°N-70°N liegen die häufigsten Druckwerte zwischen 185 hPa und 315 hPa bzw. zwischen 190 hPa und 320 hPa, mit ihren jeweiligen Maximalwerten von 225 hPa bzw. 270 hPa und 230 hPa bzw. 270 hPa. In Richtung des Äquators nehmen die hohen Tropopausendruckwerte weiter ab. Zwischen 30°-50° auf beiden Hemisphären ist der Bereich des Tropopausendrucks am weitesten gefächert. Die Werte reichen von 90 hPa bis 320 hPa, wobei 220 hPa der am häufigste anzutreffende Tropopausendruckwert in diesem Breitengürtel ist. Eine fast bimodale Verteilung herrscht innerhalb 30°-10° südlich als auch nördlich des Äquators. 90 hPa und 110 hPa sind die häufigsten Druckwerte in dieser Region. Zwischen 30°S-10°S ist zusätzlich ein Häufigkeitsmaximum von 160 hPa anzutreffen. Zwischen 10°S-10°N nimmt die Anzahl der geringen Tropopausendruckwerte weiter zu und die hohen weiter ab, sodass in diesem Bereich 90 hPa der häufigste anzutreffende Druckwert ist.

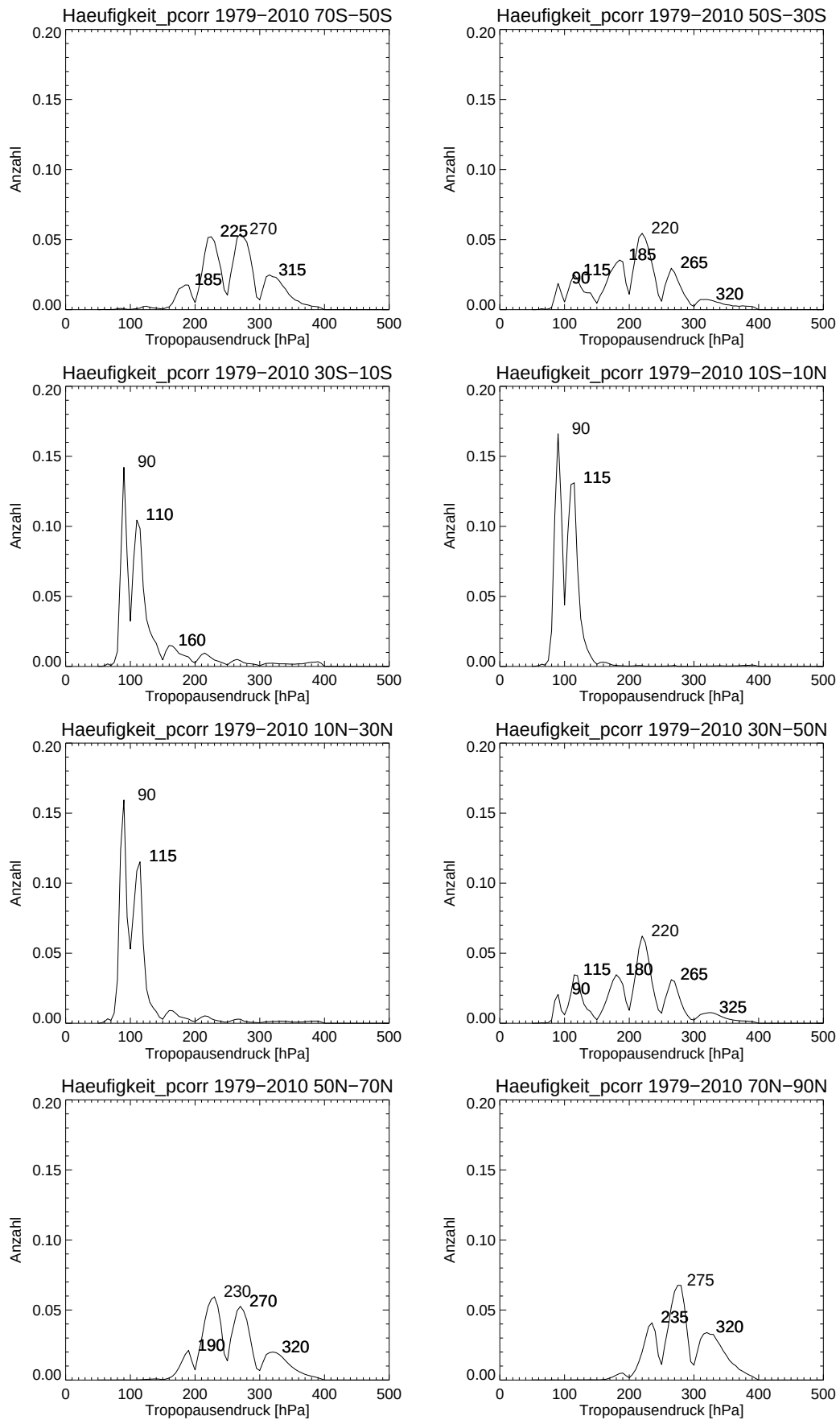


Bild 3.1: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010.

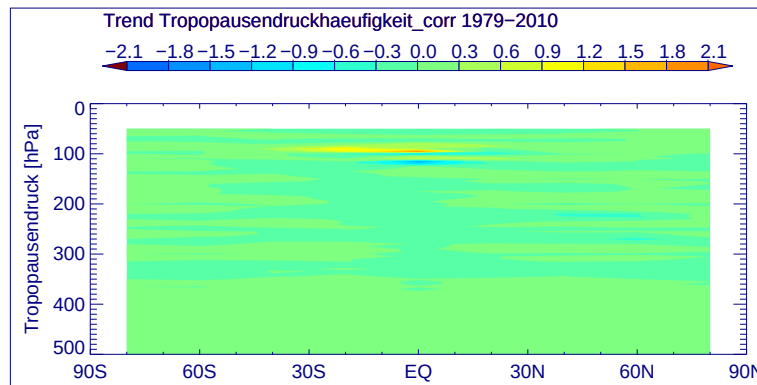


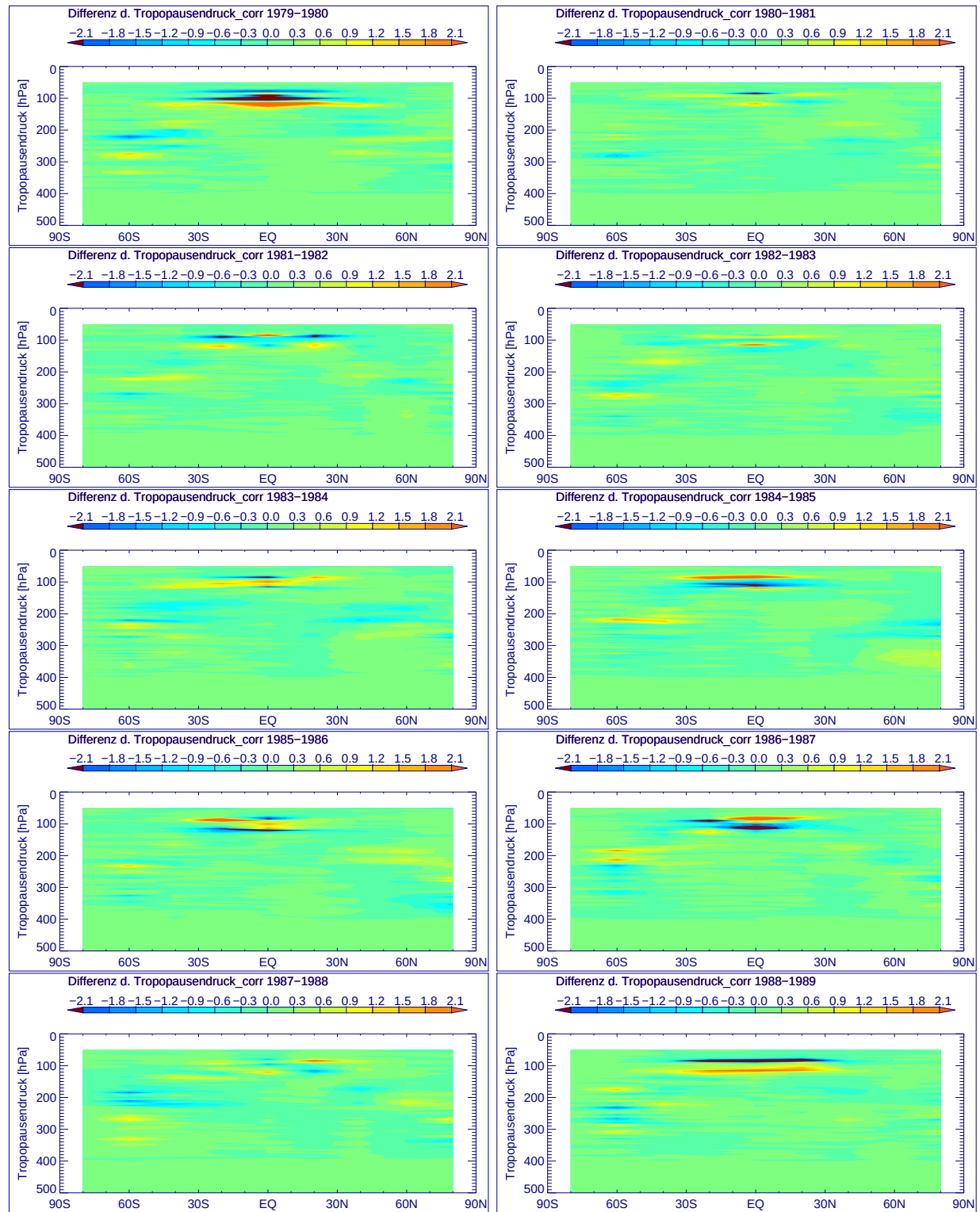
Bild 3.2: Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausendruckhäufigkeiten dar.

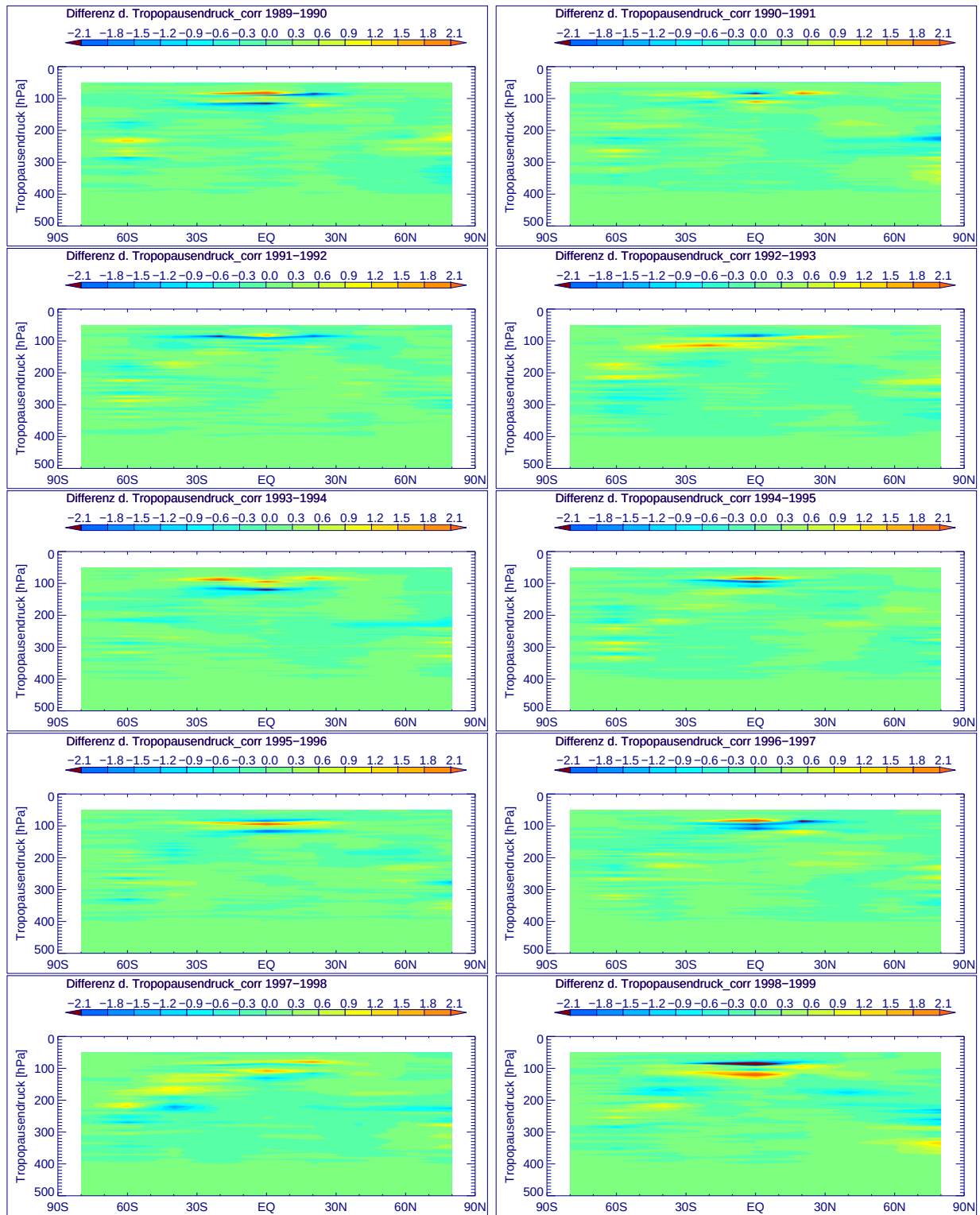
Eine globale Verteilung der Häufigkeiten des Tropopausendrucktrends aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zeigt Abb.3.2. Die Graphik gibt die Änderung der Tropopausendruckhäufigkeit innerhalb der 32-jährigen Zeitperiode wieder. In den Tropen ist deutlich ersichtlich, dass es zu einer Zunahme von niedrigen (90 hPa) und zu einer Abnahme von höheren (110 hPa) Tropopausendruckwerten gekommen ist.

Die Abbildung 3.3 zeigt die Differenzen des Trends der Druckhäufigkeiten zwischen jeweils zwei Jahren und hebt die Änderung der Häufigkeitsverteilung heraus. Im tropischen Bereich und auf der Südhemisphäre sind die Differenzen zwischen den Jahren stärker ausgeprägt, als in den anderen Regionen. Im letztgenannten wird dies durch die wenigen vorhandenen Radiosondenstationen induziert. In den Tropen liegt der Grund zum Teil im ENSO- Phänomen. Hier überwiegt die Häufigkeit an niedrigen Tropopausendruckwerten. Hingegen ist es in den nördlichen Subtropen in den letzten Jahren zu einem leichten Anstieg an hohen Druckwerten gekommen. Diese Änderung haben ebenfalls schon Seidel und Randel (2007) festgestellt. Außerdem sind in den El-Nino Jahren 1982/83 und 1997/98 die Druckhäufigkeitsdifferenzen der tropischen Tropopause geringer als in den restlichen Jahresdifferenzen und in den Jahren 2002/03 haben sich die Druckdifferenzen im Vergleich zu den letzten und nachfolgenden Jahr umgekehrt. Ebenfalls erkennt man, dass in dem Jahr nach den Vulkanausbrüchen des El-Chichon 1982 und des Pinatubo 1991 generell eine Tropopausendruckzunahme zu verzeichnen war.

Es wurden pro 20° Breitengürtel ebenfalls Berechnungen für jedes einzelne Jahr, für alle zwei, drei und fünf Jahre angestellt, um eine genaue Analyse des Tropopausendrucks über verschiedene Zeitperioden zu erhalten. Zur optimalen Illustrierung wurde das dreijährige Intervall verwendet. Da diese Arbeit sich auf den tropischen Bereich konzentriert, wird diese Darstellung in Bezug auf die Breitereinteilung von 10°S-10°N in Abb. 3.4 gezeigt. Das erste

Häufigkeitsmaximum der Druckwerte liegt bei 90 hPa. In der ersten Hälfte der untersuchten Zeitperiode ist das zweite Maximum bei 115 hPa zu finden. Ab Mitte der 90er Jahren verschiebt sich dieses jedoch auf 110 hPa. Die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen, sowie den Einfluss des ENSO-Phänomens, sind, wie schon in Abb. 3.3, auch hier deutlich erkennbar.





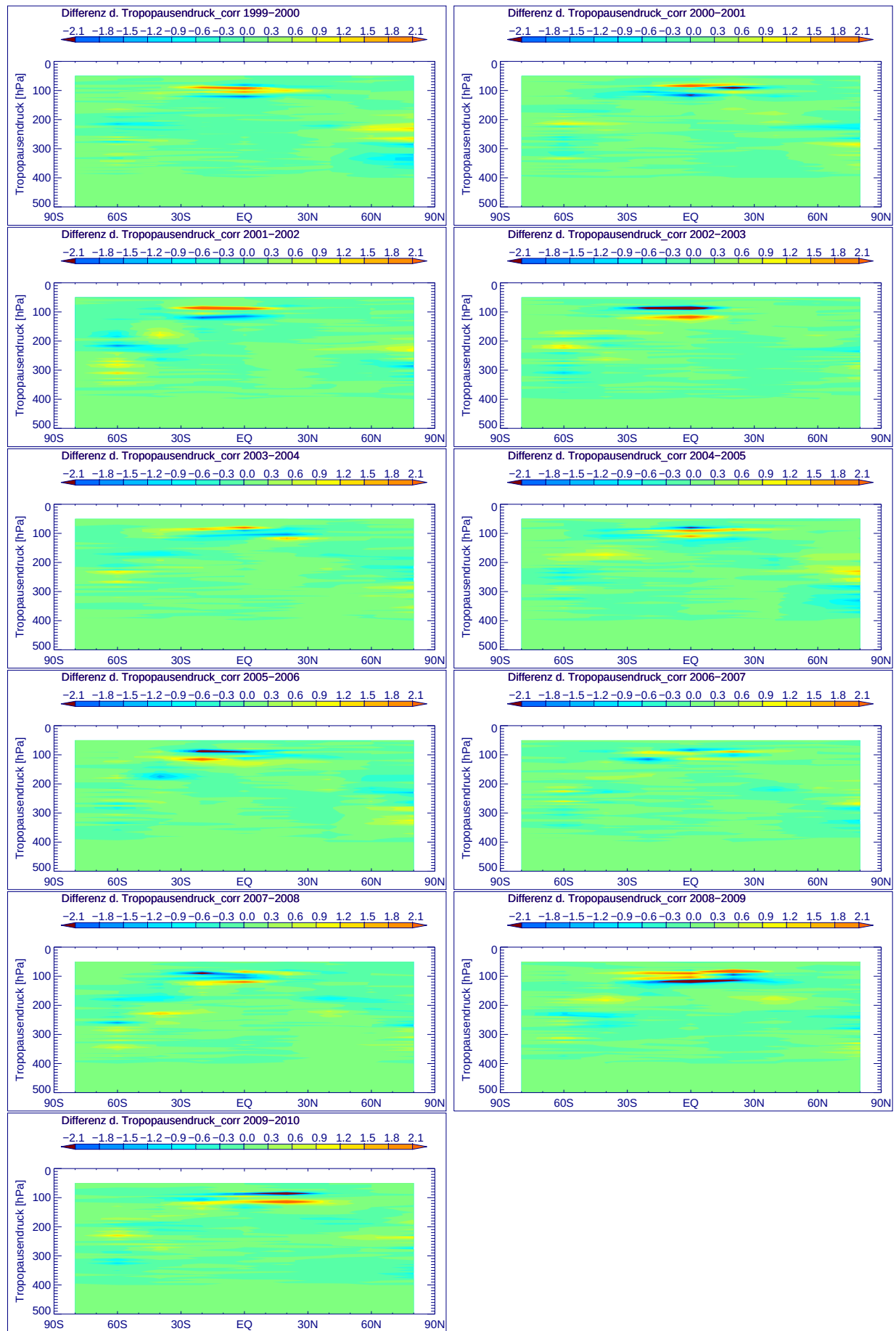


Bild 3.3: Differenzen des Trends der Druckhäufigkeiten aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten im zweijährigen Intervall von 1979 - 2010.

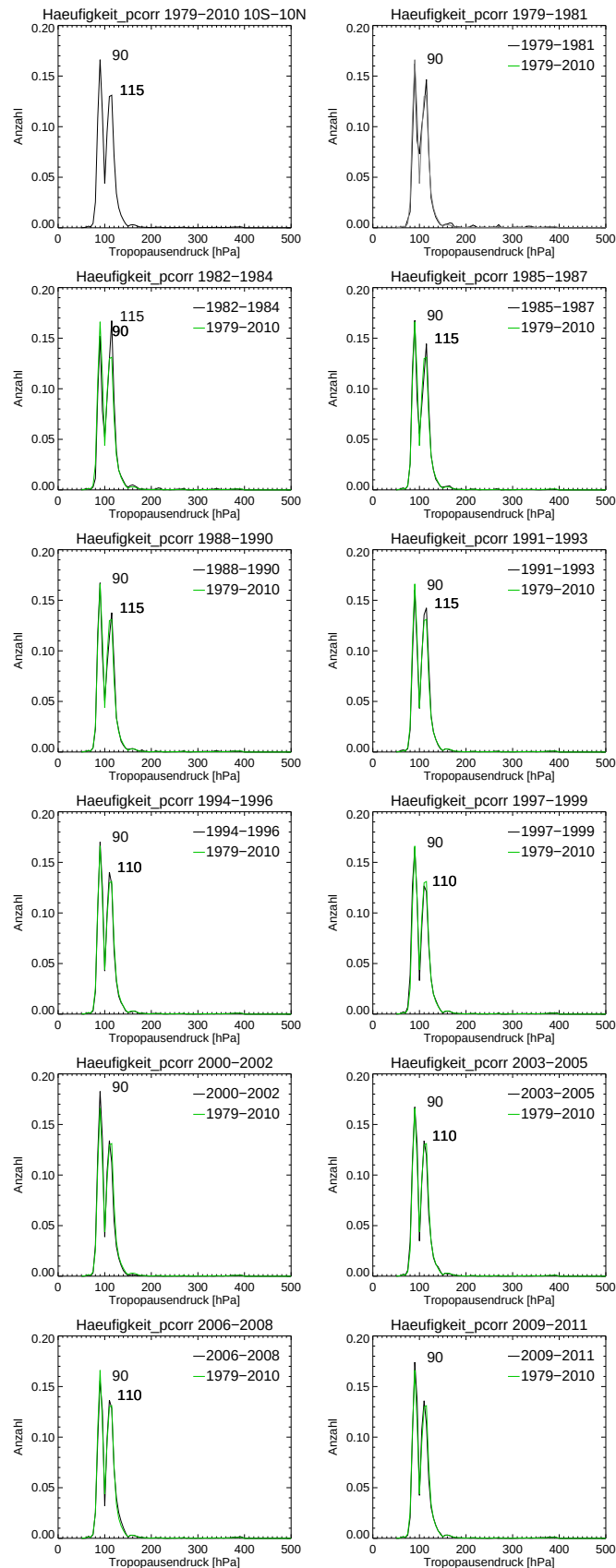


Bild 3.4: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S - 10°N im Vergleich 1979-2010 und im dreijährigen Intervall.

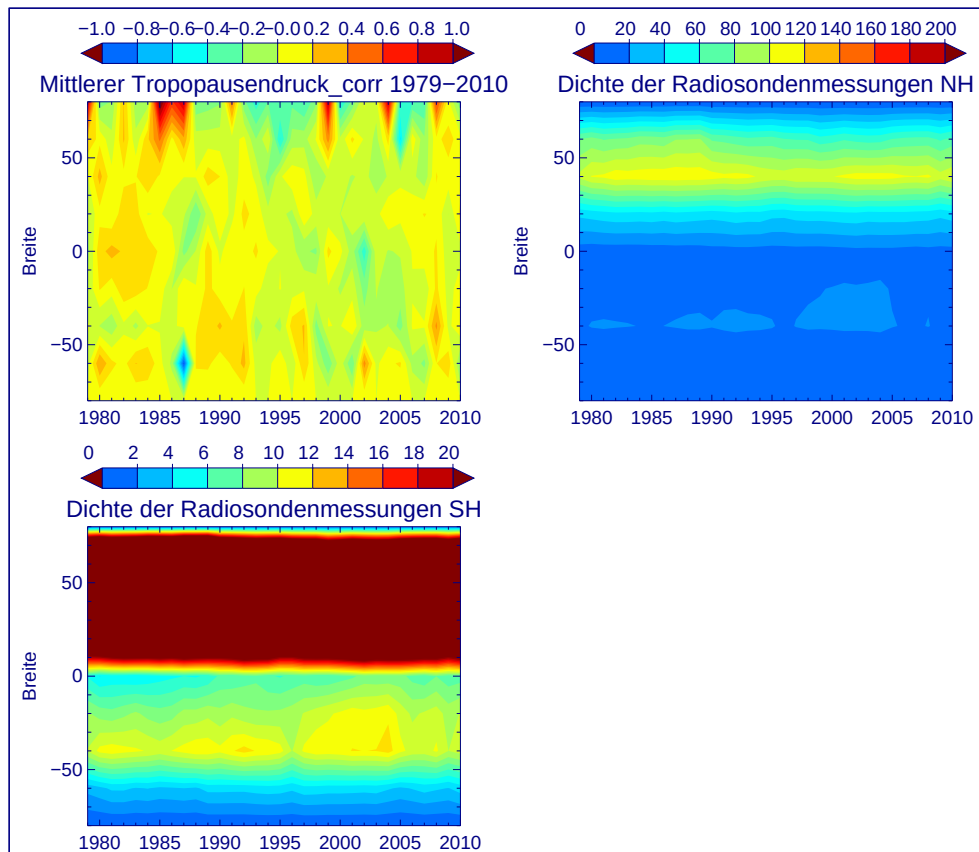


Bild 3.5: Mittlere Anomalien des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten und die Dichte der Radiosondenmessungen. Abbildung links oben zeigt die mittlere Tropopausendruckanomalie [hPa] von 1979 - 2010. Der rote bzw. blaue Bereich stellt positive bzw. negative Druckanomalien dar. Abbildung rechts oben bzw. links unten beschreibt die Dichte der Radiosondenmessungen auf der Nordhemisphäre bzw. auf der Südhemisphäre. Der rote bzw. blaue Bereich stellt eine hohe bzw. geringe Radiosondenmesswertdichte [Wert $\times 10^4$] dar.

Die Hovmöller-Darstellung 3.5 präsentiert die mittleren Anomalien des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten von 1979 - 2010 und die Dichte der Radiosondenmesswerte in beiden Hemisphären. Anhand der Graphiken ist es möglich, Sprünge in den Radiosondenmessungen zu erkennen. Die Ab- oder Zunahme der Radiosondenmesswertdichte zu verschiedenen Zeitpunkten steht stark mit den Schwankungen der Tropopausendruckwerte im Zusammenhang. Die hohen Druckschwankungen in der nördlichen Polarregion werden durch die geringe Anzahl an Messungen induziert. Die Dichte der Radiosondenmessungen auf der Nordhemisphäre nahm Mitte der 1990er Jahren ab. Außerdem war die Dichte in der ersten Hälfte der untersuchten Zeitperiode größer, als in der zweiten Hälfte. Gleichfalls interessant ist die Verteilung der Radiosondenmessungen auf der Südhemisphäre. Man erkennt deutlich eine starke Abnahme der Messdichte in den Jahren 1985, 1996, 2006 und 2009. Po-

sitive Druckanomalien sind unter anderem im Bereich der Tropen in der ersten Hälfte der 1980er Jahren und zu Beginn der 1990er Jahren vorzufinden. Eine starke negative Druckanomalie ist 1987 bei 60°S anzutreffen. Diese ist ebenfalls in den Ergebnissen aus unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten ersichtlich und führt zu der Annahme, dass sie durch eine bestimmte Radiosonde in diesem Breitengürtel induziert wird. Ebenso wird zwischen 2000 und 2005 eine weitere, jedoch schwächer ausgeprägte, negative Druckanomalie verzeichnet.

Untersuchung der einzelnen Jahreszeiten

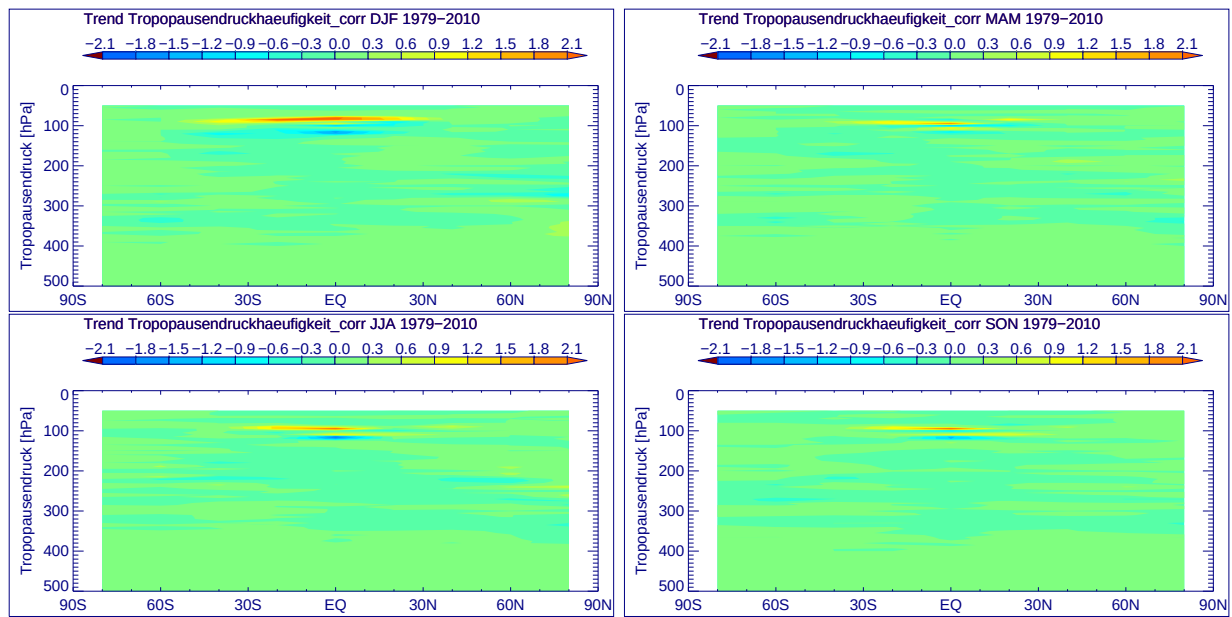


Bild 3.6: Zonaltrend der Häufigkeiten des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausendruckhäufigkeit dar. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Oktober/November)

In Abb.3.6 sind die zonalen Änderungen der Tropopausendruckhäufigkeiten innerhalb der Jahreszeiten (Dezember/Jänner/Februar, März/April/Mai, Juni/Juli/August und September/Oktober/November) dargestellt. In allen vier Saisonen ist die Zunahme an tieferen Tropopausendruck (90hPa) und die Abnahme an hohen Tropopausendruck (110 hPa) zwischen 30°S und 30°N dominierend.

Der Hauptunterschied der Druckverteilung liegt innerhalb DJF/MAM und JJA/SON, zwischen Sommer und Winter. Dabei ist zwischen der Nord- und Südhemisphäre zu differenzieren. Abb. 3.7 bis 3.9 spezialisieren sich auf die Südhemisphäre. Im dortigen Sommer (DJF) und Herbst (MAM) ist die Tendenz im Bereich von 70°S-50°S zu höheren Drucken vorherrschend, wohingegen im Winter und Frühling die tieferen Drucke dominieren. Umgekehrte Verhältnisse beherrschen die Breitengürtel von 50°S-30°S und 30°S-10°S, mit häufigeren tieferen Druckwerten in DJF und MAM und höheren Druckwerten in JJA und SON. Interessanterweise ist dieser Gegensatz lt. Abb. 3.10 besonders in der Region von 10°S-10°N stark ausgeprägt. Abb. 3.11 bis 3.14 zeigen die Häufigkeiten der Tropopausendruckverteilung

auf der Nordhalbkugel. Zwischen 10°N und 30°N dominieren im nördlichen Winter und Frühjahr die tieferen Druckwerte, wohingegen es im Sommer und Herbst zu einer Verschiebung zu höheren Drucken kommt. Das Maximum der Häufigkeitsverteilung bleibt jedoch bei 90hPa. In den Breitenregionen 30°N - 50°N , 50°N - 70°N und 70°N - 90°N herrschen, im Unterschied zu vorhergehenden Druckverhältnissen, die höheren Druckwerte im DJF und MAM vor und die tieferen Werte in den beiden anderen Jahreszeiten.

Allgemein kann man sagen, dass im Winter auf beiden Hemisphären, ausgenommen der nördliche Tropenbereich und der südlichen Polarregion, die hohen Tropopausendruckwerte dominieren und im Sommer es zu einer Verschiebung in Richtung der tieferen Druckwerte kommt. Induziert wird dies durch die unterschiedliche Intensität der Sonneneinstrahlung während der verschiedenen Jahreszeiten. Ebenso stimmen die Übergangszeiten (SON bzw. MAM) mit dem Jahresmittel der einzelnen Breitenzonen noch am Besten überein. Ausnahme bildet lediglich der 30°N - 50°N Bereich, in dem der Winter das Jahresmittel am besten wieder gibt.

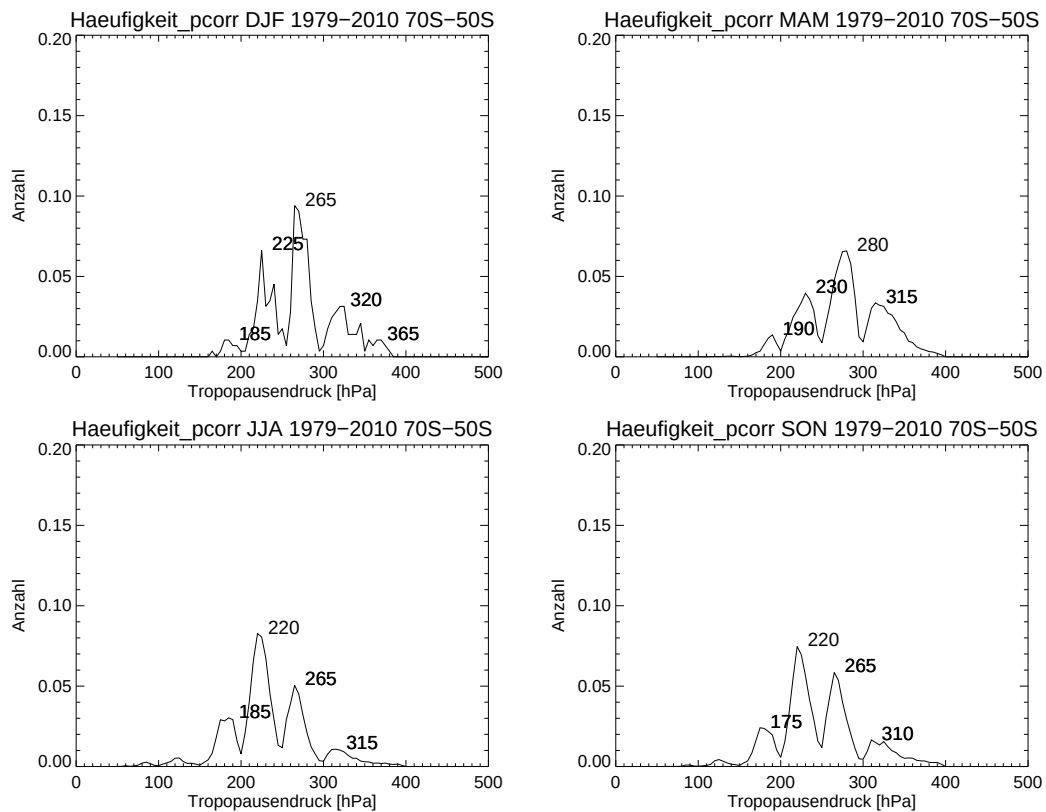


Bild 3.7: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 70°S - 50°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

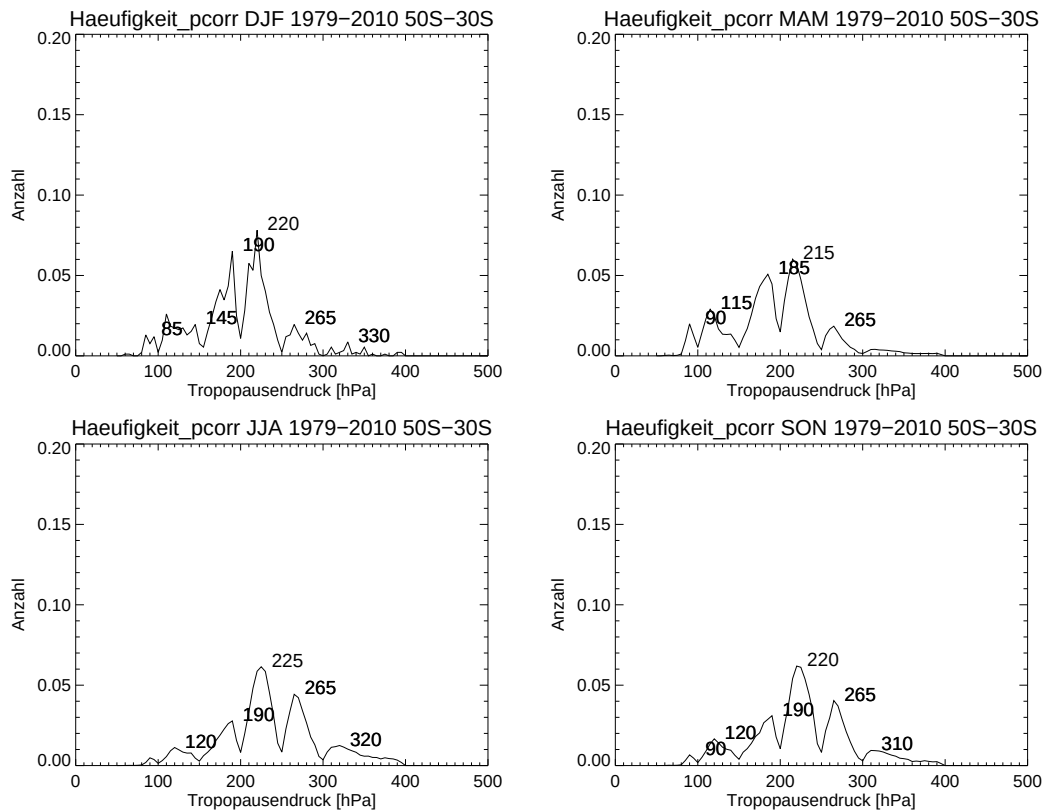


Bild 3.8: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendruckes aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 50°S-30°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

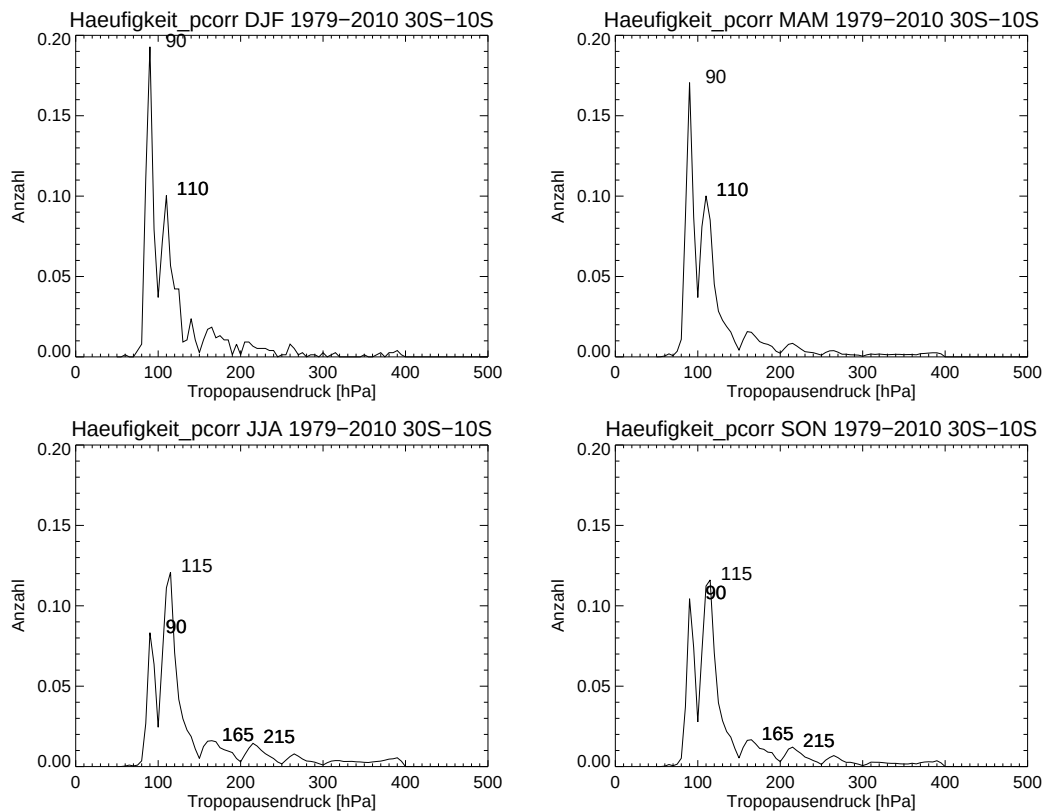


Bild 3.9: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendruckes aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 30°S-10°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

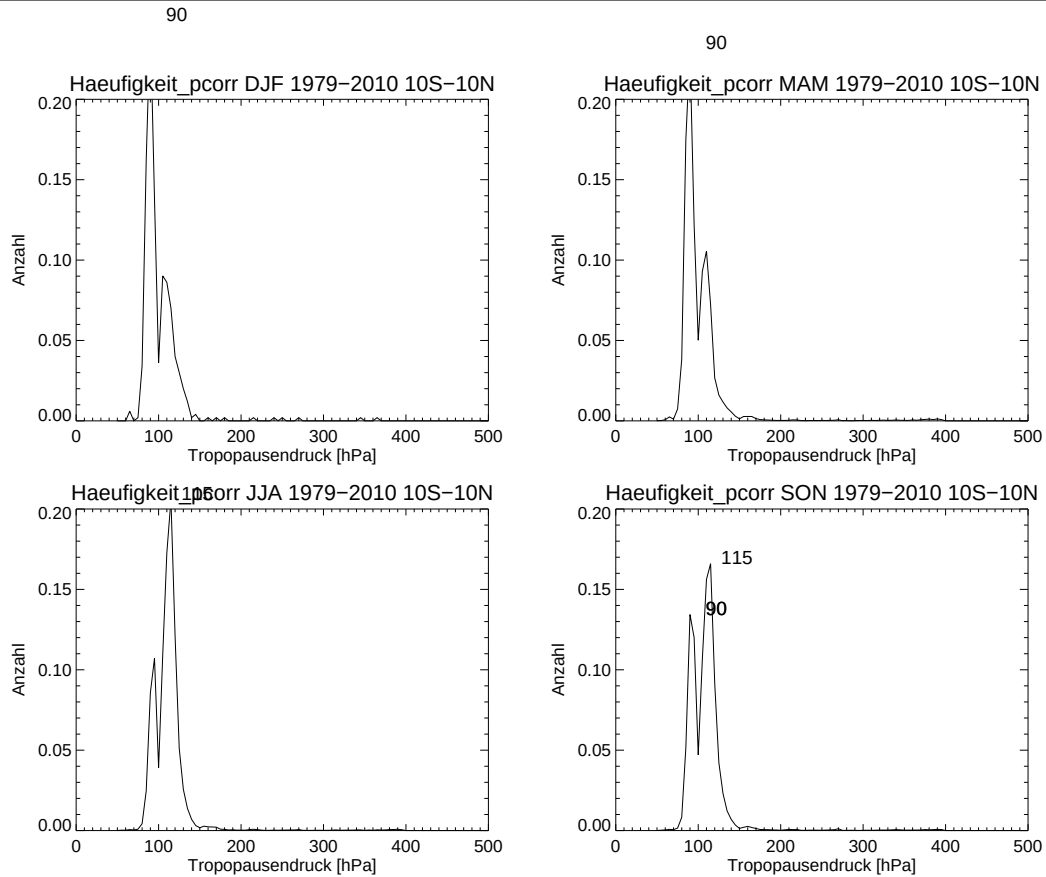


Bild 3.10: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendruckes aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S–10°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979–2010.

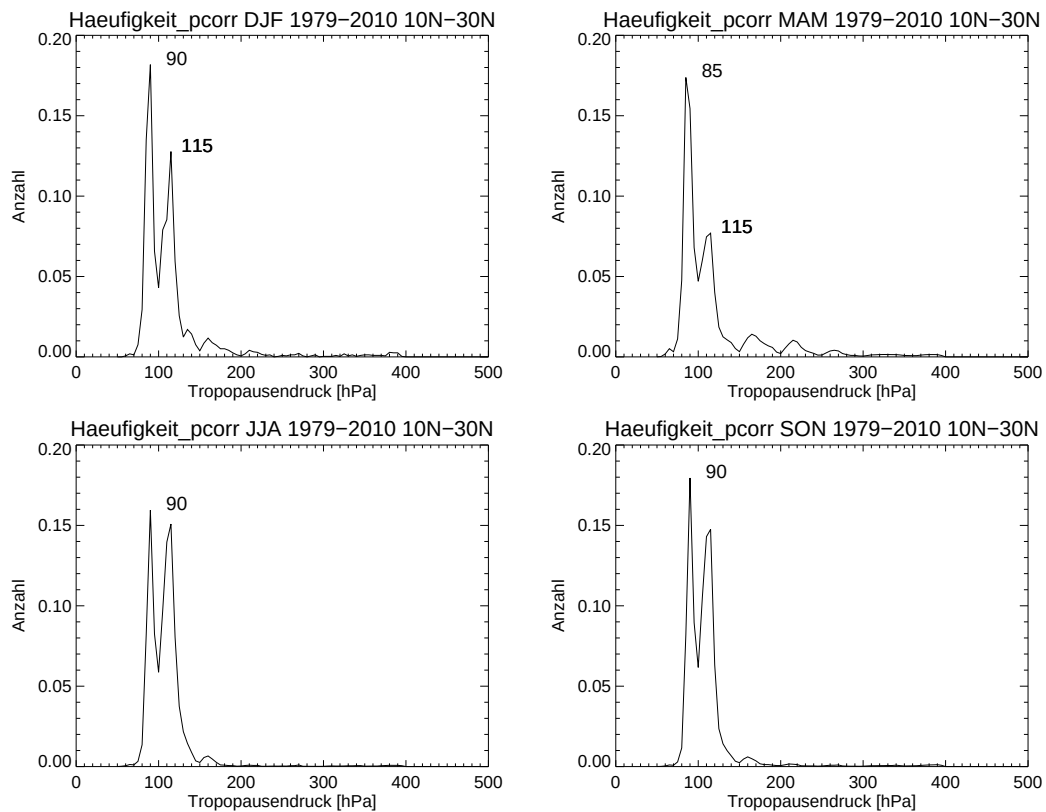


Bild 3.11: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendruckes aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°N–30° in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979–2010.

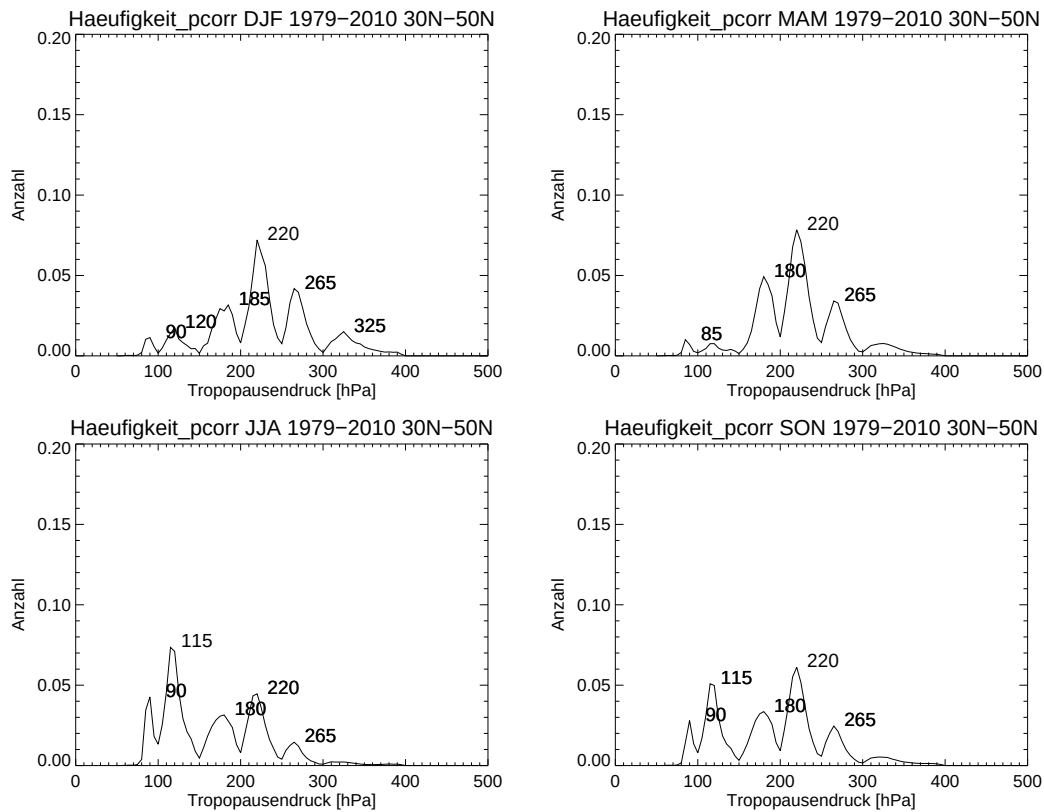


Bild 3.12: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendruckes aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 30°N-50°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

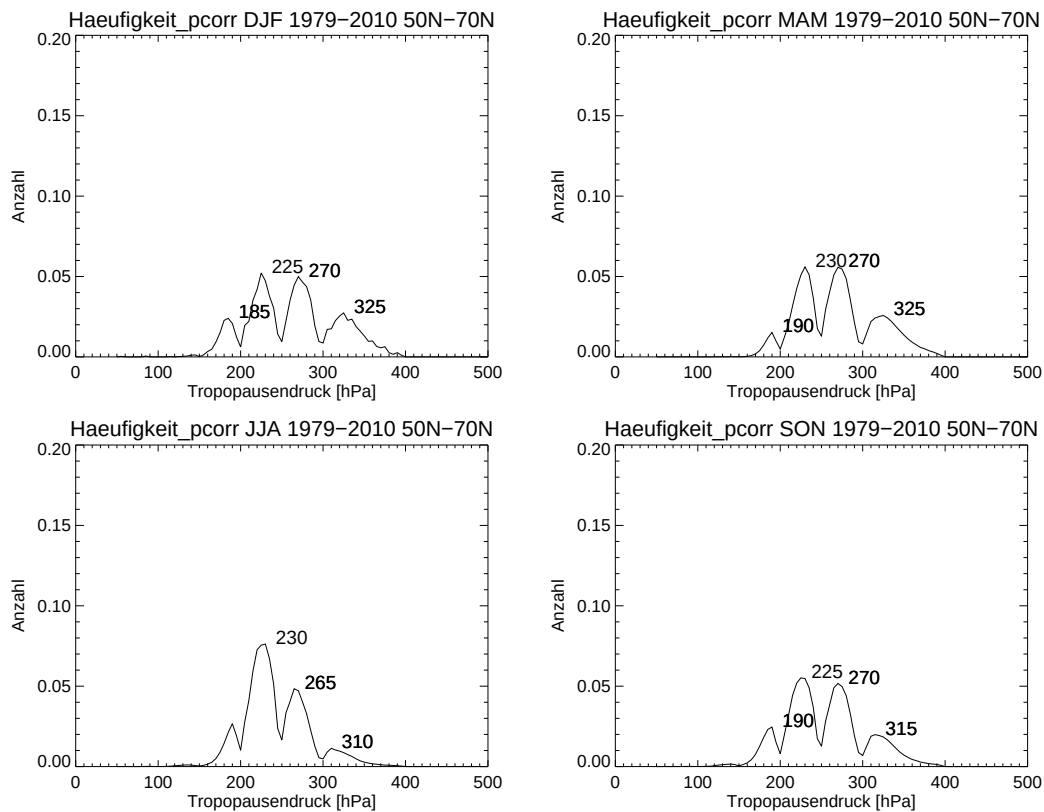


Bild 3.13: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendruckes aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 50°N-70° in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

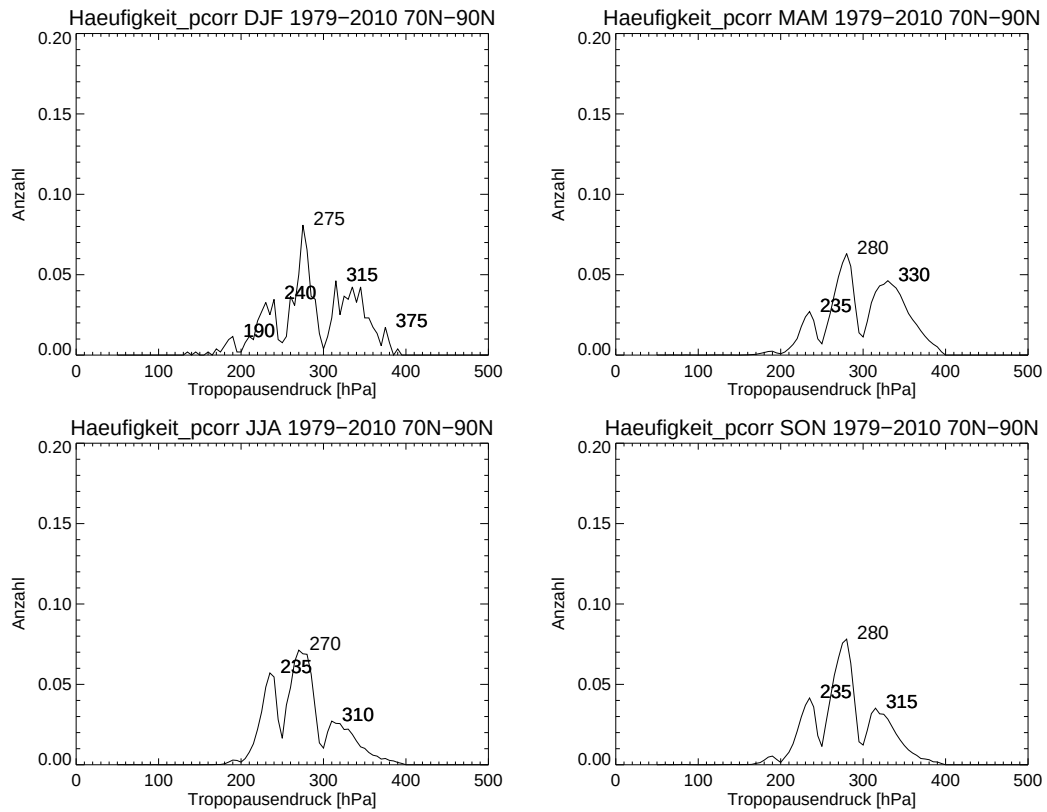


Bild 3.14: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 70°N-90°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

3.1.2 Tropopausentemperatur

Eine globale Verteilung der Häufigkeiten des Tropopausentemperaturtrends aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zeigt Abb. 3.15. Die Graphik gibt die Änderung der Tropopausentemperaturhäufigkeit innerhalb der 32-jährigen Zeitperiode wieder. Der Bereich zwischen 30°S - 30°N zeigt merklich die Zunahme der 190 K Temperaturwerte. Dies steht im Zusammenhang mit der Zunahme der tieferen Tropopausendruckwerte im Bereich der Tropen.

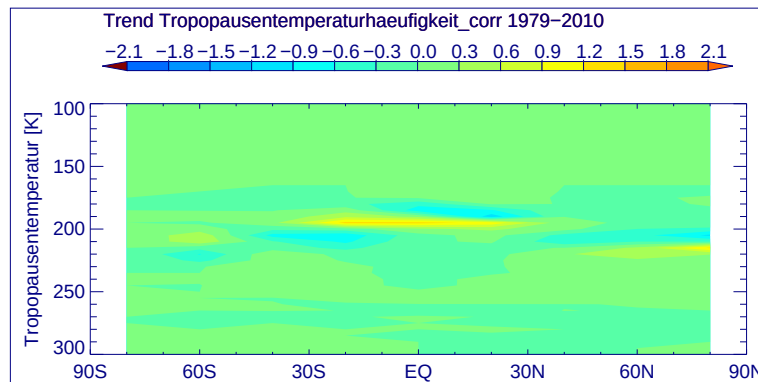


Bild 3.15: Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausentemperaturhäufigkeiten dar.

Abb. 3.16 stellt die Häufigkeitsverteilungen der korrigierten Tropopausentemperatur pro 20° Breitengürteleinteilung für die gesamte Zeitperiode von 1979-2010 dar. Hervorstechend ist die gleichmäßige Abnahme der Temperatur auf beiden Hemisphären. Ausgehend von den Polen in Richtung des Äquators, nimmt sie pro 20° Breitenzone um jeweils 5 K ab. Die Temperatur hat zwischen 90° und 50° einen Wert von 215 K und erreicht den tiefsten Wert von 190 K im Bereich 10°S - 10°N . Im Vergleich zum Tropopausendruck gibt es nur einen Maximalwert in der Häufigkeitsverteilung pro 20° Breitengürteleinteilung.

Die Darstellung der Differenzen der Temperaturhäufigkeiten zwischen jeweils zwei Jahren besitzen eine geringe Aussagekraft, werden aber zur Vollständigkeit im Anhang in der Abbildung 6.1 gezeigt. Zu erwähnen ist, dass die Temperaturänderungen eng mit den Druckunterschieden im Zusammenhang stehen. So korrespondiert die Tropopausendruckzunahme nach den Vulkanausbrüchen in den Jahren 1982 und 1991 mit einer Zunahme an hohen und einer Abnahme an tieferen Temperaturwerten im tropischen Bereich. Wohingegen nach den El-Nino Jahren 1982/83, 1997/98 und 2002/03 die umgekehrten Verhältnisse dominieren.

Abb. 3.17 zeigt die Häufigkeitsverteilungen innerhalb des Breitengürtels 10°S und 10°N im

dreijährigen Intervall innerhalb der 32-jährigen Zeitperiode. Der Maximalwert der Temperaturhäufigkeit von 190 K bleibt während der gesamten Zeitperiode konstant, nur dessen Häufigkeit ändert sich gering. Deutlich ersichtlich ist der Anstieg der Häufigkeit der 190 K Temperatur in den Jahren der Vulkanausbrüche 1982 und 1991.

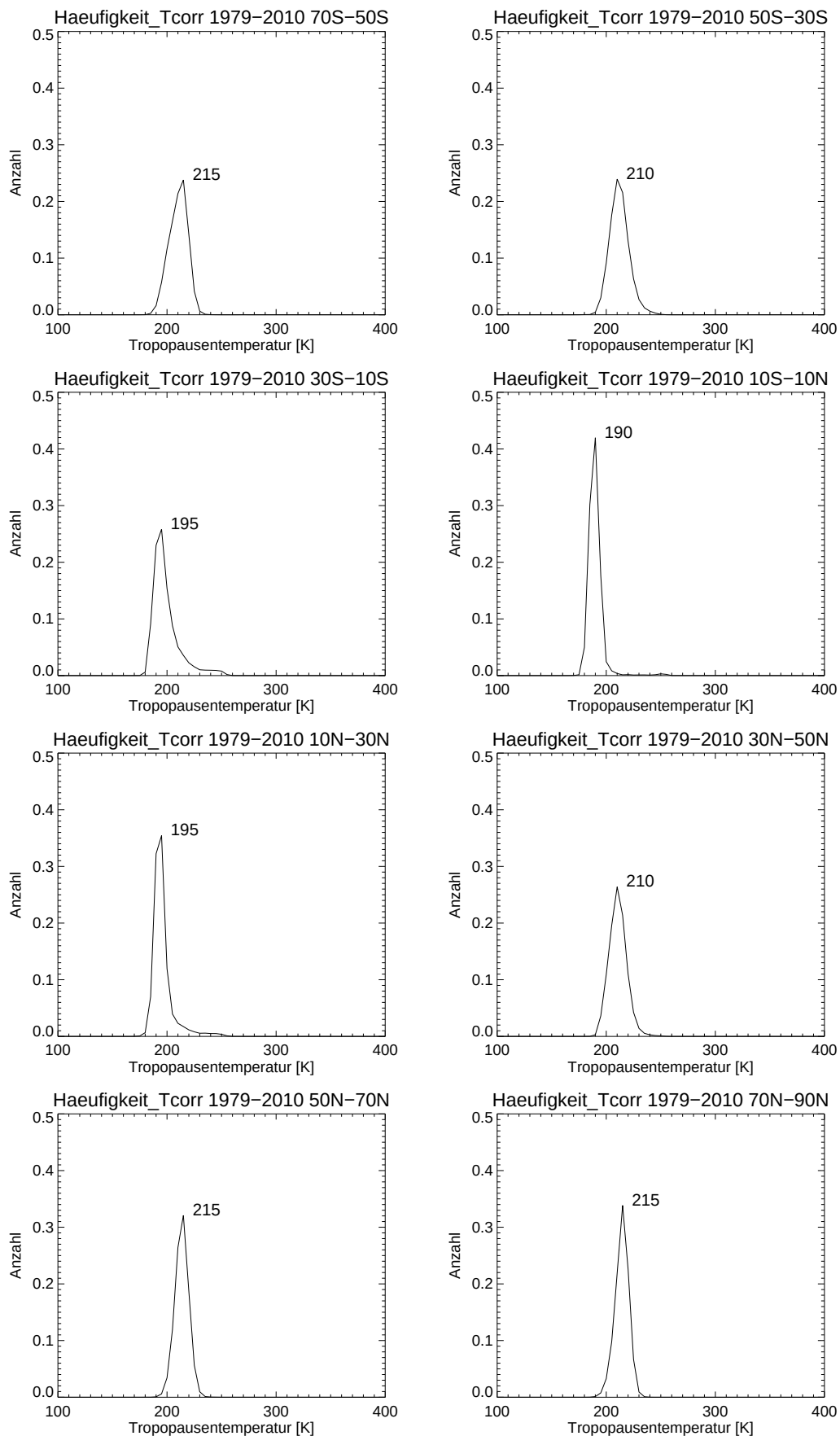


Bild 3.16: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010.

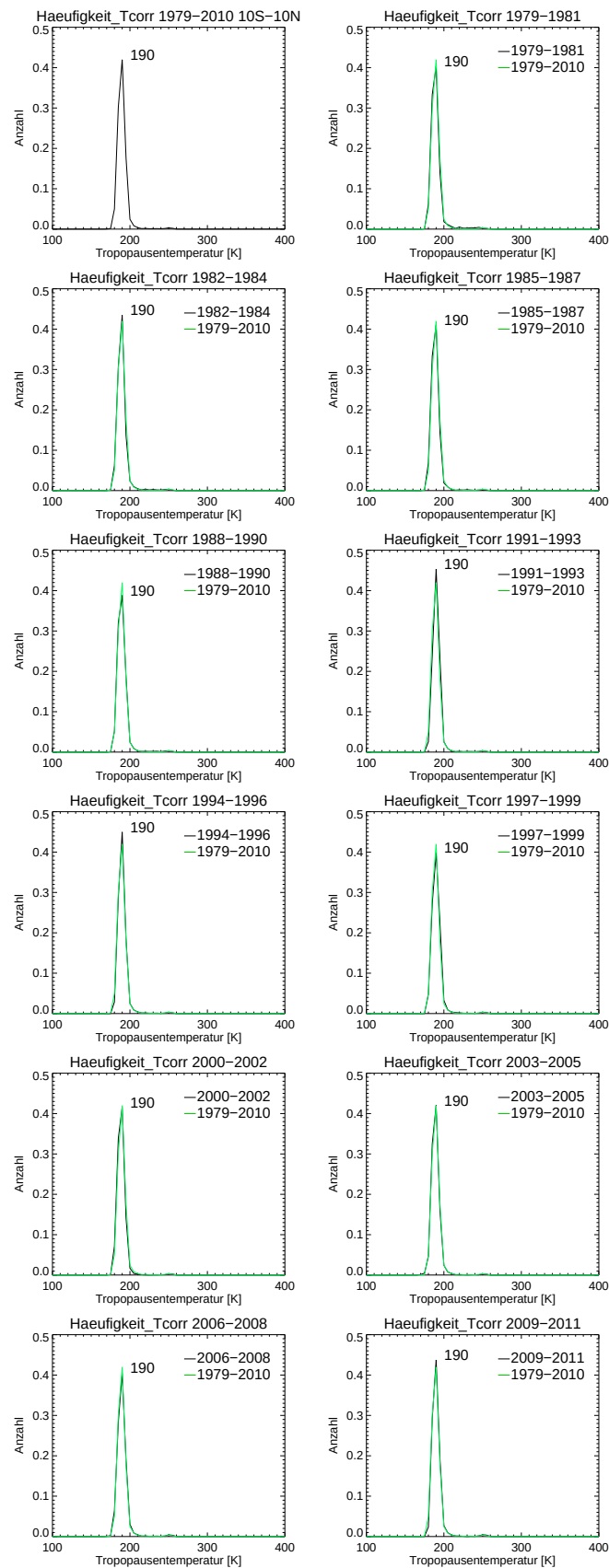


Bild 3.17: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S - 10°N im Vergleich 1979-2010 und im dreijährigen Intervall.

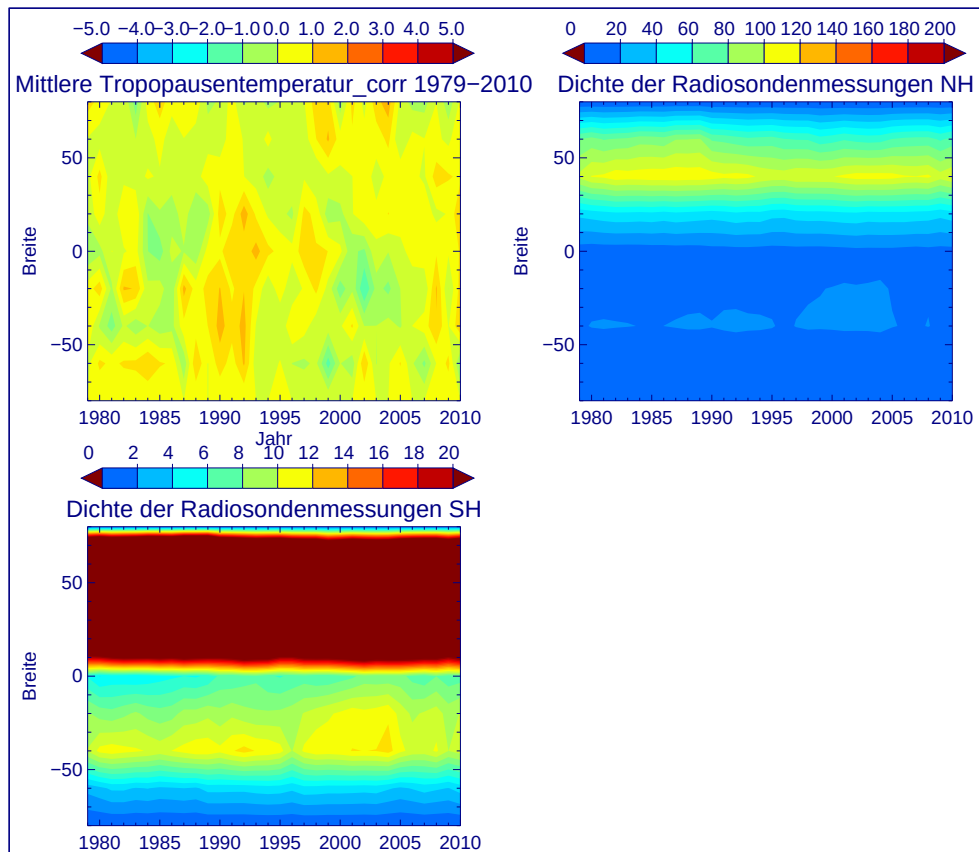


Bild 3.18: Mittlere Anomalien der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten und die Dichte der Radiosondenmessungen. Abbildung links oben zeigt die mittlere Tropopausentemperaturanomalie [K] von 1979 - 2010. Der rote bzw. blaue Bereich stellt positive bzw. negative Temperaturanomalien dar. Abbildung rechts oben bzw. links unten beschreibt die Dichte der Radiosondenmessungen auf der Nordhemisphäre bzw. auf der Südhemisphäre. Der rote bzw. blaue Bereich stellt eine hohe bzw. geringe Radiosondenmesswertdichte [Wert $\times 10^4$] dar.

Die Hovmöller-Darstellung 3.18 präsentiert die Anomalien der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten von 1979 - 2010 und die Dichte der Radiosondenmesswerte in beiden Hemisphären. Wie bereits in der Darstellung der Druckanomalien, erkennt man den Zusammenhang der Ab- oder Zunahme der Radiosondenmesswertdichte zu verschiedenen Zeitpunkten mit den Schwankungen der Tropopausentemperaturwerte. Der orange Bereich auf der Südhemisphäre bzw. in der tropischen Region zu Beginn der 1990er Jahren zeigt eine positive Temperaturanomalie, welche durch den Ausbruch des Pinatubo 1991 induziert wurde. Ebenso ist der Einfluss von El-Nino in den Jahren 2002/03 in den Tropen ersichtlich, welcher in einer negativen Temperaturanomalie (blau/grüne Bereich) korrespondiert.

Untersuchung der einzelnen Jahreszeiten

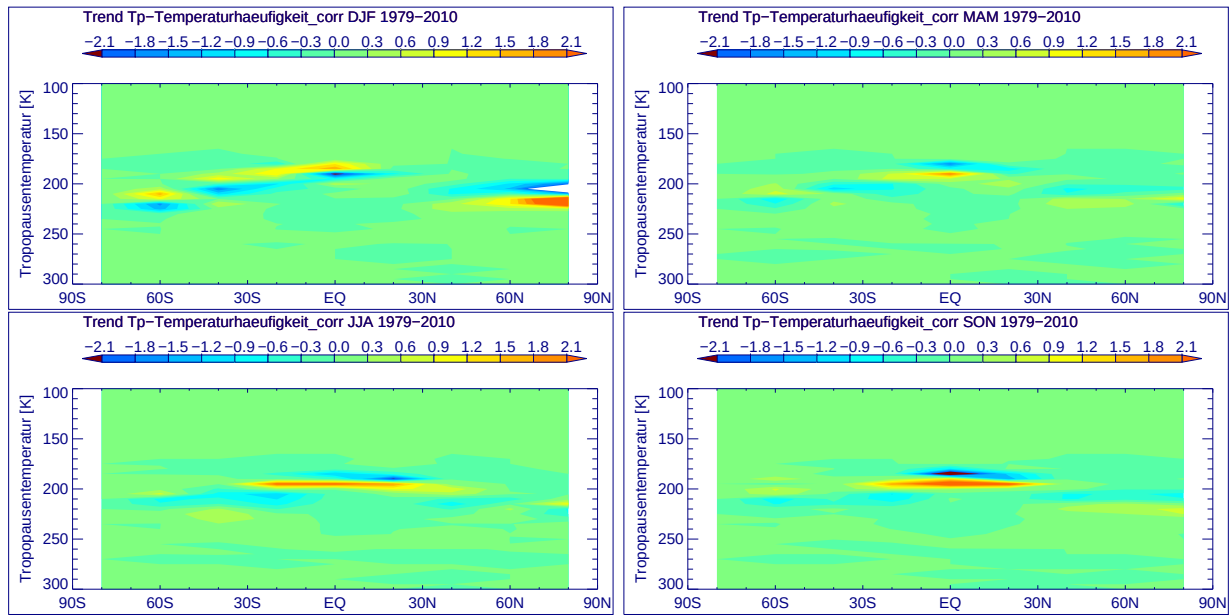


Bild 3.19: Zonaltrend der Häufigkeiten der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausentemperaturhäufigkeit dar. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Oktober/November)

In Abb.3.19 sind die zonalen Änderungen der Tropopausentemperaturhäufigkeiten innerhalb der Jahreszeiten (Dezember/Jänner/Februar, März/April/Mai, Juni/Juli/August und September/Oktober/November) dargestellt. In MAM, JJA und SON dominiert eine Abnahme an tieferen Temperaturwerten (185 K) und eine Zunahme an höheren Temperaturwerten (195 K) zwischen 30°S und 30°N. In DJF herrschen die umgekehrten Verhältnisse vor. Nochmalig zu erwähnen ist, dass die Extremwerte im Bereich der Arktis aufgrund zu weniger Radiosondenmesswerte nicht signifikant sind.

Die Tropopausentemperaturwerte schwanken auf der Südhemisphäre zwischen 5 K und 10 K. Die Fluktuationen innerhalb der Jahreszeiten sind hier stärker ausgeprägt, als auf der Nordhemisphäre. Die Temperaturwerte betragen zwischen 205 K und 215 K innerhalb 70°S und 30°S, wie Abb. 3.20 und 3.21 zeigen. Abb. 3.22 bis Abb. 3.24 zeigen die Tropen mit Temperaturwerten von 185 K bis 195 K. Abb. 3.25 bis 3.27 zeigen, dass nördlich des Äquators die Abweichungen der Temperaturwerte innerhalb der einzelnen Saisonen abnehmen. Zwischen 30°N und 50°N sind die Werte über die vier Jahreszeiten konstant bei 210 K. Auch

bei diesem Tropopausenparameter stimmen die Übergangszeiten (SON bzw. MAM) am ehesten mit dem Jahresmittel der einzelnen Breitenzonen überein. Ausnahme bildet wieder der 30°N-50°N Bereich, in dem DJF das Jahresmittel am besten wieder gibt.

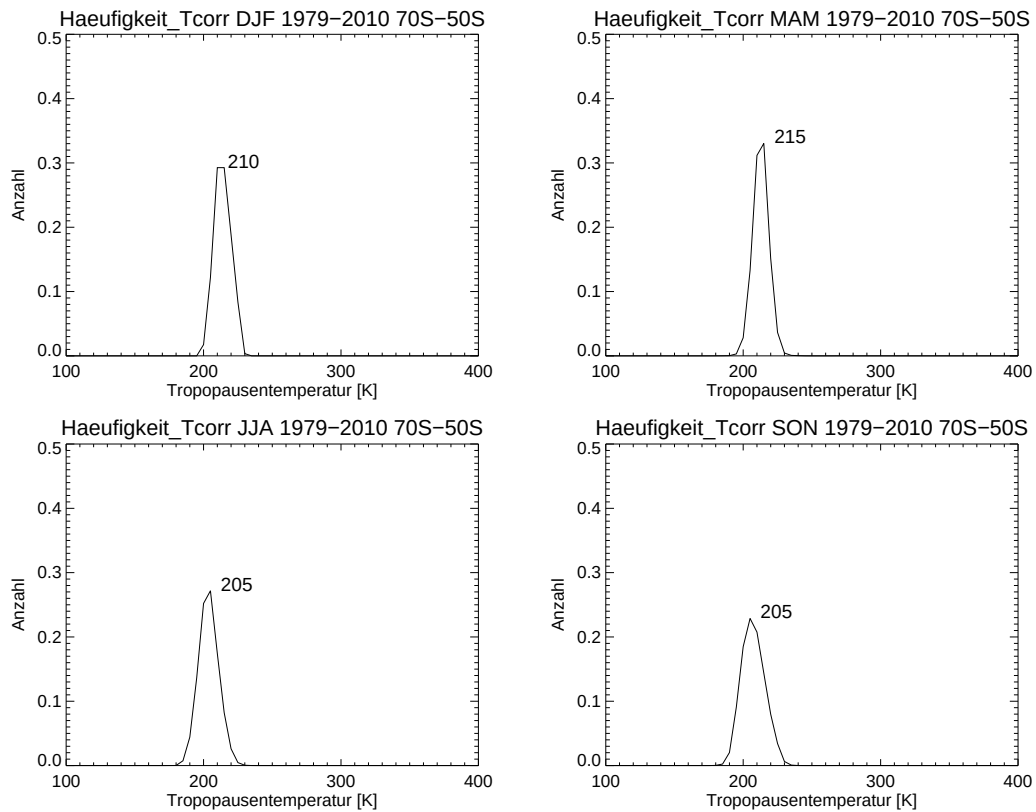


Bild 3.20: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 70°S-50°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

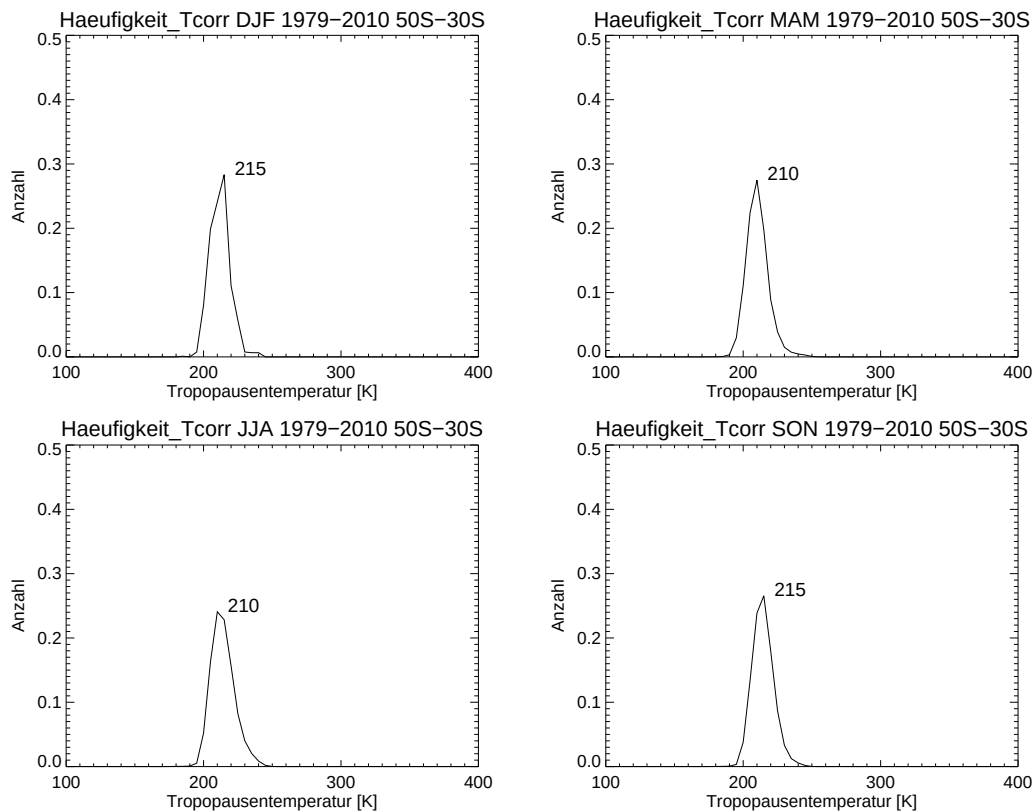


Bild 3.21: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 50°S-30°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

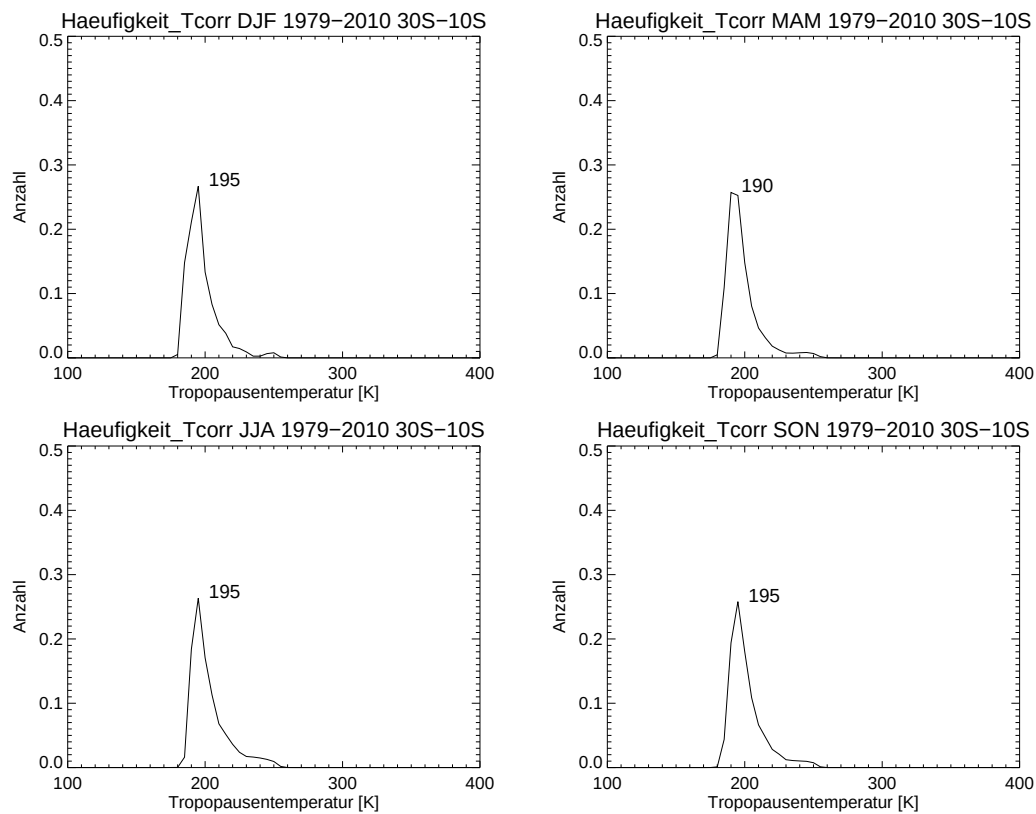


Bild 3.22: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 30°S-10°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

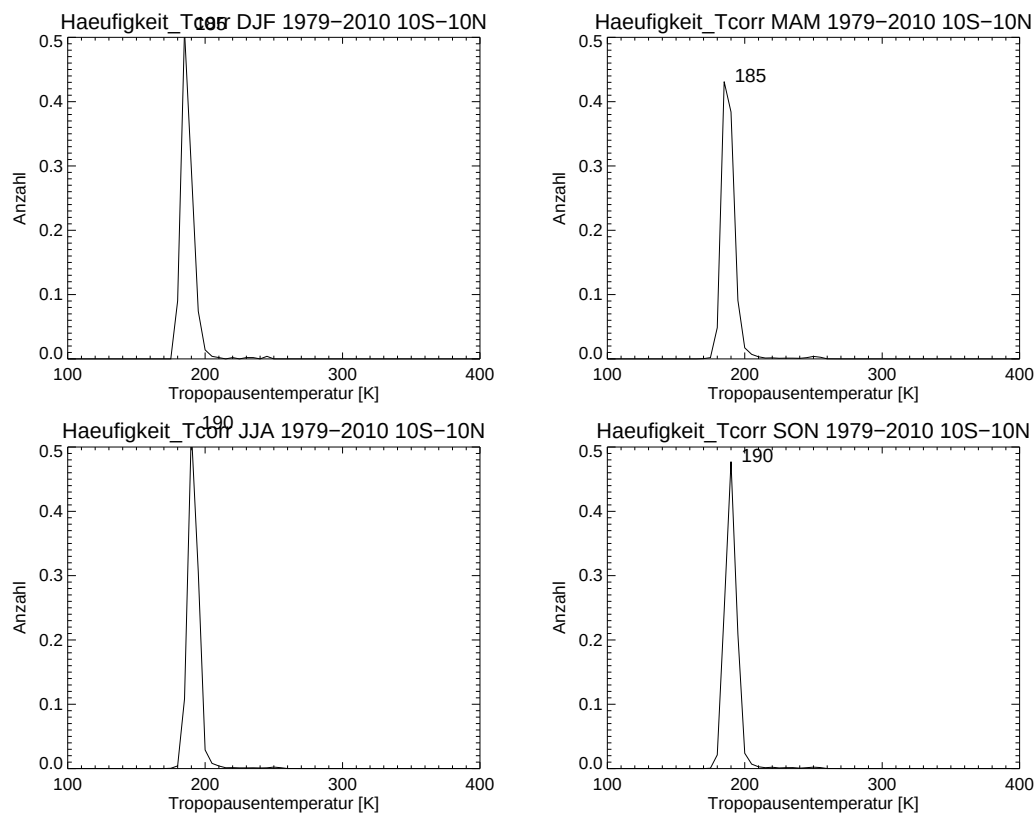


Bild 3.23: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S-10°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

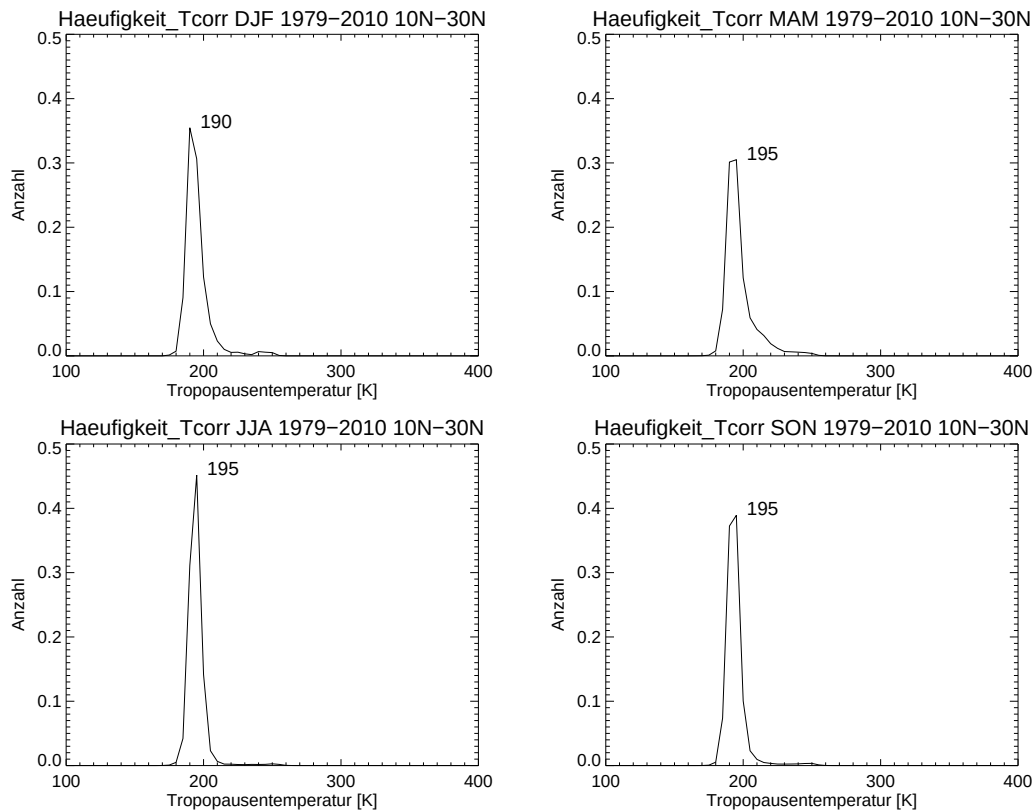


Bild 3.24: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°N-30° in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

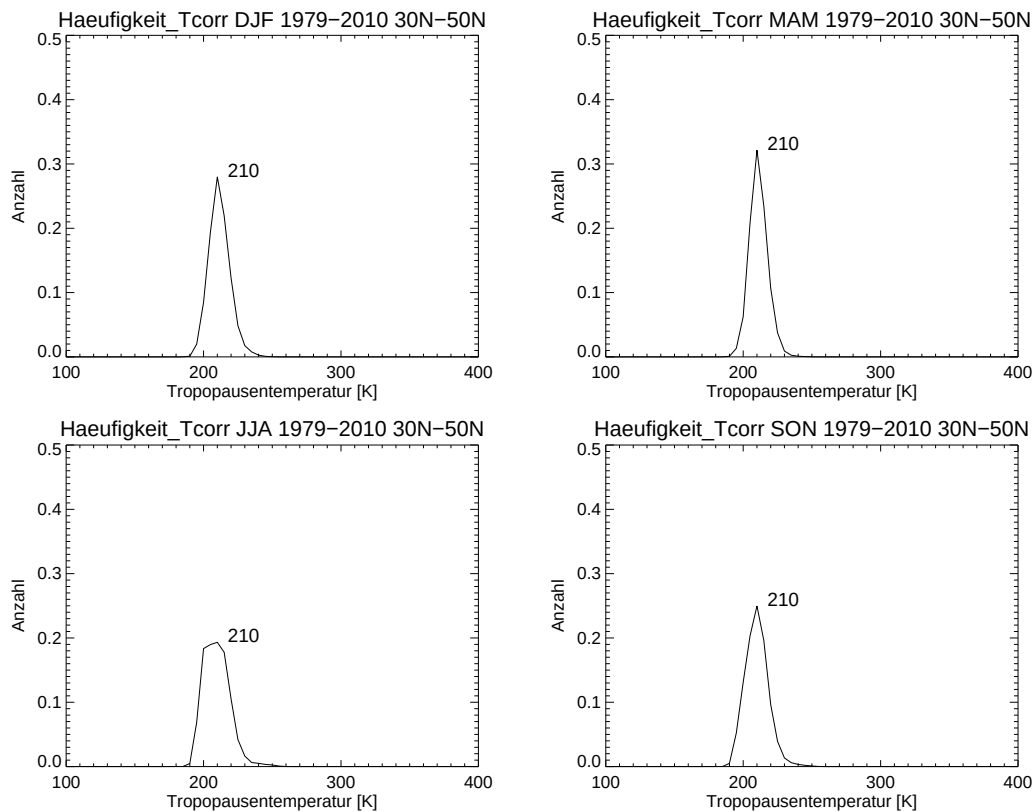


Bild 3.25: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 30°N-50°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

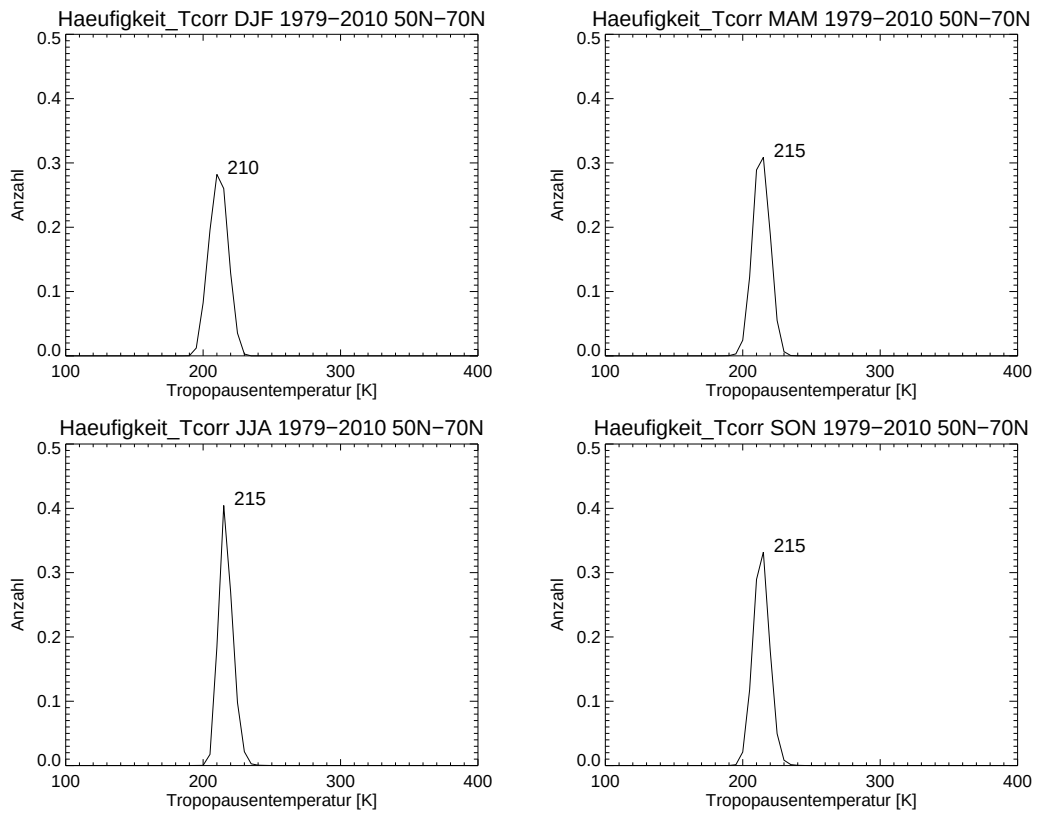


Bild 3.26: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 50°N-70° in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

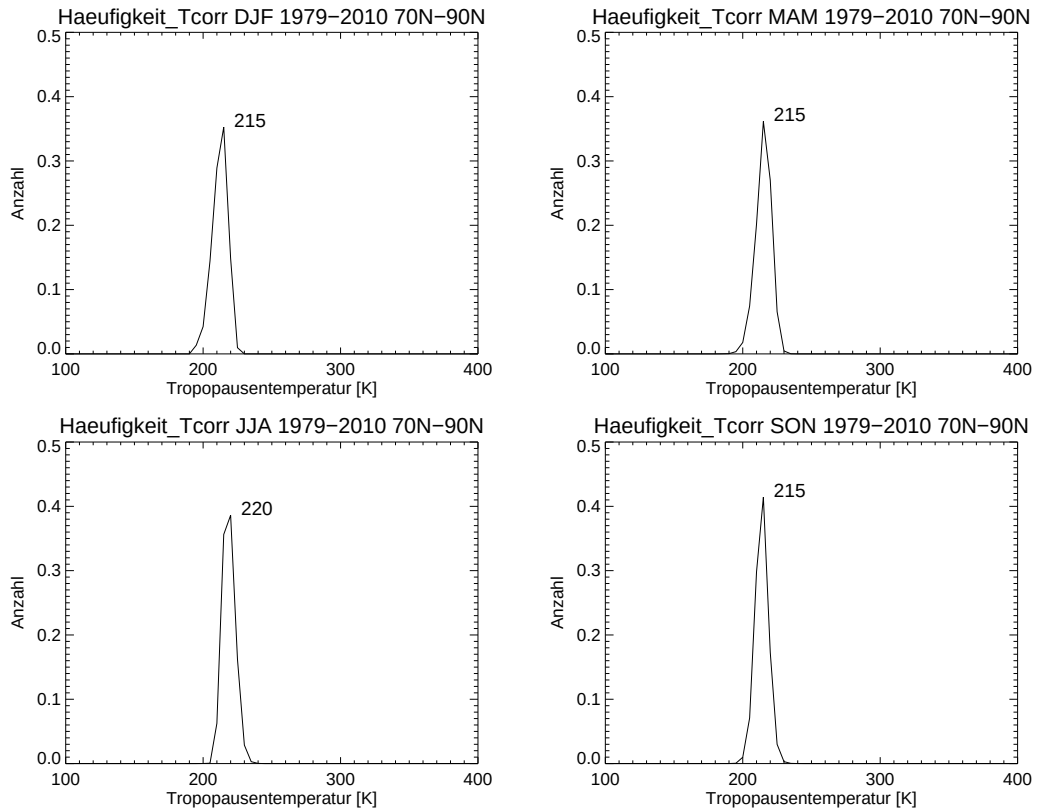


Bild 3.27: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 70°N-90°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.

3.2 Ergebnisse aus unkorrigierten Radiosondendaten

3.2.1 Tropopausendruck

Abb. 3.28 stellt die Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten pro 20° Breitengürteleinteilung für die gesamte Zeitperiode von 1979-2010 dar. Die Analyse dieser Daten stehen im Vergleich zu den Ergebnissen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Die Graphik zeigt deutlich, dass die Resultate für die Tropopausendruckanalyse aus beiden Datensätzen übereinstimmen und belegen somit die Ergebnisse aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Die Druckhäufigkeitsverteilungen innerhalb der Breitengürtel sind bei beiden Auswertungen nahezu ident.

Abb. 3.29 zeigt die maximalen Häufigkeiten der Druckwerte aus unkorrigierten Radiosondendaten im 10°S-10°N Breitengürtelbereich im dreijährigen Intervall über die gesamte Zeitperiode von 1979 - 2010. Die Verteilung der Maxima der Häufigkeitsverteilung ist gleich derer aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Es sind die Einflüsse des ENSO-Phänomens, als auch die aus Vulkanausbrüchen ersichtlich.

Eine globale Verteilung des Tropopausendrucktrends aus unkorrigierten Radiosondendaten zeigt Abb. 3.31. Sie gibt die Änderung der Tropopausendruckhäufigkeit innerhalb der 32-jährigen Zeitperiode wieder. Wie schon in den Ergebnissen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, ist eine Zunahme von tieferen (90 hPa) und eine Abnahme von höheren Tropopausendruckwerten (110 hPa) klar erkennbar.

In Abb. 3.32 sind die zonalen Änderungen der Tropopausendruckhäufigkeiten innerhalb der Jahreszeiten (Dezember/Jänner/Februar, März/April/Mai, Juni/Juli/August und September/Okttober/November) dargestellt. In allen vier Saisonen ist die Zunahme an tieferen Tropopausendruckwerten und die Abnahme an hohen Tropopausendruckwerten zwischen 30°S und 30°N dominierend.

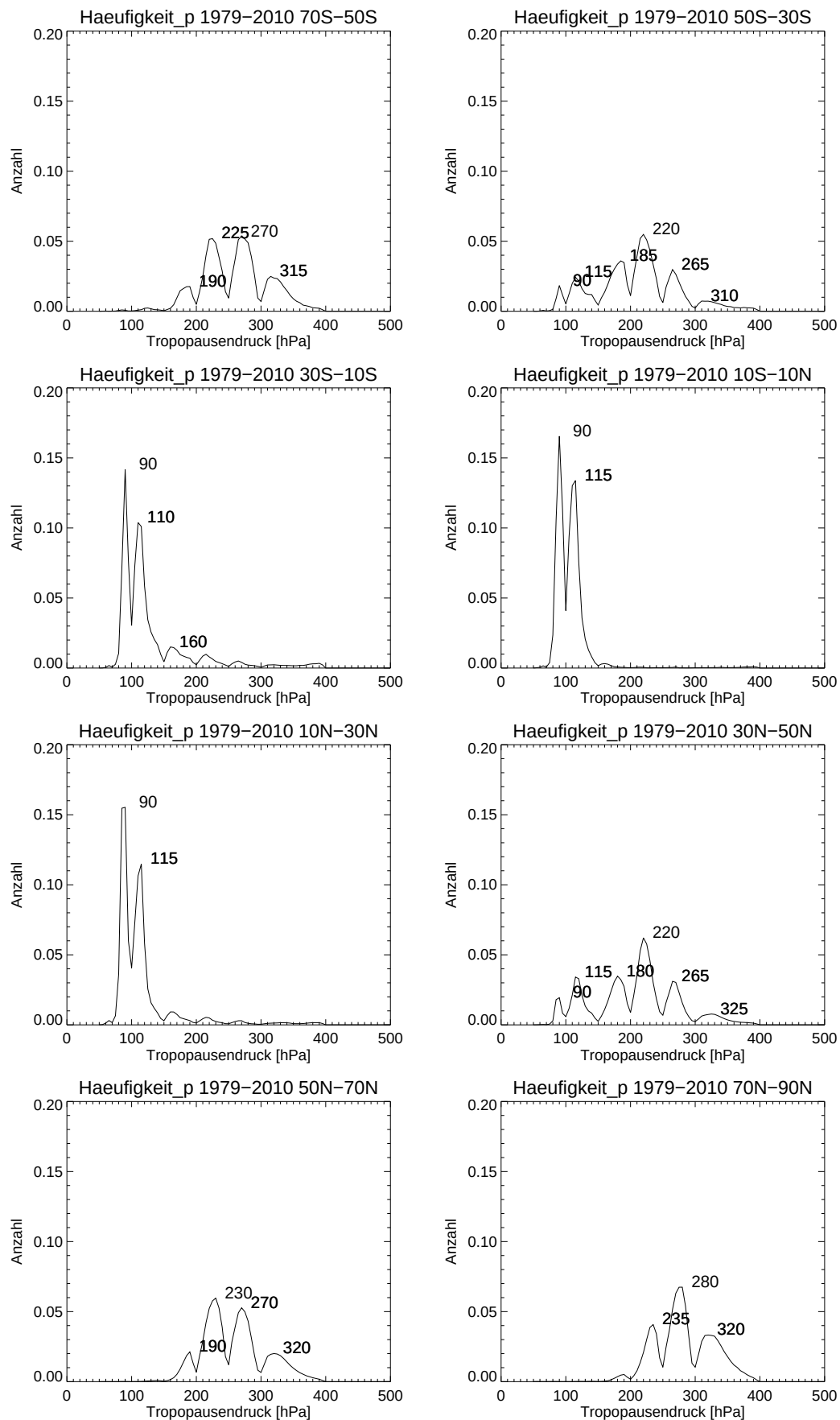


Bild 3.28: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979–2010.

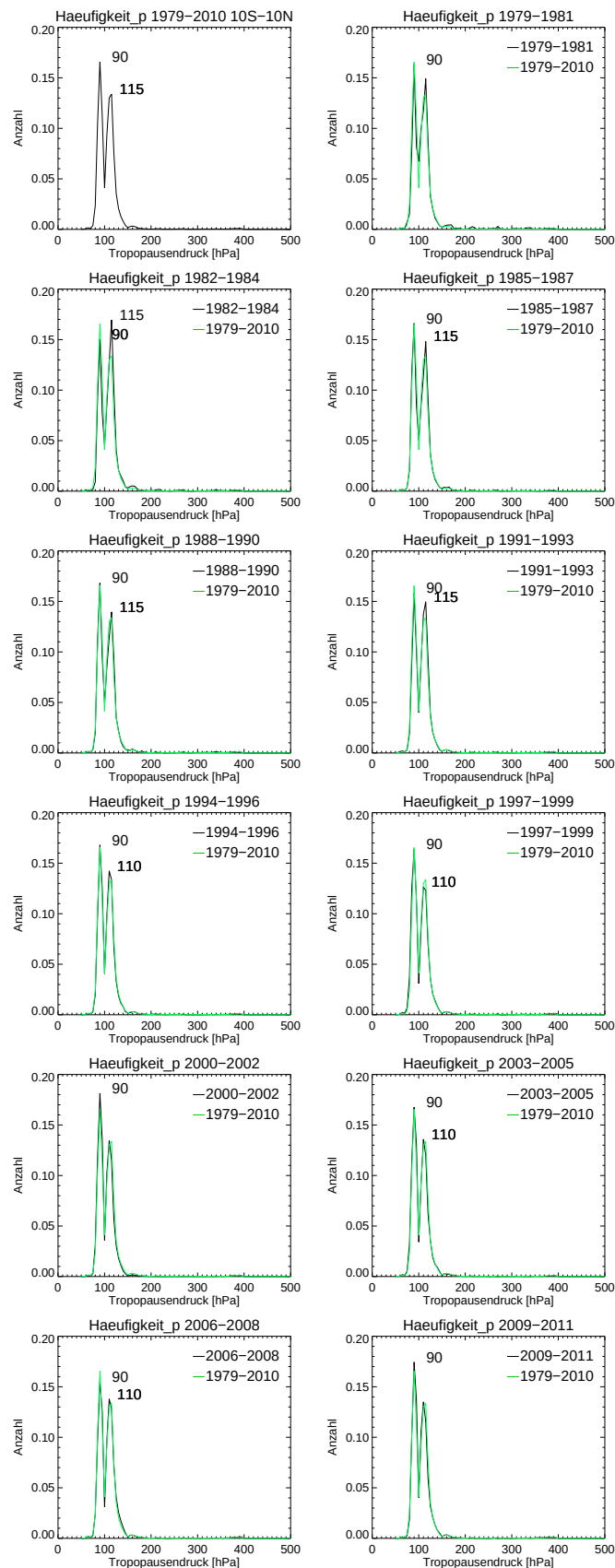


Bild 3.29: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosonden-
daten zwischen 10°S - 10°N im Vergleich 1979-2010 und im dreijährigen Intervall.

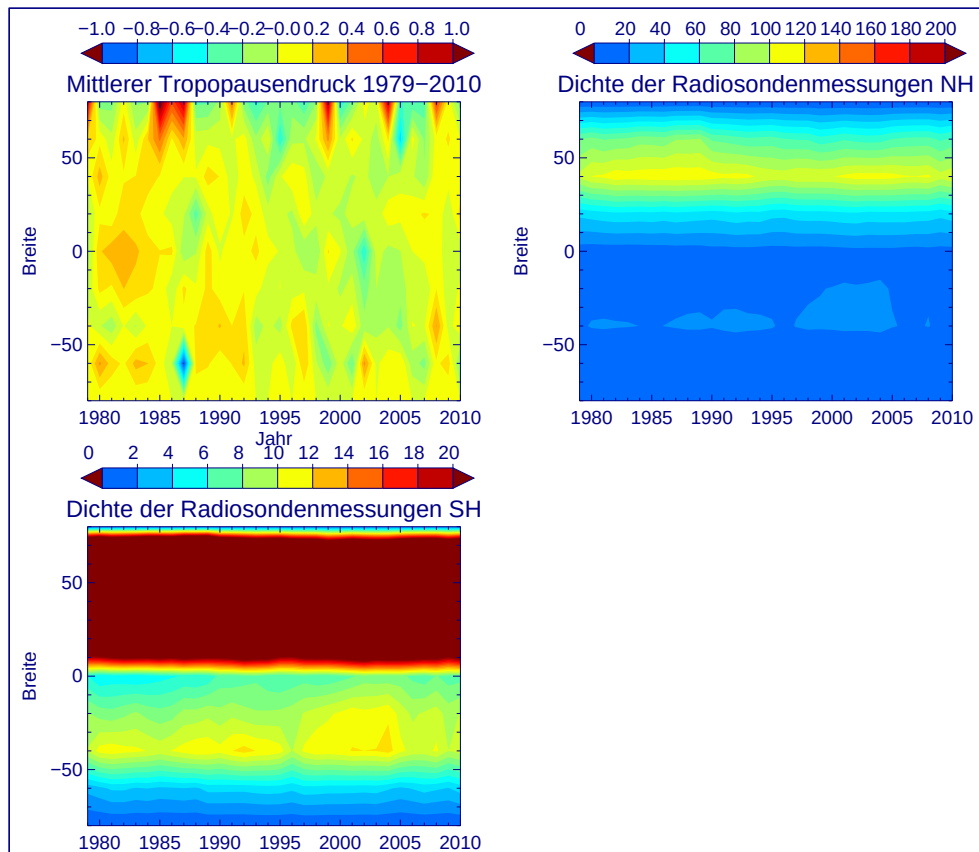


Bild 3.30: Mittlere Anomalien des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten und die Dichte der Radiosondenmessungen. Abbildung links oben zeigt die mittlere Tropopausendruckanomalie [hPa] von 1979 - 2010. Der rote bzw. blaue Bereich stellt positive bzw. negative Druckanomalien dar. Abbildung rechts oben bzw. links unten beschreibt die Dichte der Radiosondenmessungen auf der Nordhemisphäre bzw. auf der Südhemisphäre. Der rote bzw. blaue Bereich stellt eine hohe bzw. geringe Radiosondenmesswertdichte [Wert $\times 10^4$] dar.

Die Hovmöller-Darstellung 3.30 präsentiert die mittleren Anomalien des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten von 1979 - 2010 und die Dichte der Radiosondenmesswerte in beiden Hemisphären. Die Verteilung der Druckanomalien aus unkorrigierten Radiosondendaten sind denen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten sehr ähnlich. Man erkennt lediglich eine stärkere positive Anomalie in den unkorrigierten Radiosondendaten zu Beginn der 1980er Jahren im Bereich der Tropen.

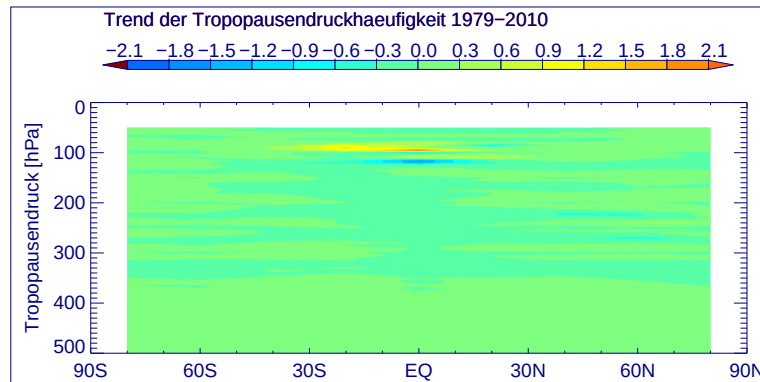


Bild 3.31: Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung des Tropopausendruckes aus unkorrigierten Radiosondendaten 1979–2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausendruckhäufigkeiten dar.

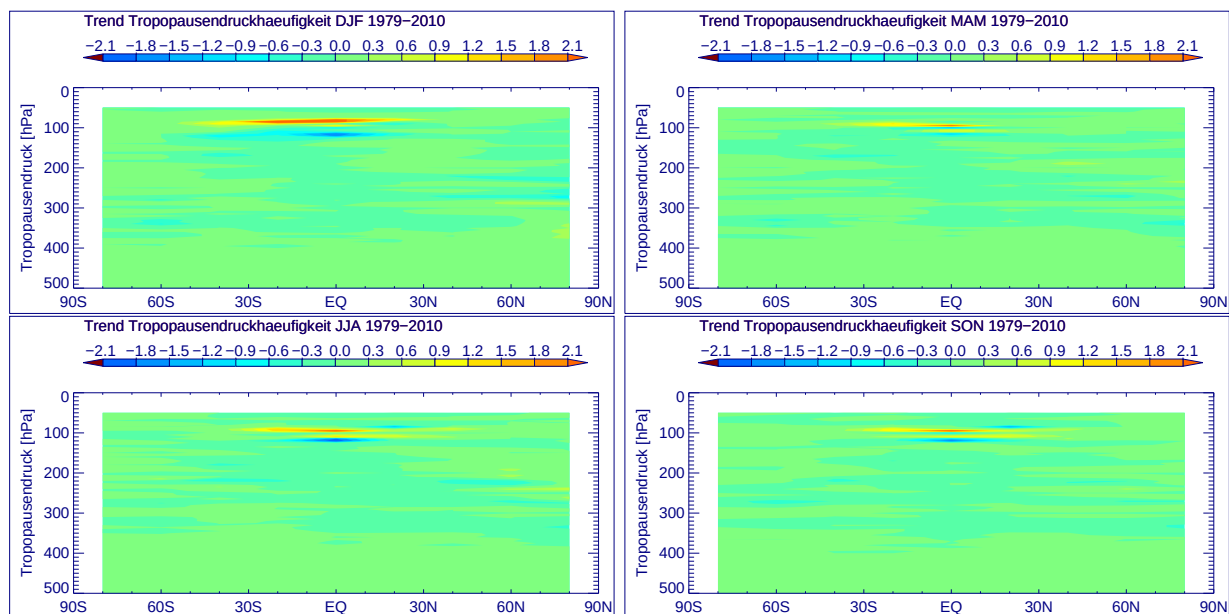


Bild 3.32: Zonaltrend der Häufigkeiten des Tropopausendruckes aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb der einzelnen Jahreszeiten von 1979–2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausendruckhäufigkeit dar. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Oktober/November)

3.2.2 Tropopausentemperatur

Abb. 3.33 stellt die Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten pro 20° Breitengürteleinteilung für die gesamte Zeitperiode von 1979-2010 dar. Wie bereits bei dem vorangegangenen Tropopausendruckvergleich zwischen den Resultaten aus strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten, zeigen auch die Ergebnisse aus der Temperaturuntersuchung in dieser Graphik eine Übereinstimmung.

Abb. 3.34 zeigt die Häufigkeitsverteilungen innerhalb des Breitengürtels zwischen 10°S und 10°N für jeweils drei Jahre innerhalb der 32-jährigen Zeitperiode. Der Maximalwert der Temperaturhäufigkeit von 190 K bleibt innerhalb des betrachteten Zeitraums konstant, nur dessen Häufigkeit ändert sich gering. Deutlich ersichtlich ist die Abnahme der 190 K Temperaturwerte innerhalb der letzten Jahre.

Eine globale Verteilung der Häufigkeiten des Tropopausentemperaturtrends aus unkorrigierten Radiosondendaten zeigt Abb. 3.36. Sie gibt die Änderung der Tropopausentemperaturhäufigkeit innerhalb der 32-jährigen Zeitperiode wieder. Die Zonaltrenddarstellung aus unkorrigierten Radiosondendaten zeigt das Gegenteil als die Zonaltrenddarstellung aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten im Bereich der Tropen. Die Ergebnisse aus unkorrigierten Radiosondendaten stellen eine starke Abnahme im Bereich der 195 K Temperaturhäufigkeit und eine ebenso markante Temperaturhäufigkeitszunahme im Bereich von 185 K dar. Im Gegensatz dazu stehen die schwach ausgeprägte Zunahme im 195 K Temperaturhäufigkeitsbereich und die leichte Abnahme der Häufigkeit bei tieferen Temperaturen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten.

In Abb. 3.37 sind die zonalen Änderungen der Tropopausentemperaturhäufigkeiten innerhalb der Jahreszeiten (Dezember/Jänner/Februar, März/April/Mai, Juni/Juli/August und September/Oktober/November) dargestellt. In allen vier Saisonen ist deutlich eine Zunahme an tieferen, 180-185 K, und eine Abnahme an höheren, 190-195 K, Tropopausentemperaturhäufigkeiten im Bereich der Tropen zu erkennen. In den Resultaten aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten herrscht der umgekehrte Fall. Ausnahme bildet die DJF- Graphik, in der die gleiche Abnahme bzw. Zunahme der Temperaturhäufigkeiten ersichtlich ist. Generell sind die Änderungen aus unkorrigierten Radiosondendaten markanter ausgeprägt, als aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten.

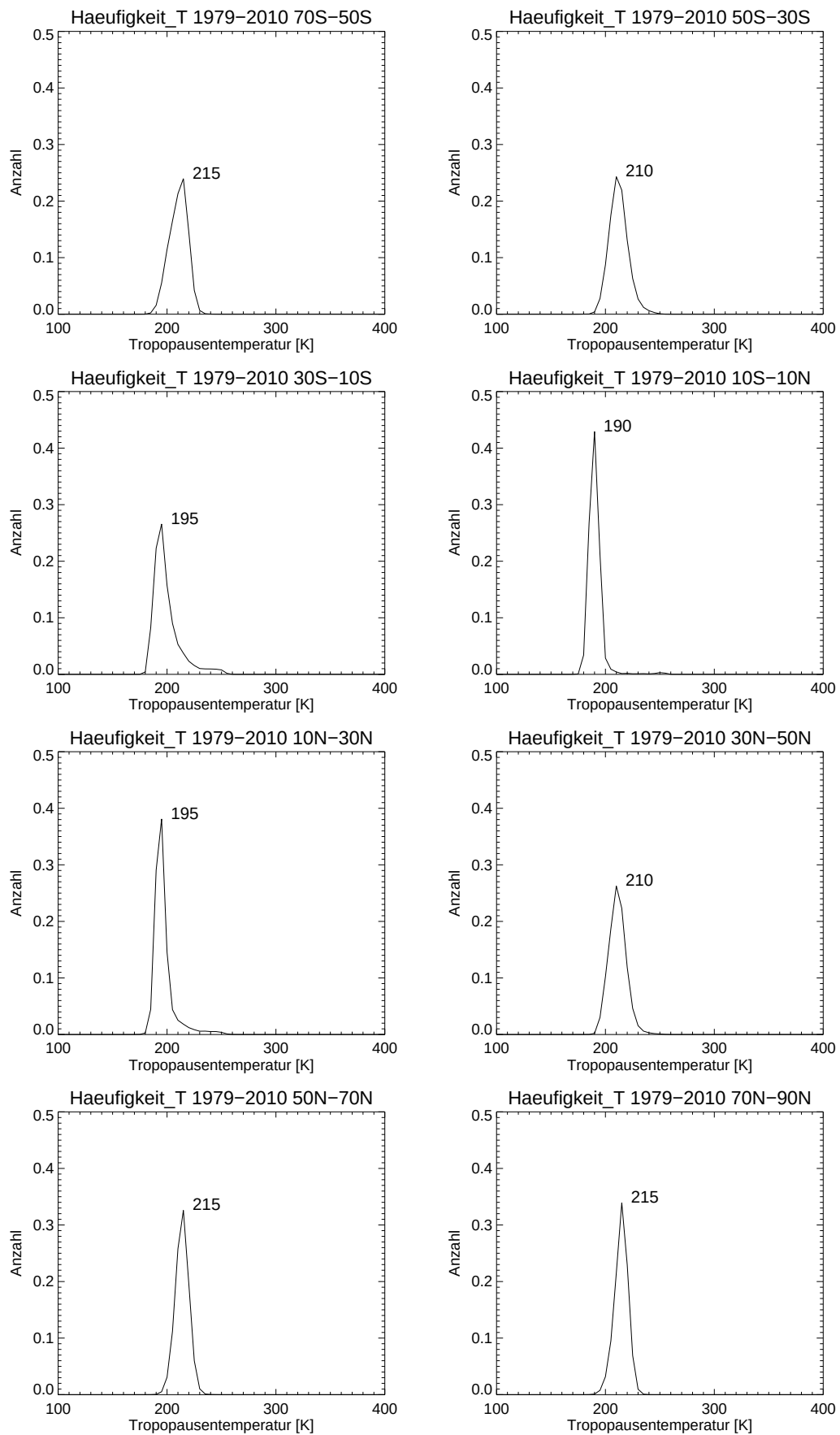


Bild 3.33: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979–2010.

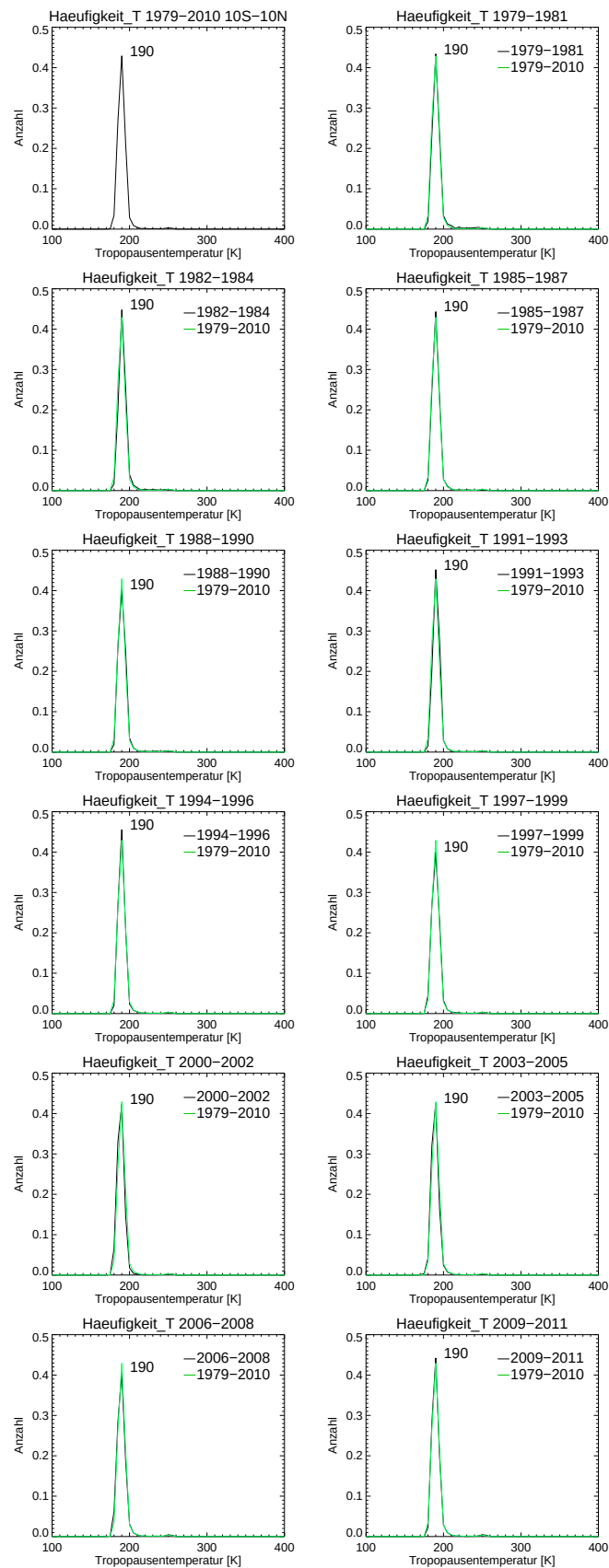


Bild 3.34: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S - 10°N im Vergleich 1979-2010 und im dreijährigen Intervall.

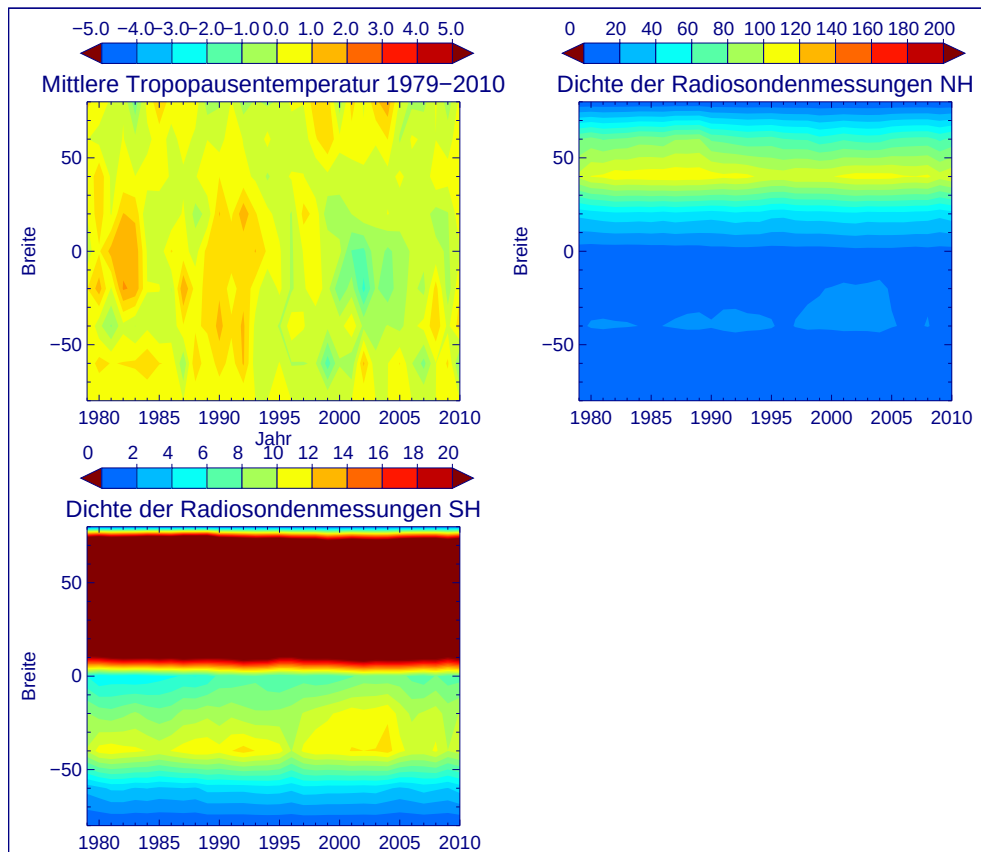


Bild 3.35: Mittlere Anomalien der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten und die Dichte der Radiosondenmessungen. Abbildung links oben zeigt die mittlere Tropopausentemperaturanomalie [K] von 1979 - 2010. Der rote bzw. blaue Bereich stellt positive bzw. negative Temperaturanomalien dar. Abbildung rechts oben bzw. links unten beschreibt die Dichte der Radiosondenmessungen auf der Nordhemisphäre bzw. auf der Südhemisphäre. Der rote bzw. blaue Bereich stellt eine hohe bzw. geringe Radiosondenmesswertdichte [Wert $\times 10^4$] dar.

Die Hovmöller-Darstellung 3.35 präsentiert die Anomalien der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten von 1979 - 2010 und die Dichte der Radiosondenmesswerte in beiden Hemisphären. Wie bereits in der Darstellung der Temperaturanomalien aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten erkennt man den positiven Einfluss des Ausbruchs des Pinatubo 1991 und den negativen Effekt von El-Nino 2002/03 auf die Temperatur. Deutlich ersichtlich ist, dass die genannten Temperaturanomalien aus unkorrigierten Radiosondendaten, besonders nördlich des Äquators, stärker ausgeprägt sind, als aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Weiters ist eine markante positive Temperaturanomalie im Bereich der Tropen in der ersten Hälfte der 1980er Jahren erkennbar. Die Temperaturanomalien aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten sind in dieser Region schwach-positiv bzw. negativ. Dieser Vergleich macht den Einfluss des Strahlungsfehlers ersichtlich.

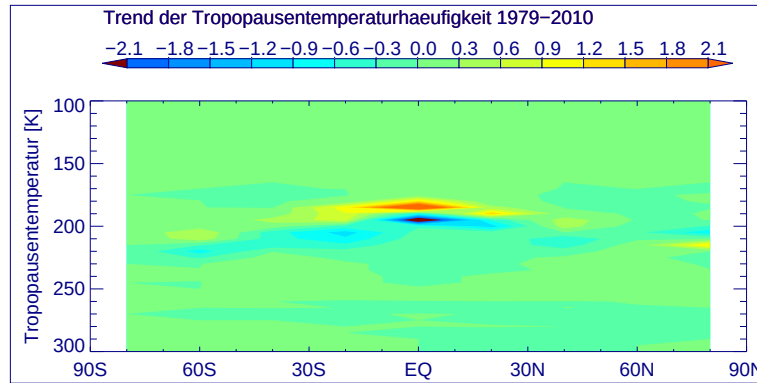


Bild 3.36: Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausentemperaturhäufigkeiten dar.

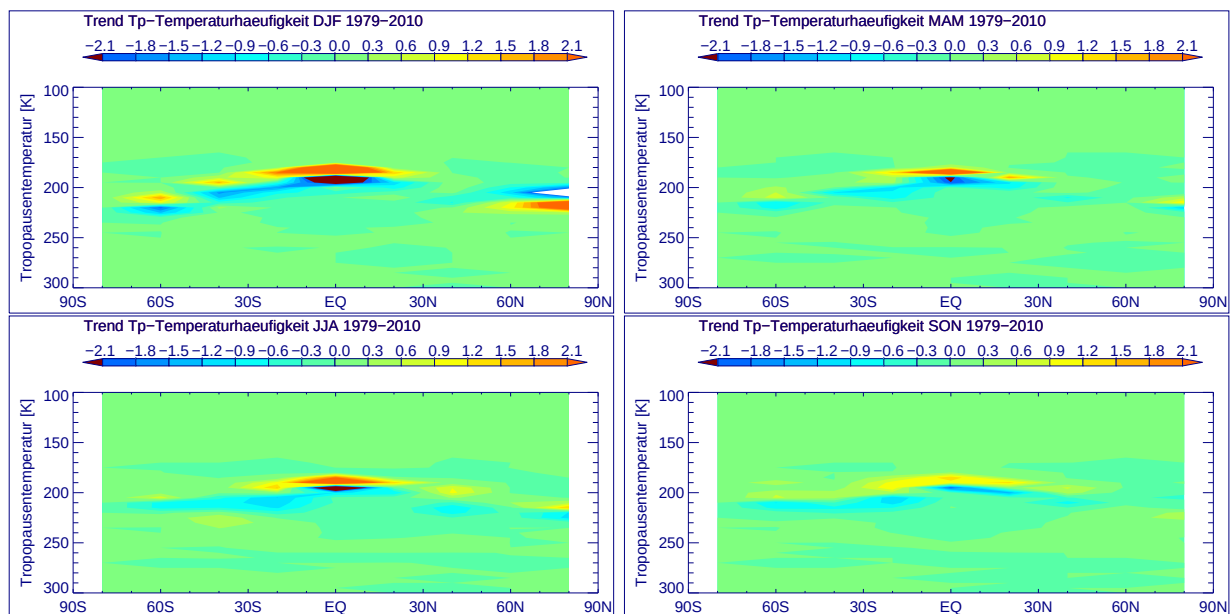


Bild 3.37: Zonaltrend der Häufigkeiten der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausendruckhäufigkeit dar. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Oktober/November)

3.3 Ergebnisse aus ERA-interim Reanalysedaten

Die Analyse dieser Daten stehen im Vergleich zu den Ergebnissen aus strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten. Wie bereits in Kapitel 2 ausführlich besprochen, fließen in die Reanalysedaten eine Vielzahl an Datensätzen mit ein. Besonders in jüngster Zeit nahmen die Einflüsse von GPS- und Satelliten - Daten immer mehr zu. Induziert durch diese unterschiedlichen Datenquellen können die Ergebnisse im Vergleich zu den Radiosondendaten voneinander variieren.

3.3.1 Tropopausendruck

Eine globale Verteilung der Häufigkeiten des Tropopausendrucktrends aus ERA-interim Reanalysedaten zeigt Abb. 3.38. Sie gibt die Änderung der Tropopausendruckhäufigkeit innerhalb der 32-jährigen Zeitperiode wieder. Deutlich ersichtlich ist die Abnahme der höheren (100 hPa) und die Zunahme an tieferen Druckhäufigkeiten (95 hPa) in Bereich der Tropen. Dieselben Ergebnisse liefern auch die Berechnungen aus beiden Radiosondendatensätzen. Jedoch ist hier die Änderung stärker ausgeprägt. Ursache hierfür liegt in der höheren Radiosondenmesswertdichte, welche in Abb. 3.40 dargestellt wird.

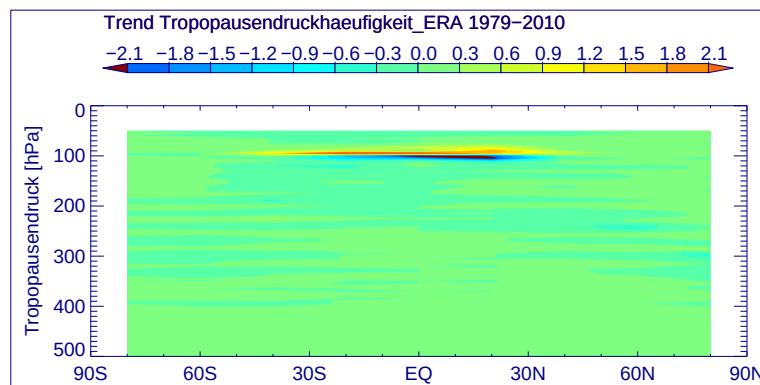


Bild 3.38: Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten von 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausendruckhäufigkeiten dar.

Abb. 3.39 stellt die Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten pro 20° Breitengürteleinteilung für die gesamte Zeitperiode von 1979-2010 dar. Die Verteilung der Tropopausendruckwerte weist wesentliche Unterschiede zu jener aus strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten auf. Das Maximum im tropischen Bereich liegt bei 95 hPa. Hingegen es zwei Maxima bei 90hPa und 110hPa bzw. 115hPa in

den Häufigkeitsverteilungen aus strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten gibt. Ebenfalls stark verschieden ist die Verteilung in der Region von 30°N-50°N. Hier liegen die häufigsten Druckwerte bei 115hPa und 200hPa. Betrachtet man die Häufigkeitsverteilung des Druckes aus strahlungskorrigierten bzw. unkorrigierten Radiosondendaten, so sind sechs Maxima erkennbar.

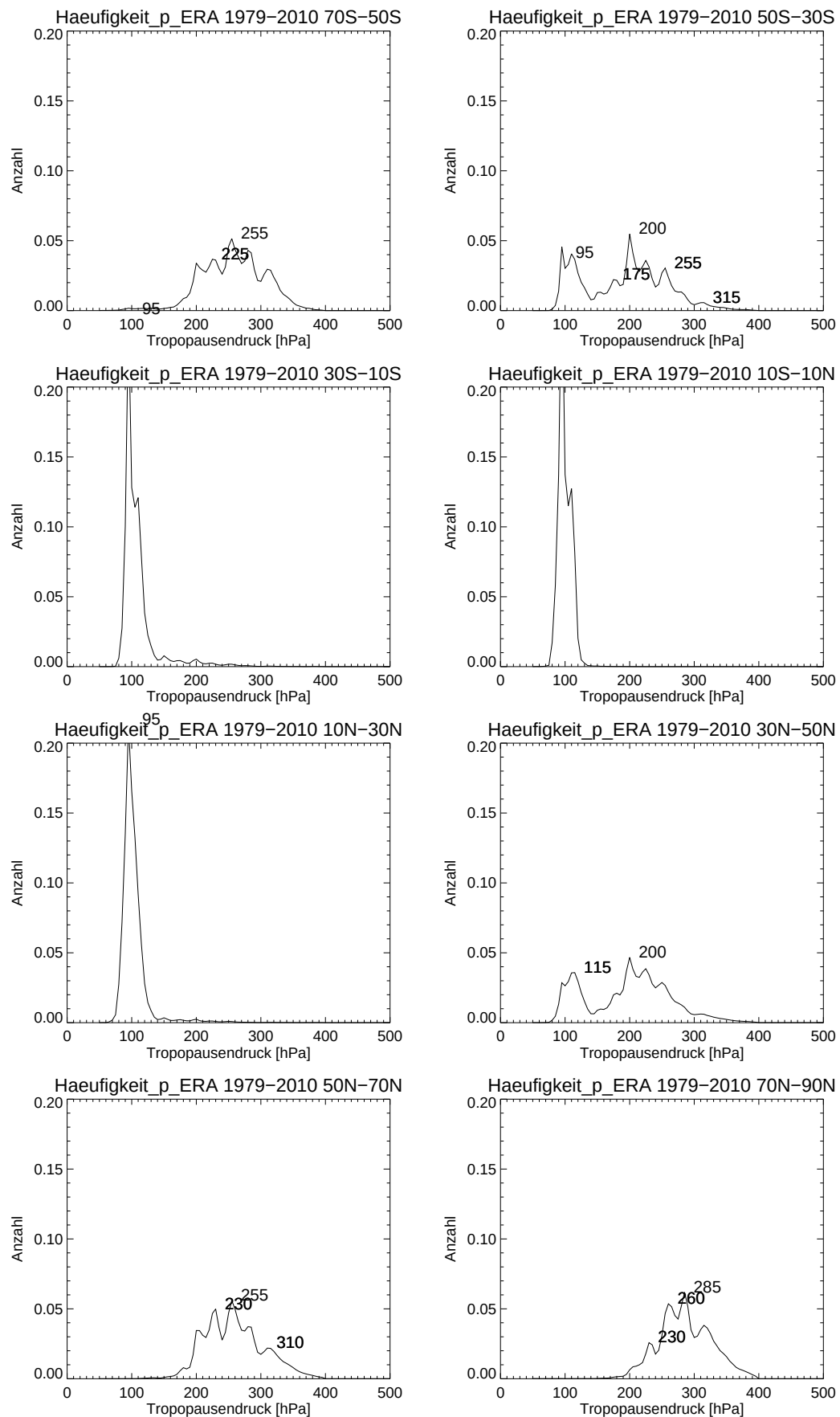


Bild 3.39: Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010.

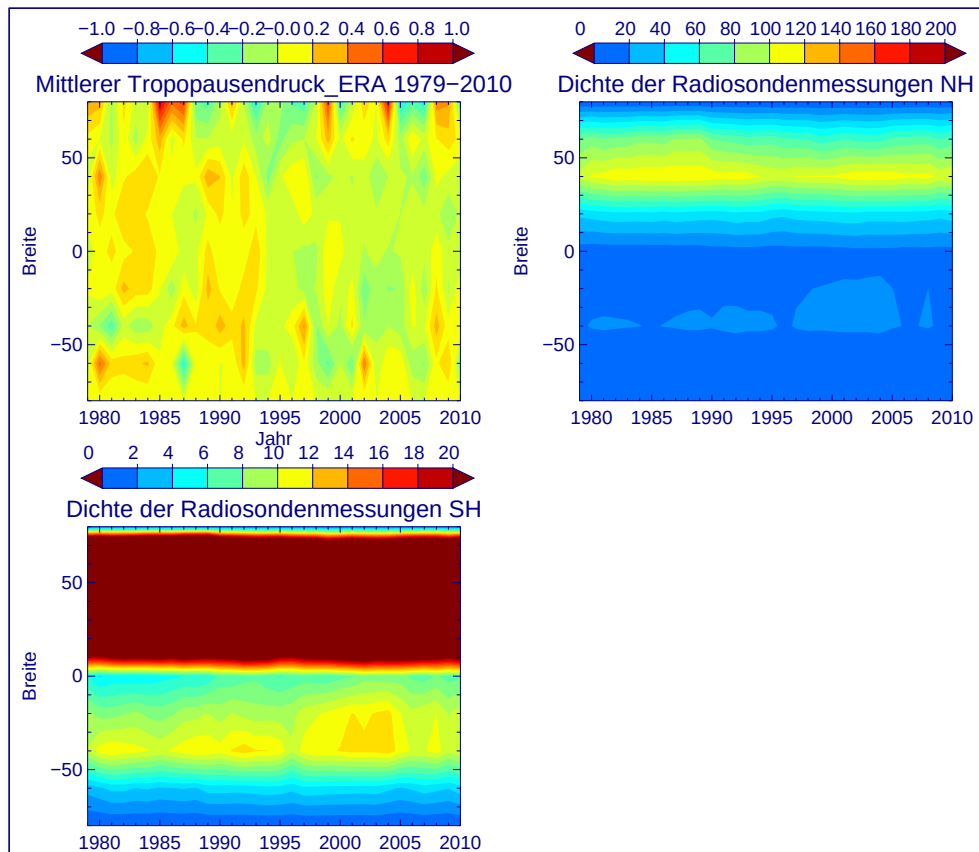


Bild 3.40: Mittlere Anomalien des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten und die Dichte der Radiosondenmessungen. Abbildung links oben zeigt die mittlere Tropopausendruckanomalie [hPa] von 1979 - 2010. Der rote bzw. blaue Bereich stellt positive bzw. negative Druckanomalien dar. Abbildung rechts oben bzw. links unten beschreibt die Dichte der Radiosondenmessungen auf der Nordhemisphäre bzw. auf der Südhemisphäre. Der rote bzw. blaue Bereich stellt eine hohe bzw. geringe Radiosondenmesswertdichte [Wert $\times 10^4$] dar.

Die Hovmöller-Darstellung 3.40 präsentiert die mittleren Anomalien des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten von 1979 - 2010 und die Dichte der Radiosondenmesswerte in beiden Hemisphären. Die Dichte der Radiosondenmesswerte aus ERA-interim Reanalysedaten ist höher als aus beiden Radiosondendaten. Die Verteilung der Druckanomalien unterscheidet sich in bestimmten Regionen deutlich zu jener aus Radiosondendaten. Die positive Druckanomalie zu Beginn der 1980er Jahren im Bereich der Tropen ist weniger stark ausgeprägt. Ebenso sind die positiven Druckanomalien in der nördlichen Polarregion, als auch im Bereich der Tropen zwischen 2005 und 2010 deutlich schwächer. Lediglich Anfang der 1990er Jahren werden stärkere positive Druckanomalien verzeichnet.

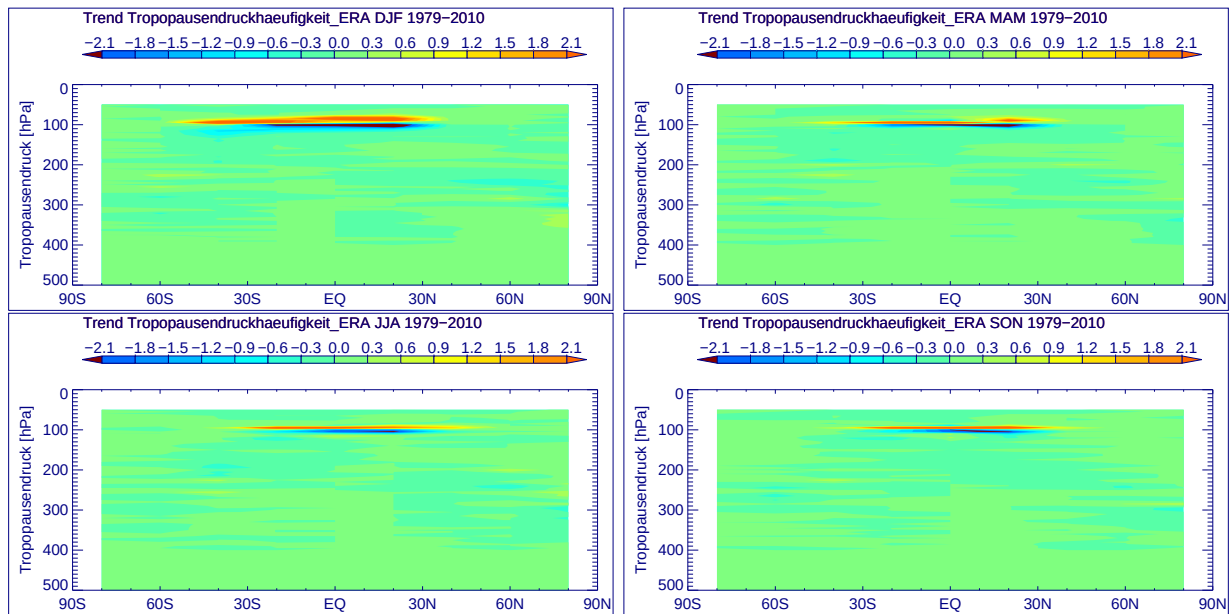


Bild 3.41: Zonaltrend der Häufigkeiten des Tropopausendrucks aus ERA-interim Re-analysedaten innerhalb der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausendruckhäufigkeit dar. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Okttober/November)

In Abb. 3.41 sind die zonalen Änderungen der Tropopausendruckhäufigkeiten innerhalb der Jahreszeiten (Dezember/Jänner/Februar, März/April/Mai, Juni/Juli/August und September/Okttober/November) dargestellt. In allen vier Saisonen ist die Zunahme an tieferen Tropopausendrucken (90-95hPa) und die Abnahme an hohen Tropopausendrucken (100-110 hPa) zwischen 30°S und 30°N dominierend. Diese Ergebnisse stimmen mit jenen aus strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten überein.

3.3.2 Tropopausentemperatur

Eine globale Verteilung der Häufigkeiten des Tropopausentemperaturtrends aus ERA-interim Reanalysedaten zeigt Abb. 3.42. Sie gibt die Änderung der Tropopausentemperaturhäufigkeit innerhalb der 32-jährigen Zeitperiode wieder. Deutlich ersichtlich ist die Abnahme der 185 K und die Zunahme der 195 K Temperaturhäufigkeit in Bereich der Tropen. Die gleiche Entwicklung zeigen auch die Ergebnisse aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, wobei die Änderungen im letztgenannten Datensatz geringer sind.

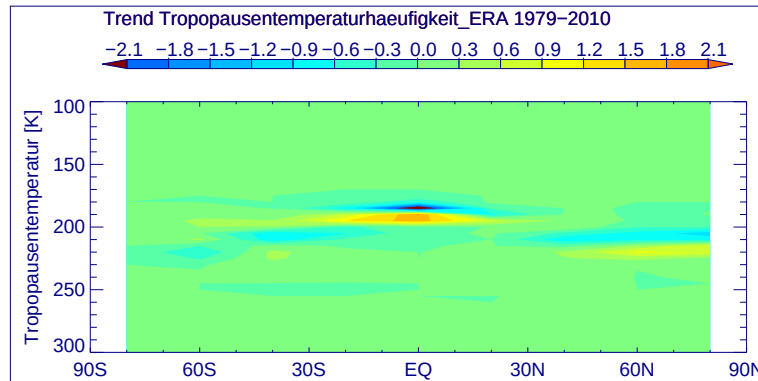


Bild 3.42: Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausentemperaturhäufigkeiten dar.

Abb. 3.43 stellt die Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten pro 20° Breitengürteleinteilung für die gesamte Zeitperiode von 1979-2010 dar. Die Verteilung ist denen aus strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten sehr ähnlich. Die maximalen Häufigkeitswerte liegen im selben Bereich.

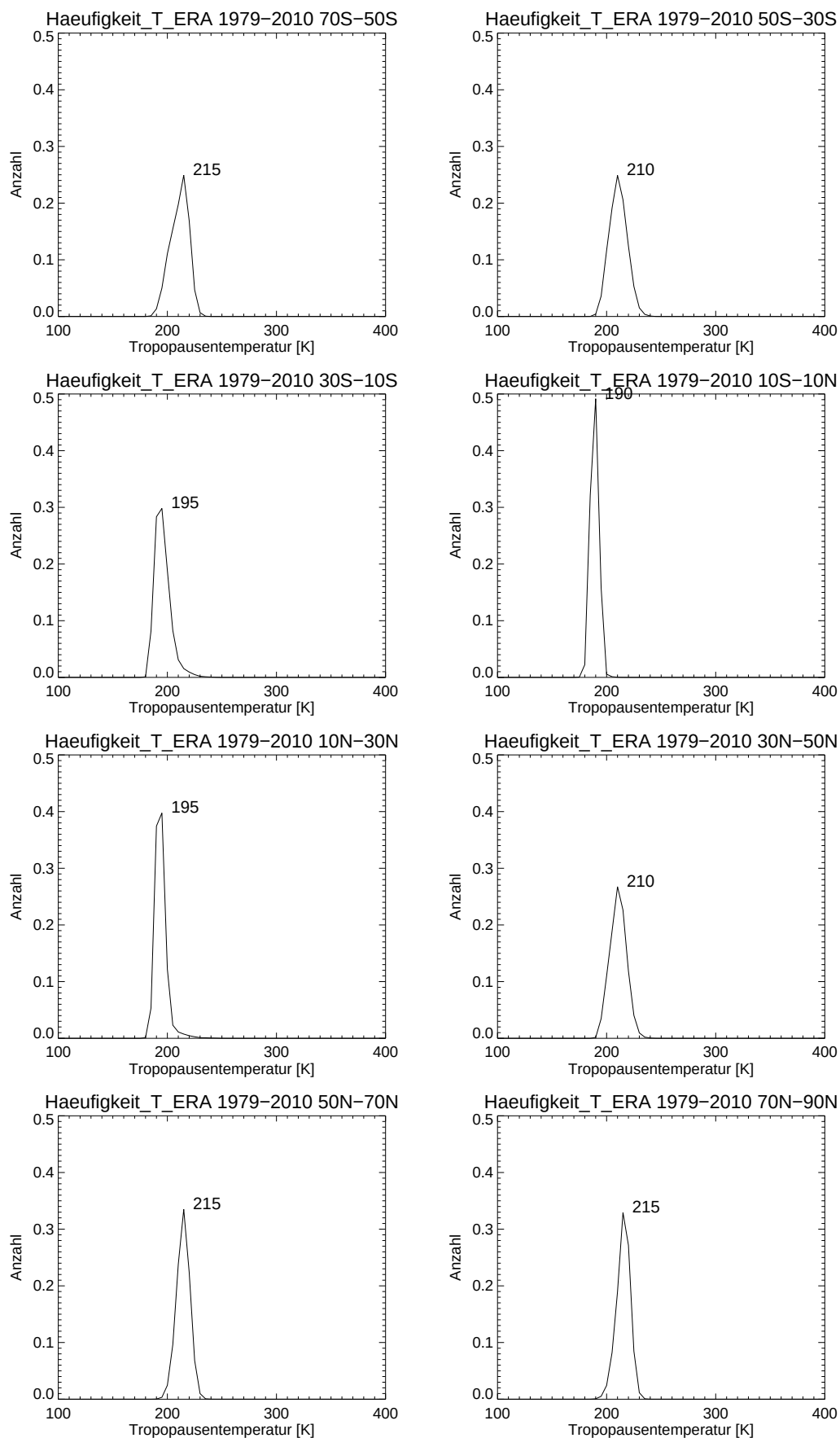


Bild 3.43: Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalyse-daten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010.

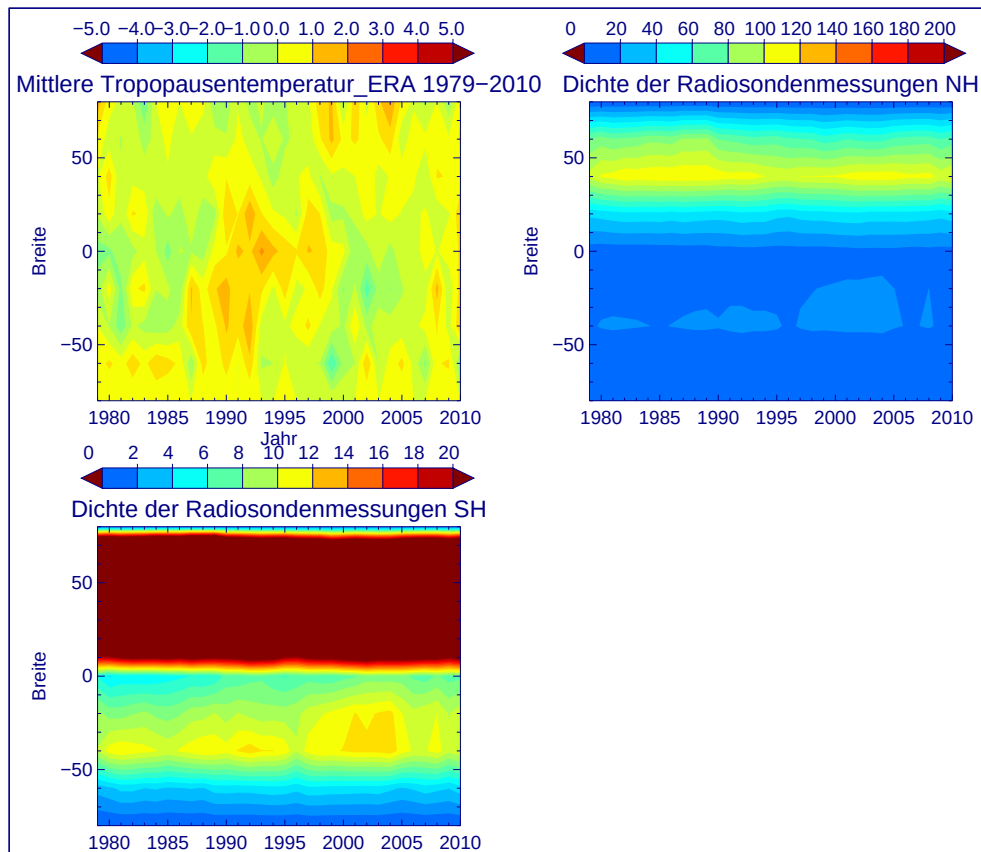


Bild 3.44: Mittlere Anomalien der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten und die Dichte der Radiosondenmessungen. Abbildung links oben zeigt die mittlere Tropopausentemperaturanomalie [K] von 1979 - 2010. Der rote bzw. blaue Bereich stellt positive bzw. negative Temperaturanomalien dar. Abbildung rechts oben bzw. links unten beschreibt die Dichte der Radiosondenmessungen auf der Nordhemisphäre bzw. auf der Südhemisphäre. Der rote bzw. blaue Bereich stellt eine hohe bzw. geringe Radiosondenmesswertdichte [Wert $\times 10^4$] dar.

Die Hovmöller-Darstellung 3.44 präsentiert die Anomalien der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten von 1979 - 2010 und die Dichte der Radiosondenmesswerte in beiden Hemisphären. Die Verteilung der Temperaturanomalien aus ERA-interim Reanalysedaten ist jener aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten ähnlich. Ausnahme bildet der tropische Bereich in den 1990er Jahren. Hier herrscht eine stärkere positive Temperaturanomalie als bei strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Der positiven Einfluss des Ausbruchs des Pinatubo 1991 und der negativen Effekt von El-Nino 2002/03 auf die Temperatur ist ebenfalls deutlich erkennbar.

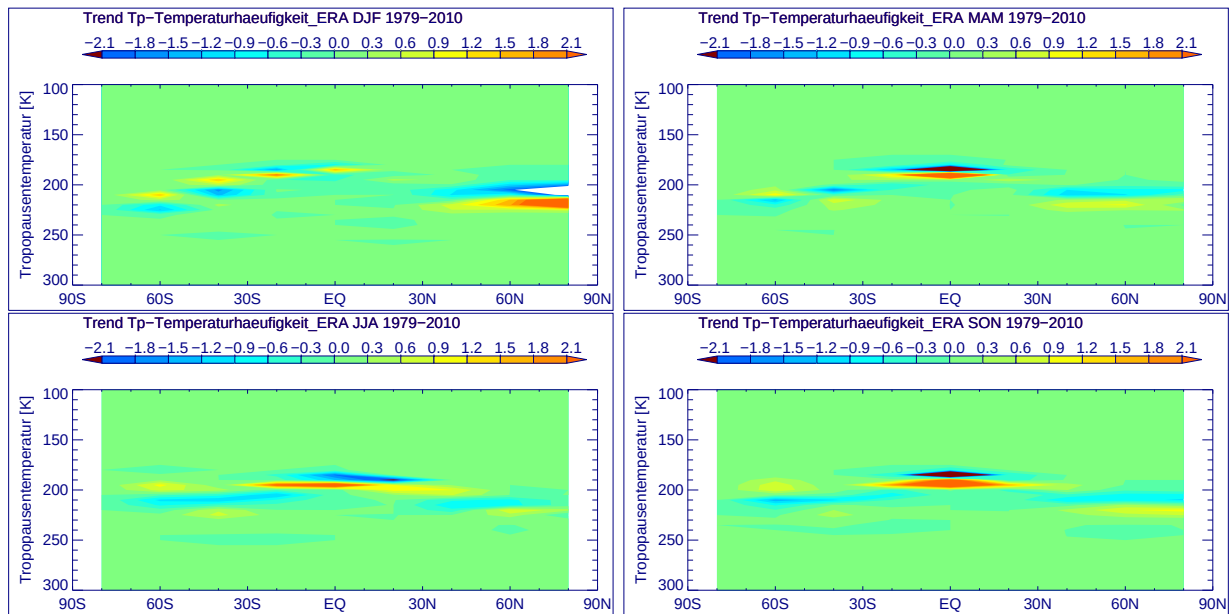


Bild 3.45: Zonaltrend der Häufigkeiten der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010. Der rote Bereich stellt eine Zunahme, der blaue Bereich eine Abnahme der Tropopausendruckhäufigkeit dar. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Okttober/November)

In Abb. 3.45 sind die zonalen Änderungen der Tropopausentemperaturhäufigkeiten innerhalb der Jahreszeiten (Dezember/Jänner/Februar, März/April/Mai, Juni/Juli/August und September/Okttober/November) dargestellt. Der Trend ist jenen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten ähnlich. In MAM, JJA und SON dominiert eine Abnahme an tieferen Temperaturwerten (185 K) und eine Zunahme an höheren Temperaturwerten (195 K) zwischen 30°S und 30°N. In DJF herrschen die umgekehrten Verhältnisse vor. Der Trend aus ERA-interim Reanalysedaten ist stärker ausgeprägt. Die Extremwerte im Bereich der Arktis sind aufgrund zu weniger Radiosondenmesswerte nicht signifikant.

3.4 Zusammenfassung

Die Ergebnisse aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten lassen sich folgend zusammenfassen.

Die Tropopausendruckresultate sind bei allen drei Datensätzen nahezu ident. Es ist eine Zunahme an tieferen (90-95hPa) und eine Abnahme an höheren (100-110 hPa) Werten erkennbar. Anhand der Zonalplotdarstellung der Häufigkeiten des Tropopausentemperaturtrends ist erstmals ersichtlich, dass die Temperaturänderung in den Ergebnissen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten sich zu jenen aus unkorrigierten Radiosondendaten unterscheiden. Die Ergebnisse aus unkorrigierten Radiosondendaten stellen eine starke Abnahme im Bereich der 195 K Temperaturhäufigkeit und eine ebenso markante Temperaturhäufigkeitszunahme im Bereich von 185 K dar. Im Gegensatz dazu stehen die schwach ausgeprägte Zunahme im 195 K Temperaturhäufigkeitsbereich und die leichte Abnahme der Häufigkeit bei tieferen Temperaturen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Die Ergebnisse aus ERA-interim Reanalysedaten zeigen die gleiche Entwicklung wie aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, wobei die Änderungen im letztgenannten Datensatz geringer sind. In Kapitel 4 wird auf die Trendanalyse der beiden Tropopausenparameter näher eingegangen.

4 Tropopausentrends des Drucks und der Temperatur im Vergleich

Die Darstellung des zonal-gemittelten Trends gibt Auskunft über die Änderung der beiden Tropopausenparameter, Druck und Temperatur, pro Dekade zwischen der 32-jährigen Zeitperiode von 1979 bis 2010. Die Analysen beziehen sich auf die solar - strahlungskorrigierten Radiosondendaten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten. Die genauen Trendwerte werden mit dem jeweiligen Sigma - Konfidenzintervall zur besseren Anschauung in Tabellen angeführt. Auch eine Auswahl an Trendergebnissen aus bisheriger Literatur wird nachfolgend aufgelistet und mit den Resultaten aus dieser Arbeit verglichen. Die vollständigen Trendwerte für die betrachteten Jahreszeiten bzw. den unterschiedlichen Breitengürteleinteilungen für beide Tropopausenparameter werden tabellarisch im Anhang eingebracht.

4.1 Tropopausentrends aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten

4.1.1 Trend des Tropopausendrucks

Abb. 4.1 zeigt den Vergleich des zonal-gemittelten Tropopausendrucktrends aus solar - strahlungskorrigierten Radiosondendaten, aus unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten. Der Trend ist bzgl. der Ergebnisse aus Radiosondendaten, wie eingehend schon besprochen, weitgehend ident. Lediglich im nördlichen Polargebiet wird in den strahlungskorrigierten Radiosondendaten eine starke Abnahme des Tropopausendrucks verzeichnet. Jedoch ist in beiden Darstellung der Vertrauensbereich so breit gefächert, dass die Aussage für das Polargebiet nicht relevant erscheint. Im Gegensatz dazu, sind die Trendergebnisse der Druckwerte zwischen 30°S und 30°N signifikant. Wie in den Tabellen 4.1, 4.2

und 4.3 ersichtlich, herrscht innerhalb 30°S und 10°S bzw. 10°S und 10°N eine aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten berechnete Tropopausendruckabnahme von -1.0 ± 0.3 hPa/Dekade bzw. -1.2 ± 0.5 hPa/Dekade. Zwischen 10°N und 30°N ist eine leichte Tropopausendruckzunahme von 0.2 ± 0.4 hPa/Dekade zu erkennen. Außerhalb der Tropen und dem Breitengürtel 50°S-30°S kann man von einer Tropopausendruckabnahme von -0.6 bis -1.1 ± 0.4 bis 0.9 hPa/Dekade sprechen. In 50°S-30°S herrscht eine Zunahme von 0.2 ± 0.5 hPa/Dekade. Vergleicht man die Trendwerte genau miteinander, so ist ersichtlich, dass die Tropopausendruckabnahme bzw. -zunahme aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten gedämpfter bzw. stärker ausgeprägt ist, als aus unkorrigierten Radiosondendaten. Der Trendverlauf aus ERA-interim Reanalysedaten weicht besonders im Bereich der nördlichen Tropen, 10°N-30°N, und innerhalb 50°N und 70°N vom Trendverlauf aus Radiosondendaten ab. Im Gegensatz zu den Resultaten aus beide Radiosondendaten ist zwischen 10°N und 30°N eine markante Tropopausendruckabnahme von -1.4 ± 0.3 hPa/Dekade und zwischen 50°N und 70°N eine Zunahme von 0.4 ± 0.5 hPa/Dekade ersichtlich. In den jeweiligen anderen Breitenzonen stimmen die berechneten Druckabnahmen bzw. -zunahmen mit den vorangegangenen Radiosondenwerten überein, wobei jedoch die Trendwerte in beiden Fällen höher sind.

Der global-gemittelte Trend beträgt -0.7 ± 0.1 hPa/Dekade aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten und -0.9 ± 0.1 hPa/Dekade aus unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten.

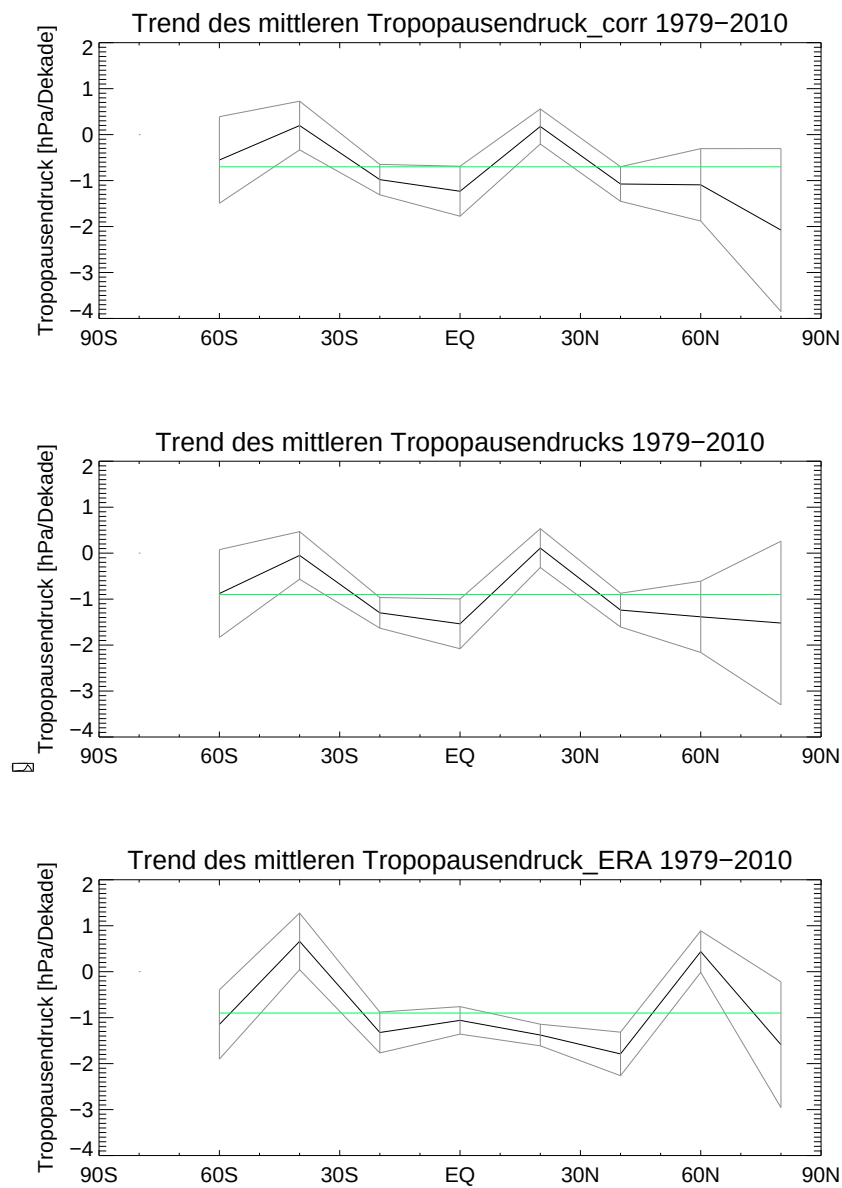


Bild 4.1: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks von strahlungskorrigierten Radiosondendaten (Graphik oben), unkorrigierten Radiosondendaten (Graphik mitte) und ERA-interim Reanalysedaten (Graphik unten) von 1979-2010. Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall. Die grüne Linie stellt das globale Mittel dar.

Abb. 4.2, 4.3 und 4.4 zeigen den zonal-gemittelten Tropopausendrucktrend aus solar - strahlungskorrigierten Radiosondendaten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten für alle vier Jahreszeiten. Damit alle Druckwerte in der Graphik dargestellt werden, ist die Skalierung der y-Achse erweitert. Der Drucktrendverlauf aus beiden Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten ist einander ähnlich. Das Sigma - Konfidenzintervall ist in manchen Breitengürtelbereichen, wie 30°N-50°N in JJA oder 70°S-50°S in SON, bzw. besonders in der Saison DJF breit gestreut und daher nicht signifikant. So wird unter Betrachtung der strahlungskorrigierten Radiosondendaten zu dieser Jahreszeit im Bereich der nördlichen Polarregionen eine Tropopausendruckzunahme von 3.6 ± 3.0 hPa/Dekade berechnet, wohingegen in der Jahreszeit MAM eine Abnahme von -4.7 ± 2.6 hPa/Dekade erreicht wird. Im Bereich zwischen 50°S und 30°S ist in fast allen Saisonen, Ausnahme bildet SON, eine Zunahme des Tropopausendrucks dargestellt. Der tropische Bereich, 30°S-30°N, schwankt zwischen einer Druckabnahme von -1.3 ± 0.5 hPa/Dekade in JJA südlich des Äquators bis zu einer leichten Druckzunahme 0.3 ± 0.5 hPa/Dekade in SON auf der Nordhemisphäre. Die Werte aus unkorrigierten Radiosondendaten sind den Ergebnissen aus den strahlungskorrigierten Radiosondendaten ähnlich. Bei den Trendergebnissen aus ERA-interim Reanalysedaten fallen drei Werte besonders auf. In der Jahreszeit SON herrscht im Bereich 10°N-30°N eine Druckabnahme von -1.1 ± 0.3 hPa/Dekade, wohingegen bei den Trendwerten aus beiden Radiosondendaten eine leichte Druckzunahme verzeichnet wird. Umgekehrt verhält es sich im Bereich 50°N-70°N. Der Trend aus ERA-interim Reanalysedaten beträgt 0.1 ± 0.5 hPa/Dekade. Jener aus beiden Radiosondendaten verzeichnet eine Druckabnahme. Ebenso markant ist die Druckabnahme von -7.6 ± 2.5 hPa/Dekade in DJF aus ERA-interim Reanalysedaten. Im Vergleich dazu steht die leichte Druckzunahme in den Ergebnissen aus beiden Radiosondendaten. Der Trend der Saison SON stimmt am genauesten mit dem über die gesamte Zeitperiode zonal-gemittelten Trend überein.

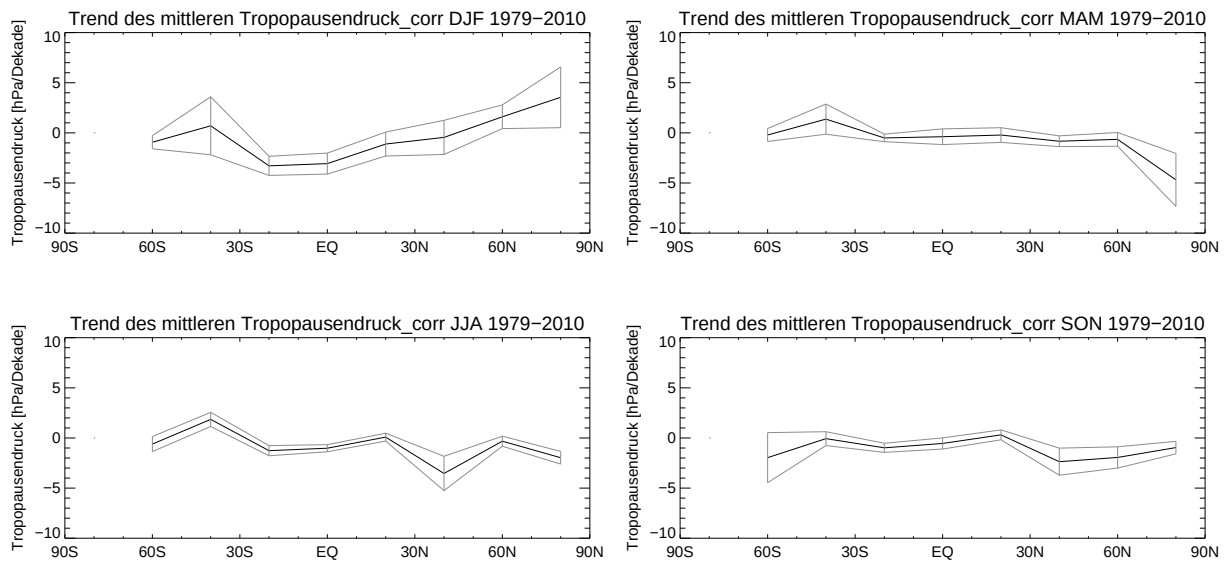


Bild 4.2: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks der einzelnen Jahreszeiten von strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Okttober/November). Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall.

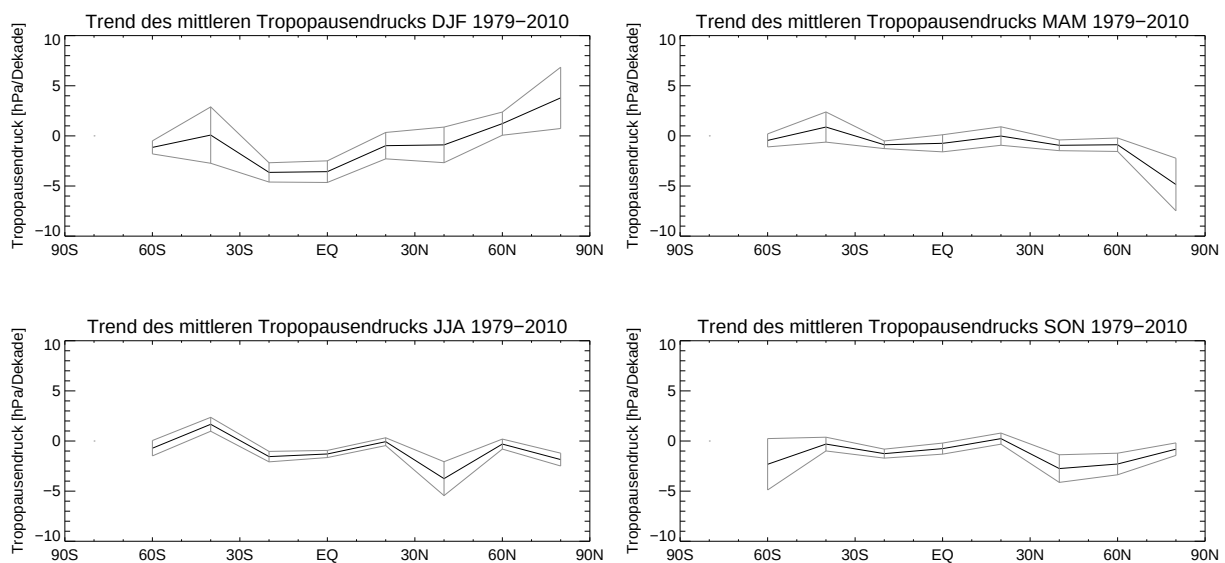


Bild 4.3: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks der einzelnen Jahreszeiten von unkorrigierten Radiosondendaten. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Okttober/November). Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall.

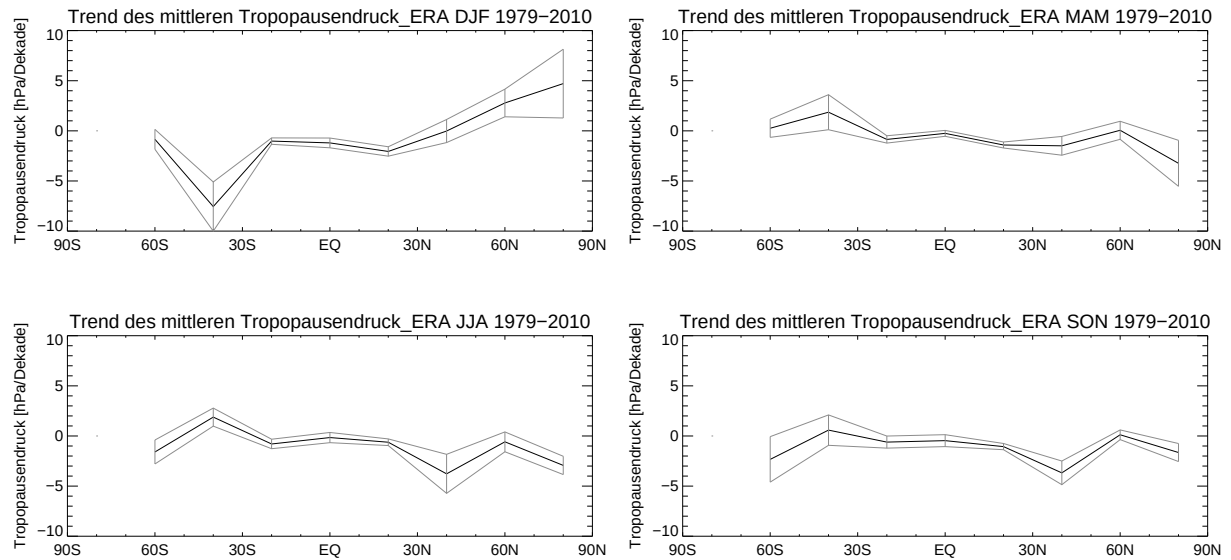


Bild 4.4: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendruckes der einzelnen Jahreszeiten von ERA-interim Reanalysedaten. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Okttober/November). Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall.

Trend in Zahlen

20° Breitengürtel	Drucktrend _{corr} [hPa]/Dekade 1979-2010	Konfidenzintervall +/- [hPa]
70°S-50°S	-0.6	0.9
50°S-30°S	0.2	0.5
30°S-10°S	-1.0	0.3
10°S-10°N	-1.2	0.5
10°N-30°N	0.2	0.4
30°N-50°N	-1.1	0.4
50°N-70°N	-1.1	0.8
70°N-90°N	-2.1	1.8

Tabelle 4.1: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend [hPa]/Dekade 1979-2010	Konfidenzintervall +/- [hPa]
70°S-50°S	-0.9	1.0
50°S-30°S	-0.1	0.5
30°S-10°S	-1.3	0.3
10°S-10°N	-1.5	0.5
10°N-30°N	0.1	0.4
30°N-50°N	-1.2	0.4
50°N-70°N	-1.4	0.8
70°N-90°N	-1.5	1.8

Tabelle 4.2: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend _{ERA} [hPa]/Dekade 1979-2010	Konfidenzintervall +/- [hPa]
70°S-50°S	-1.2	0.8
50°S-30°S	0.7	0.6
30°S-10°S	-1.3	0.5
10°S-10°N	-1.1	0.3
10°N-30°N	-1.4	0.3
30°N-50°N	-1.8	0.5
50°N-70°N	0.4	0.5
70°N-90°N	-1.6	1.4

Tabelle 4.3: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten von 1979-2010.

4.1.2 Trend der Tropopausentemperatur

Abb. 4.5 zeigt den Vergleich des zonal-gemittelten Tropopausentemperaturtrends aus korrigierten Radiosondendaten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten von 1979-2010. Der Unterschied zwischen dem Verlauf der beiden Temperaturtrends aus Radiosondendaten ist klar ersichtlich. Der Trend aus den Reanalysen ist dem aus strahlungskorrigierten Radiosonden sehr ähnlich. Der Trend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten lässt eine leichte Temperaturzunahme erkennen. Besonders im Bereich zwischen 10°S und 70°N divergieren die Tropopausentemperaturtrends der beiden Radiosondendatensätze. Übereinstimmungen finden sich in den Breitengürtelbereichen auf der südlichen Hemisphäre. In diesen beiden Trends ist ein Minimum in der Temperaturabnahme bei 60°S und 20°S, sowie ein Maximum in der Temperaturzunahme bei 40°S ersichtlich. Die Temperaturabnahme im arktischen Bereich ist ebenfalls bei den Trends aus beiden Radiosondendaten erkennbar. Die Tabellen 4.4, 4.5, 4.6 zeigen im Vergleich, dass die Temperaturabnahmen bzw. Temperaturzunahmen beim Trend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten schwächer bzw. stärker sind, als beim Trend aus unkorrigierten Radiosondendaten. Eine Ausnahme bildet der nördliche Polarbereich. Zwischen 30°S und 10°S beträgt die Abnahme aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten -0.29 ± 0.15 K/Dekade. Innerhalb 10°S-10°N und 10°N-30°N werden Temperaturzunahmen von 0.21 ± 0.12 K/Dekade und 0.18 ± 0.11 K/Dekade erreicht. Im Vergleich steht die Temperaturabnahme aus unkorrigierten Radiosondendaten von -0.50 ± 0.11 K/Dekade zwischen 10°S und 10°N. Die Resultate aus ERA-interim Reanalysen zeigen fast dieselben Tropopausentemperaturzunahmen oder -abnahmen wie aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Die Abnahme in 30°S-10°S bzw. die Zunahme zwischen 10°N und 50°N ist hier geringer, als in den Trendwerten aus Radiosondendaten. Ebenso wird im nördlichen Polargebiet statt einer leichten Temperaturabnahme, eine leichte Temperaturzunahme verzeichnet.

Der global-gemittelte Trend beträgt 0.04 ± 0.03 K/Dekade aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, -0.25 ± 0.03 K/Dekade aus unkorrigierten Radiosondendaten und 0.07 ± 0.03 K/Dekade aus ERA-interim Reanalysedaten.

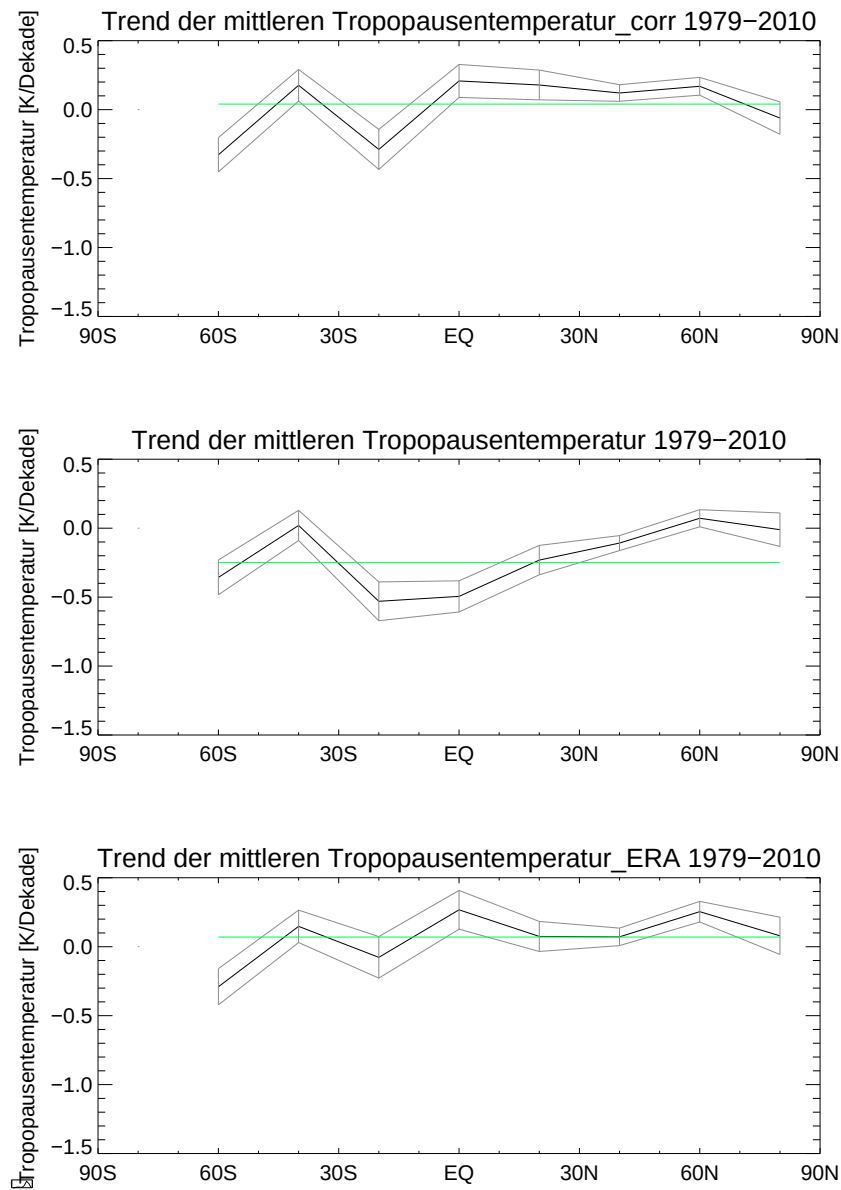


Bild 4.5: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur von strahlungs-korrigierten Radiosondendaten (Graphik oben), unkorrigierten Radiosondendaten (Graphik mitte) und ERA-interim Reanalysedaten (Graphik unten) von 1979-2010. Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall. Die grüne Linie stellt das globale Mittel dar.

Abb. 4.6, 4.7 und 4.8 zeigen den zonal-gemittelten Tropopausentemperaturtrend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten für alle vier Jahreszeiten. Trotz ähnlicher Trendverteilung erkennt man in allen vier Saisonen eine Verschiebung zu höheren Temperaturwerten bei der Berechnung aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysen im Vergleich zu unkorrigierten Radiosondendaten. In den Monaten Dezember, Jänner und Februar erreichen die Werte aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten in der nördlichen Polarregion eine Temperaturzunahme von 1.19 ± 0.52 K/Dekade. Die ausgeprägteste Temperaturabnahme -0.57 ± 0.27 K/Dekade ist im Bereich 30°S - 10°S in JJA zu finden. Der Trend der Monate März, April und Mai geben den über die gesamte Zeitperiode zonal-gemittelten Trend am besten wieder. Zwischen 30°S - 10°S ist in allen vier Saisonen eine Tropopausentemperaturabnahme ersichtlich. Innerhalb 10°S - 10°N und 10°N - 30°N ist, mit Ausnahme der Jahreszeit DJF, eine leichte Tropopausentemperaturzunahme, mit einem Maximum im äquatorialen Bereich in den Monaten September, Oktober und November, erkennbar. Das Konfidenzintervall ist größtenteils klein, mit Ausnahme der Saison DJF und einzelne Breitengürtelbereiche, wie 70°S - 50°S in SON. Der Trend aus unkorrigierten Radiosondendaten ist zwischen 10°S - 10°N und 10°N - 30°N in allen Saisonen negativ, wohingegen der Trend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten, bis aus DJF, positiv ist.

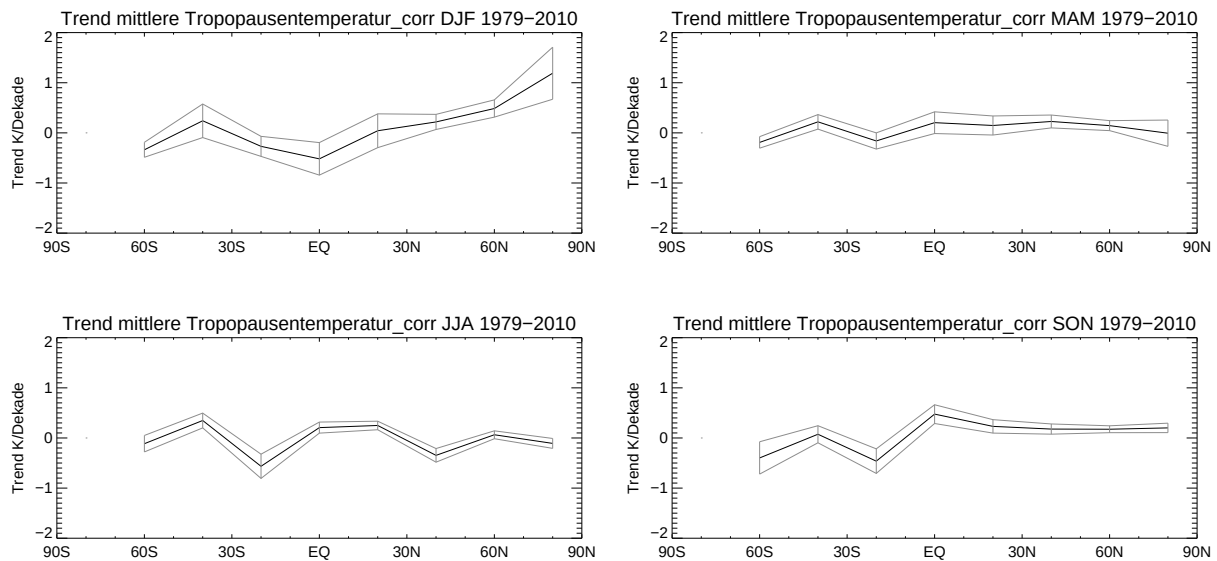


Bild 4.6: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur der einzelnen Jahreszeiten von strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Okttober/November). Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall.

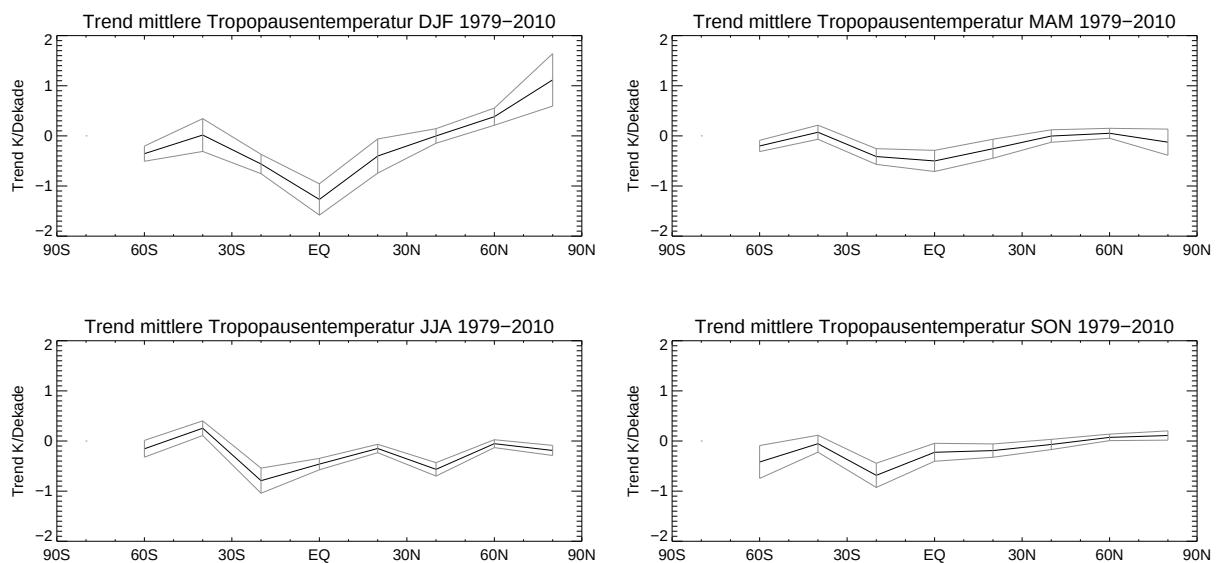


Bild 4.7: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur der einzelnen Jahreszeiten von unkorrigierten Radiosondendaten. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Okttober/November). Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall.

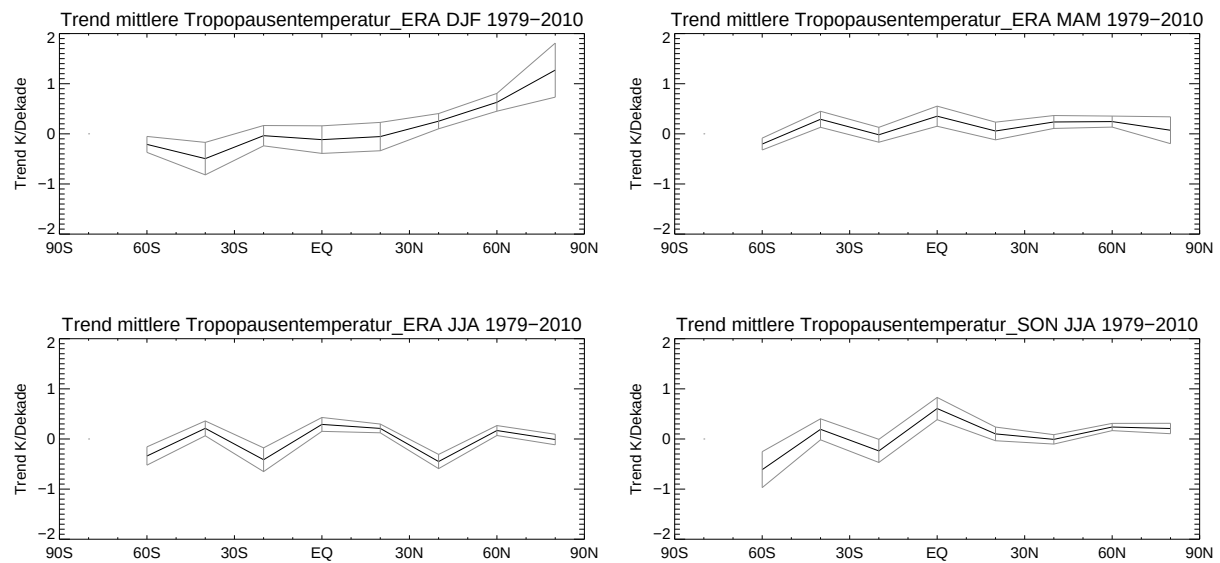


Bild 4.8: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur der einzelnen Jahreszeiten von ERA-interim Reanalysedaten. Einteilung der Jahreszeiten: DJF (Dezember/Jänner/Februar), MAM (März/April/Mai), JJA (Juni/Juli/August) und SON (September/Oktober/November). Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall.

Trend in Zahlen

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{corr} [K]/Dekade 1979-2010	Konfidenzintervall +/- [K]
70°S-50°S	-0.33	0.12
50°S-30°S	0.18	0.12
30°S-10°S	-0.29	0.15
10°S-10°N	0.21	0.12
10°N-30°N	0.18	0.11
30°N-50°N	0.12	0.06
50°N-70°N	0.17	0.07
70°N-90°N	-0.06	0.12

Tabelle 4.4: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten von 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend [K]/Dekade 1979-2010	Konfidenzintervall +/- [K]
70°S-50°S	-0.36	0.13
50°S-30°S	0.02	0.11
30°S-10°S	-0.53	0.14
10°S-10°N	-0.50	0.11
10°N-30°N	-0.23	0.11
30°N-50°N	-0.11	0.05
50°N-70°N	0.07	0.06
70°N-90°N	-0.01	0.12

Tabelle 4.5: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{ERA} [hPa]/Dekade 1979-2010	Konfidenzint. +/- [hPa]
70°S-50°S	-0.29	0.13
50°S-30°S	0.15	0.12
30°S-10°S	-0.08	0.15
10°S-10°N	0.27	0.14
10°N-30°N	0.07	0.11
30°N-50°N	0.07	0.06
50°N-70°N	0.25	0.08
70°N-90°N	0.08	0.14

Tabelle 4.6: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten von 1979-2010.

4.2 Trends der Tropopause aus der Literatur

Ein Vergleich von Trends in der Literatur ist oft nicht einfach, da Unterschiede durch die betrachteten Zeiträume oder die für die Studien verwendeten geographischen Zonen, wie die globale Analyse oder die detaillierte Begutachtung einzelner Breitengürtel, bedingt sind. Im Weiteren ist zu differenzieren, welche Daten für die Tropopausenparameterexaminierungen herangezogen wurden, seien es Klimamodelle, Reanalysen oder Radiosondendaten.

Zur Übersicht soll nun eine Auflistung an ausgewählten Druck- und Temperaturtrends der Tropopause folgen, um sich einen Überblick der Parameterentwicklungen zu verschaffen.

Randel, Fu und Gaffen errechneten Tropopausentrends der Temperatur von $-0,57 \pm 0,18$ K/Dekade von 1979 - 1997 von Radiosondendaten und des Drucks von $-0,3 - 0,6$ hPa/Dekade als Mittel von Radiosondendaten und NCEP (Randel et al. 2000).

Untersuchungen von Seidel und seinen Kollegen lieferten ähnliche Werte der untersuchten Radiosondenstationen von 1978 - 1997 für die tropische Tropopausenhöhe von 20 m/Dekade, welche einer Druckabnahme von $-0,5$ hPa entspricht, und einer Temperaturabnahme von $0,5$ K/Dekade (Seidel et al. 2001).

Seidel und Randel errechneten für den Zeitraum zwischen 1980 - 2004 anhand von Radiosondenstationen globale Tropopausentrends der Höhe von 64 ± 21 m/Dekade, $-1,7 \pm 0,6$ hPa/Dekade und der Temperatur von $-0,41 \pm 0,09$ K/Dekade (Seidel and Randel 2006). Die Trendwerte der Tropopause dieser Studie werden als Referenz für die Ergebnisse dieser Diplomarbeit im Weiteren herangezogen.

T. Schmidt und seine Kollegen haben 2008 zum Vergleich den Trend der globalen Tropopause zwischen 2001 und 2008 mit Hilfe von GPS Radio Occultation Daten untersucht und ebenfalls eine Zunahme der Tropopausenhöhe von 39 - 66m pro Dekade, abhängig von der Breiteneinteilung von 5° oder 10° , berechnet (Schmidt et al. 2008).

Die neueste Studie von Wang, Seidl und Free von 2012 beschäftigt sich mit der Untersuchung der CPT, Kältepunkt der Tropopause, der Tropen, 20°S - 20°N , mittels unkorrigiert-qualitätskontrollierten (IGRA) und korrigierten Radiosondendatensets (u.a. HadAT, RAOB-CORE und RICH) von 1970 bis 2010. Die durchschnittliche tropische CPT liegt zwischen 100 und 70 hPa. Die Höhe bzw. der Druck der CPT nimmt über den betrachteten Zeitraum zu bzw. ab. Trends aus unkorrigierten Daten sind durchwegs mehr im negativen Bereich als jene Trends von korrigierten Radiosondendaten. Die Ergebnisse aus den unkorrigierten Daten ergeben eine CPT-Druckabnahme von -1.7 ± 0.7 hPa/Dekade und eine Temperaturabnahme von -0.78 ± 0.26 K/Dekade. Die Resultate aus korrigierten Datensätzen zeigen eine weniger starke Temperaturabnahme mit einer Schwankungsbreite zwischen -0.64 ± 0.21 bis -0.23 ± 0.17 K/Dekade. Untersucht wurden vor allem auch die Tag-/Nachtdifferenzen der

CPT Temperatur, wobei festgestellt wurde, dass die Resultate nicht relevant sind, da die Abweichung durch die solare Aufheizung der Temperatursonden induziert wurden und nicht aufgrund des natürlichen Tagesgang entstanden. Weiters stellen sie fest, dass der CPT Temperaturtrend weniger bestimmt und relevant sei, wie vorangegangenen Studien zeigen wollten, während die CPT Höhe eine Zunahme zeigt (Wang et al. 2012).

4.3 Der Vergleich

Im Vergleich stehen unter anderem die Ergebnisse von Seidel und Randel 2006 mit den Resultaten aus solar - strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Der betrachtete Zeitraum von 1980 - 2004 wurde dem aus der Studie von Seidel und Randel angepasst. Abb. 4.9 zeigt den zonal-gemittelten Tropopausendruck- und Tropopausentemperaturtrend der Studie aus Radiosondendaten im Zeitraum von 1980 - 2004. Abb. 4.10 gibt den Trend der beiden Tropopausenparameter aus solar - strahlungskorrigierten Radiosondendaten wieder.

Der Tropopausendruck lässt einige Unterschiede erkennen. Anzumerken ist jedoch, dass das Konfidenzintervall besonders in den Polarregionen und in der südlichen Hemisphäre bei beiden Analysen breit ist und daher die Aussagekraft reduziert. So nimmt die Druckabnahme bei Seidel und Randel auf der südlichen Hemisphäre bis in 20°S Breite bis auf ungefähr -3 hPa/Dekade ab, hier wird der global-maximale Druckabnahmewert bei beiden Datensätzen erreicht. Innerhalb der Tropen reduziert sich die Druckabnahme auf circa -1.0 hPa/Dekade in Äquatornähe und steigt dann leicht wieder an, wobei in den nördlichen Polarregionen der global-minimale Druckabnahmewert von circa -0.5 hPa/Dekade erreicht wird. Im Vergleich zeigen die Ergebnisse aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten auf der südlichen Halbkugel eine geringere Druckabnahme bis 40°S von -0.7 ± 1.5 hPa/Dekade. In der südlichen Äquatorregion nimmt die Druckabnahme stark zu und erreicht zwischen 10°S-10°N den global-maximalen Wert von -2.8 ± 0.7 hPa/Dekade. Nördlich des Äquators reduziert sich die Druckabnahme auf -0.6 ± 0.6 hPa/Dekade, wobei sie zwischen 30°N und 50°N wieder auf -2.2 ± 0.5 hPa/Dekade ansteigt. In Richtung der Arktis steigt der Trend weiter an und erreicht in der Polarregion sogar eine Druckzunahme von 0.8 ± 2.6 hPa/Dekade. Die Werte sind in Tabelle 4.7 aufgelistet. Unter genauer Betrachtung wirkt es so, als wäre der Tropopausendrucktrend aus strahlungskorrigierten Radiosonden um 20° Breite nach Norden verschoben. Die Resultate aus unkorrigierten Radiosondendaten sind im Trendverlauf sehr ähnlich, mit Ausnahmen der beiden Polarregionen. Die genauen Werte dazu finden sich im Anhang.

Der Trendverlauf der Tropopausentemperatur zeigt ebenfalls merkbliche Unterschiede auf. Laut der Studie von Seidel und Randel nimmt die Temperaturabnahme von -0.2 K/Dekade in den südlichen Polarregionen bis zu 20°S auf -0.8 K/Dekade zu, erreicht am Äquator einen Wert von circa -0.5 K/Dekade und nimmt Richtung des Nordpols kontinuierlich weiter ab, bis zu einer leichten Temperaturzunahme in dieser Region. Im Temperaturtrendverlauf aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten ist bis 20°S ebenfalls eine Temperaturabnahme erkennbar, mit einem globalen Maximum in der Temperaturabnahme von -0.61 ± 0.20 K/Dekade. Den kontinuierlichen Trendverlauf unterbricht eine Temperaturzunahme von 0.20

± 0.17 K/Dekade zwischen 50°S und 30°S . In der südlichen Äquatorregion reduziert sich die Temperaturabnahme zum Äquator hin und wechselt auf eine leichte Zunahme von 0.15 ± 0.19 K/Dekade. Der Trendverlauf auf der nördlichen Hemisphäre unterliegt nur schwachen Schwankungen und wird nahezu nur von einer leichten Tropopausentemperaturzunahme geprägt. Die Tabelle 4.8 listet die genauen Werte auf. Generell ist der Tropopausentemperaturtrend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten in den Bereich der höheren Werte verschoben. Der Temperaturtrendverlauf aus unkorrigierten Radiosondendaten ist dem aus der Studie von Seidel und Randel, bis auf den Wert zwischen 50°S - 30°S , sehr ähnlich.

Tabelle 4.9 listet die global-gemittelten und gewichteten Trendwerte für beide Parameter im Vergleich zu allen drei Datensätzen auf. Der Tropopausendrucktrend unterscheidet sich nur gering voneinander. Der globale Trend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten beträgt -0.7 ± 0.1 hPa/Dekade, jener aus unkorrigierten Daten und ERA-interim Reanalysen -0.9 ± 0.1 hPa/Dekade. Sie sind den Werten aus der Literatur ähnlich. Besonders im Vergleich zu der Studie von Seidel und Randel, erkennt man, dass die unkorrigierten Radiosondendaten fast idente Werte liefern, nämlich eine Druckabnahme von -1.7 ± 0.2 hPa/Dekade im Vergleich zur Studie, welche einen Wert von -1.7 ± 0.5 hPa/Dekade nennen. Der globale Drucktrend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten für die Zeitperiode von 1980-2004 ist mit -1.4 ± 0.2 hPa/Dekade gering verschieden.

Eine deutlichere Differenz zeigt die Analyse des globalen Temperaturtrends. Die Werte für die Temperaturabnahme von -0.39 ± 0.06 K/Dekade aus unkorrigierten Radiosondendaten bestätigen die Ergebnisse von Seidel und Randel. Es zeigt sich hingegen, dass der untersuchte Zeitraum mit strahlungskorrigierten Radiosondendaten eine weitaus geringere Temperaturabnahme von -0.04 ± 0.04 K/Dekade liefert. Betrachtet man die gesamte Zeitperiode von 1979 - 2010 ist ebenfalls ein markanter Unterschied zwischen strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten ersichtlich. Während aus unkorrigierten Radiosondendaten eine Temperaturabnahme von -0.25 ± 0.03 K/Dekade berechnet wurde, zeigen die Resultate aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten eine leichte Temperaturzunahme von 0.04 ± 0.03 K/Dekade. Auch die globalen Tropopausentemperaturwerte aus ERA-interim Reanalysen belegen die Zunahme von 0.07 ± 0.02 K/Dekade. Die Ergebnisse machen den Einfluss der solaren Strahlung auf die Temperaturmessung durch Radiosonden deutlich. (Vergleichsdaten aus (Seidel and Randel 2006))

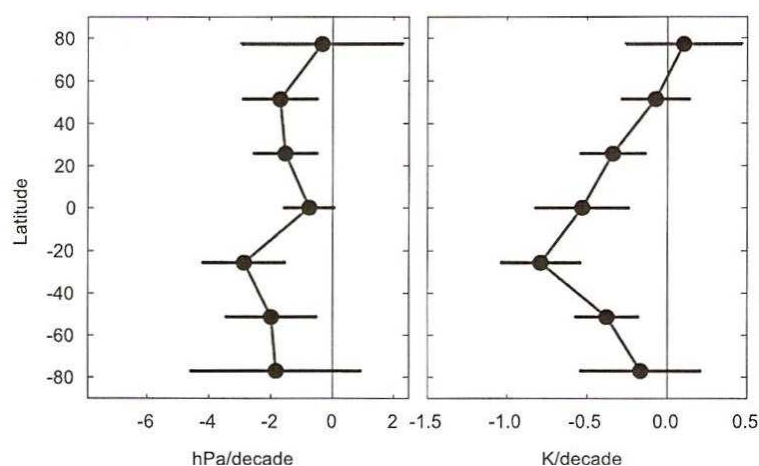


Bild 4.9: Trend des zonal-gemittelten Tropopausendruck (rechte Graphik) und der zonal-gemittelten Tropopausentemperatur (linke Graphik) von 1980 - 2004 aus der Studie von Seidel und Randel 2006. Die Balken stellen das ± 2 -Sigma Konfidenzintervall dar. (Seidel and Randel 2006)

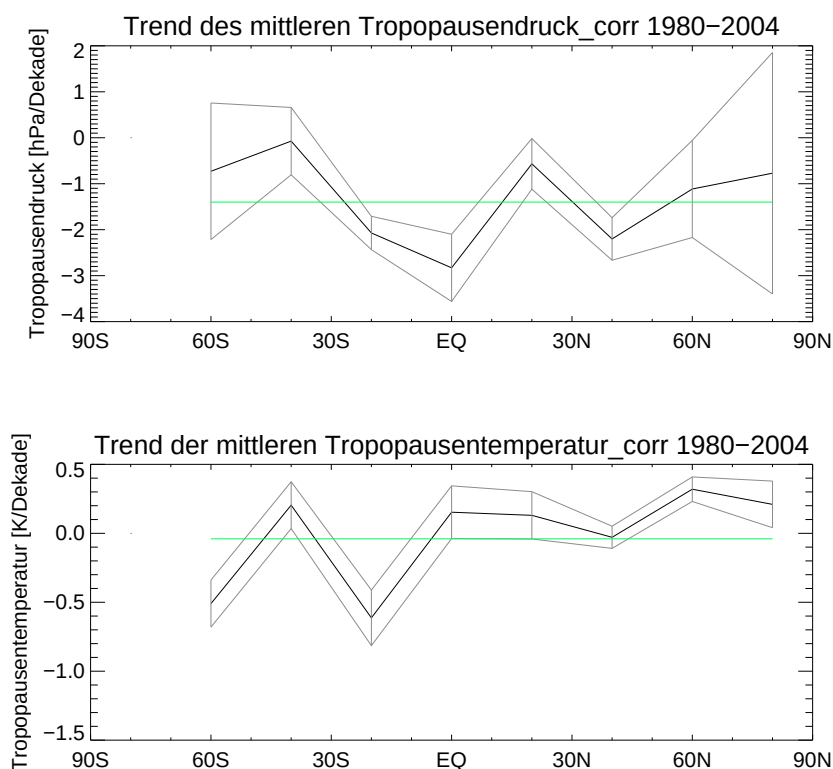


Bild 4.10: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendruck (Graphik oben) und der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur (Graphik unten) von strahlungskorrigierten Radiosondendaten in 20° Breitengürteleinteilung von 1980-2004. Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall. Die grüne Linie stellt das globale Mittel dar.

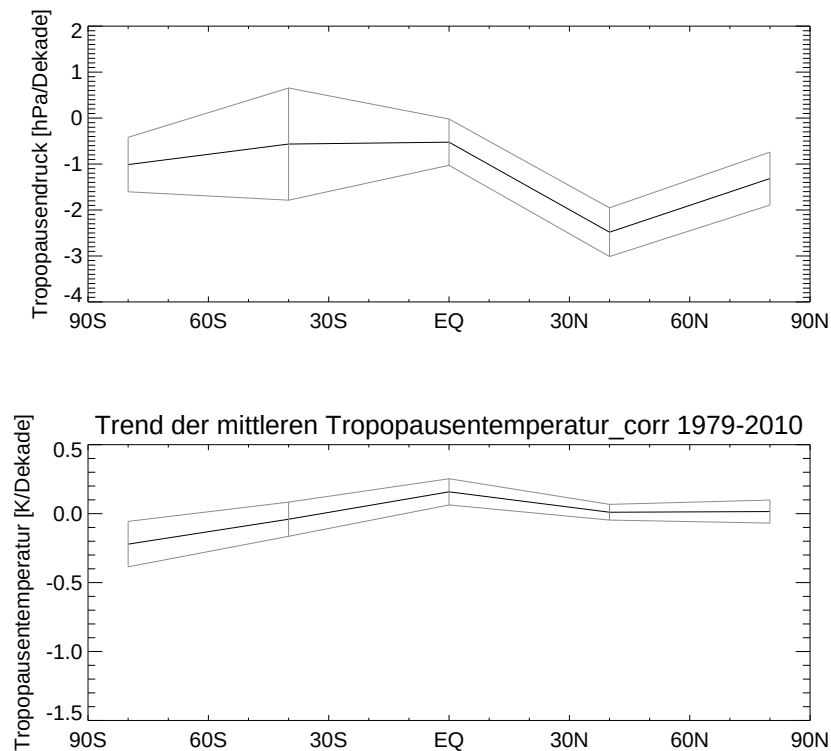


Bild 4.11: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks (Graphik oben) und der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur (Graphik unten) von strahlungskorrigierten Radiosondendaten in 40°Breitengürteleinteilung von 1979-2010. Der graue Bereich bezeichnet das Sigma-Konfidenzintervall.

Um die einzelnen Abweichungen im Trend der Tropopausenparameter weiter zu minimieren, wird die Breitenmittelung auf 40° erweitert. Abb. 4.11 zeigt den Trend des Tropopausendrucks und der Tropopausentemperatur innerhalb 90°S-60°S, 60°S-20°S, 20°S-20°N, 20°N-60°N und 60°N-90°N. Der Trendverlauf des Drucks zeigt generell eine Abnahme von -0.4 bis -2.3 $\pm$ 0.4 bis 1.2 hPa/Dekade. Im Bereich der Tropen, 20°S-20°N, herrscht eine Druckabnahme von -0.4 $\pm$ 0.4 hPa/Dekade. Der Trend der Tropopausentemperatur wird durch eine Abnahme in der südlichen Hemisphäre und einer Zunahme in der nördlichen Hemisphäre dominiert. Im tropischen Bereich herrscht ein Wert von 0.11 $\pm$ 0.09 K/Dekade. Vergleicht man diese Parametertrendwerte mit der Studie von Wang, Seidel und Free von 2012 zeigt sich eine geringere Druckabnahme, als jene in der Studie berechnete von -1.7 $\pm$ 0.7 hPa/Dekade. Ebenso sind die Resultate aus der Temperaturtrendanalyse stark abweichend. Die Studie lieferte eine Temperaturabnahme von -0.78 $\pm$ 0.26 K/Dekade aus unkorrigierten Daten und eine geringere Abnahme von -0.64 $\pm$ 0.21 K/Dekade bis -0.23 $\pm$ 0.17 K/Dekade aus korri-

gierten Datensätzen (Wang et al. 2012). Im Unterschied steht die leichte Tropopausentemperaturzunahme aus solar - strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Obwohl der betrachtete Zeitraum der Studie 1970-2010 umfasst, zeigen diese Resultate ebenfalls die notwendige Reduzierung des durch Solarstrahlung induzierten Fehlers. Die Tabellen 4.10 und 4.11 listen die genauen Trendwerte der Parameter aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten auf.

4.3.1 Trend in Zahlen

20° Breitengürtel	Drucktrend _{corr} [hPa]/Dekade 1980-2004	Konfidenzintervall +/- [hPa]
70°S-50°S	-0.7	1.5
50°S-30°S	-0.1	0.7
30°S-10°S	-2.1	0.4
10°S-10°N	-2.8	0.7
10°N-30°N	-0.6	0.6
30°N-50°N	-2.2	0.5
50°N-70°N	-1.1	1.1
70°N-90°N	0.8	2.6

Tabelle 4.7: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb 1980-2004.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{corr} [K]/Dekade 1980-2004	Konfidenzintervall +/- [K]
70°S-50°S	-0.51	0.17
50°S-30°S	0.20	0.17
30°S-10°S	-0.61	0.20
10°S-10°N	0.15	0.19
10°N-30°N	0.13	0.17
30°N-50°N	-0.03	0.08
50°N-70°N	0.32	0.09
70°N-90°N	0.21	0.17

Tabelle 4.8: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb 1980-2004.

Daten	p-Trend [hPa]/Dekade	Daten	T-Trend [K]/Dekade
p_{corr} 1979-2010	-0.7 +/- 0.1	T_{corr} 1979-2010	0.04 +/- 0.03
p_{uncorr} 1979-2010	-0.9 +/- 0.1	T_{uncorr} 1979-2010	-0.25 +/- 0.03
p_{ERA} 1979-2010	-0.9 +/- 0.1	T_{ERA} 1979-2010	0.07 +/- 0.02
p_{corr} 1980-2004	-1.4 +/- 0.2	T_{corr} 1980-2004	-0.04 +/- 0.04
p_{uncorr} 1980-2004	-1.7 +/- 0.2	T_{uncorr} 1980-2004	-0.39 +/- 0.06

Tabelle 4.9: Global gemittelter Trend des Tropopausendrucks und der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten.

40° Breitengürtel	Drucktrend _{corr} [hPa]/Dekade 1979-2010	Konfidenzintervall +/- [hPa]
90°S-60°S	-1.0	0.6
60°S-20°S	-0.9	1.2
20°S-20°N	-0.4	0.4
20°N-60°N	-2.3	0.5
60°N-90°N	-1.3	0.6

Tabelle 4.10: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten 1979-2010 in 40°Breitengürteleinteilung.

40° Breitengürtel	Temperaturtrend _{corr} [K]/Dekade 1979-2010	Konfidenzintervall +/- [K]
90°S-60°S	-0.22	0.17
60°S-20°S	-0.11	0.13
20°S-20°N	0.11	0.09
20°N-60°N	-0.01	0.06
60°N-90°N	0.02	0.09

Tabelle 4.11: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten 1979-2010 in 40°Breitengürteleinteilung.

5 Schlussbemerkungen

Untersucht wurden klimatologische Änderungen der Tropopause, insbesondere deren Temperaturschwankungen. Während Höenschwankungen relativ unabhängig von systematischen Temperaturmessfehlern sind, ist es die Tropopausentemperatur nicht. Es hat sich gezeigt, dass ältere Radiosondenbeobachtungen, welche Strahlungsfehler aufweisen, die Temperaturabnahme in der bisherigen Literatur überschätzten. Dies wurde anhand weltweiter Temperaturprofile von Radiosondendaten, deren Strahlungsfehler korrigiert wurden, von 1979 - 2010 nochmals genau analysiert. Die Ergebnisse sind mit unkorrigierten Radiosondendaten verglichen worden. Reanalysedaten des ECMWF - ERA-interim (1979-2010) - dienten zusätzlich als Referenz. Untersucht wurden Standarddruckflächen und signifikante Niveaus. Die Höhe der Tropopause ist durch die Bestimmung der LRT (Lapse Rate Tropopause), lt. Definition der WMO, festgelegt worden.

Hauptaugenmerk dieser Arbeit wurde auf den tropischen Bereich gelegt. Desweiteren wurde auf die globale Betrachtung eingegangen.

Die Resultate der Tropopausendruckanalyse aus solar - strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten, als auch aus ERA-interim Reanalysedaten zeigen eine Zunahme an tieferen (90-95hPa) und eine Abnahme an höheren (100-110 hPa) Druckwerten. Eine Differenz zwischen den Ergebnissen aus den drei Datensätzen macht die Untersuchung der Tropopausentemperatur ersichtlich. Die Werte aus unkorrigierten Radiosondendaten stellen eine starke Abnahme im Bereich der 195 K Temperaturhäufigkeit und eine ebenso markante Temperaturhäufigkeitszunahme im Bereich von 185 K dar. Im Gegensatz dazu stehen die schwach ausgeprägte Zunahme im 195 K Temperaturhäufigkeitsbereich und die leichte Abnahme der Häufigkeit bei tieferen Temperaturen aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten. Die Resultate aus ERA-interim Reanalysedaten zeigen die gleiche Entwicklung wie aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten, wobei die Änderungen im letztgenannten Datensatz gedämpfter sind.

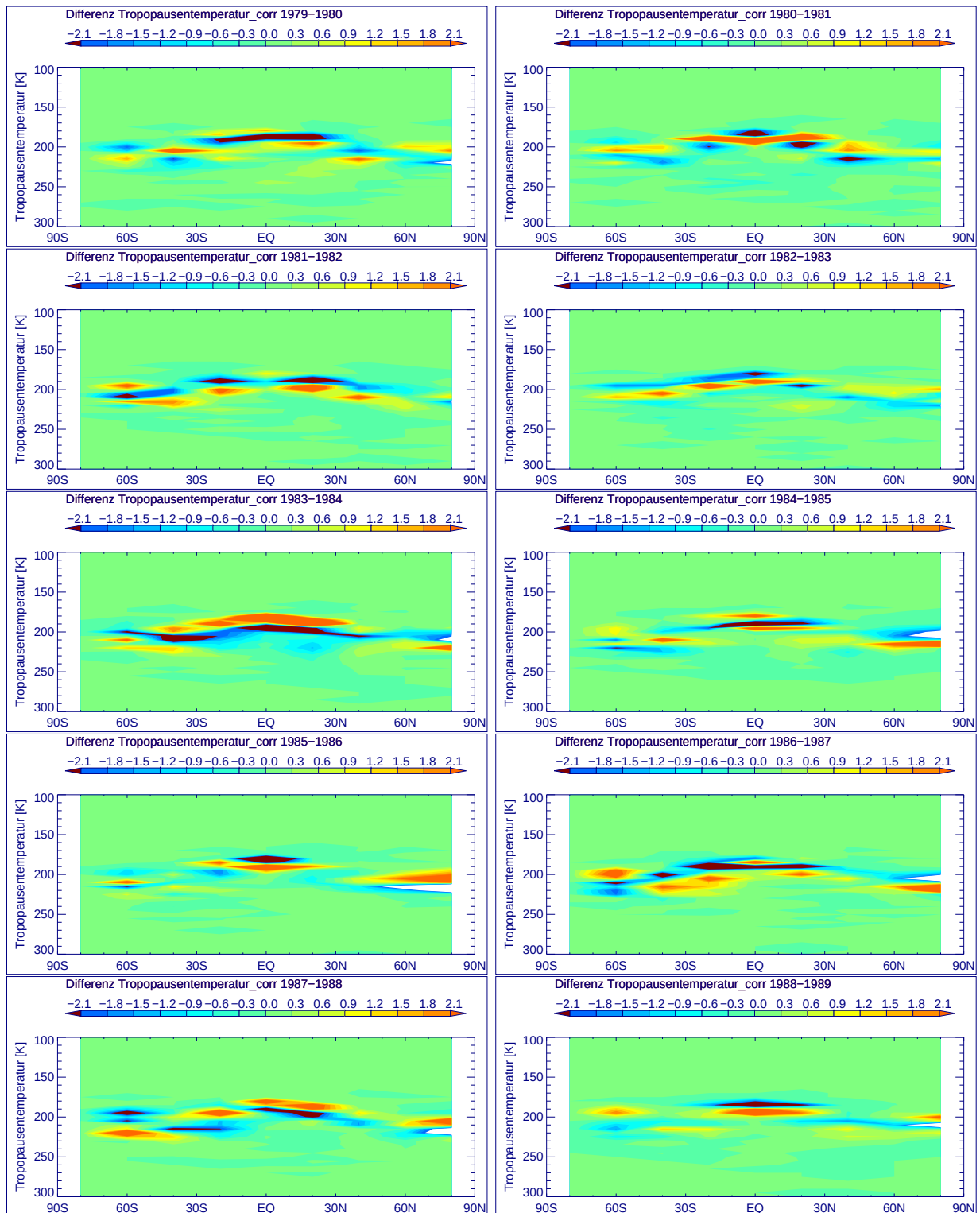
Die Trendauswertungen der beiden Tropopausenparameter belegen die Annahme, dass der solarstrahlungsinduzierte Fehler bei Radiosondenmessungen einen Effekt auf die Temperatur hat und dieser für die weitere Untersuchung eliminiert werden sollte. Da dieser Fehler kaum

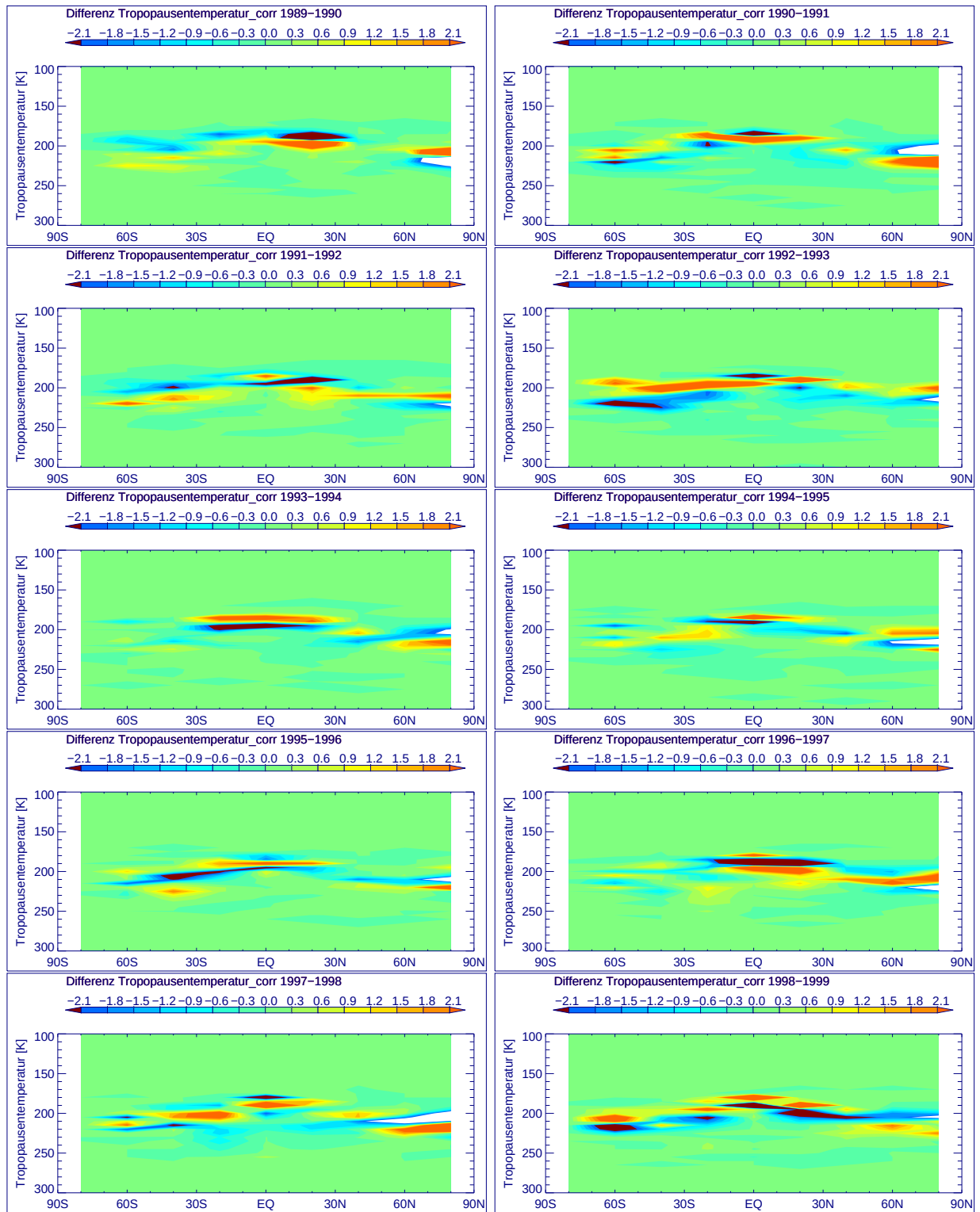
einen Einfluss auf den Tropopausendruck hat, unterscheidet sich dessen Trend nur marginal in den Ergebnissen aus den drei Datensätzen. Der globale Trend aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten beträgt -0.7 ± 0.1 hPa/Dekade, jener aus unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysen -0.9 ± 0.1 hPa/Dekade. Ebenfalls korrespondieren sie mit den Werten aus der Literatur. Hinsichtlich der Tropopausentemperaturanalyse sind deutliche Differenzen erkennbar. Betrachtet man die gesamte Zeitperiode von 1979 - 2010 ist zwischen strahlungskorrigierten und unkorrigierten Radiosondendaten der Unterschied klar ersichtlich. Ergebnisse aus unkorrigierten Radiosondendaten zeigen eine Temperaturabnahme von -0.25 ± 0.03 K/Dekade, wohingegen die Resultate aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten eine leichte Temperaturzunahme von 0.04 ± 0.03 K/Dekade aufweisen. Auch die globalen Tropopausentemperaturtrendwerte aus ERA-interim Reanalysen belegen die Zunahme von 0.07 ± 0.02 K/Dekade. Besonders im Vergleich zu der Studie von Seidel und Randel aus 2006, erkennt man den Einfluss der solaren Strahlung. Es zeigt sich, dass mit strahlungskorrigierten Radiosondendaten eine weitaus geringere Temperaturabnahme von -0.04 ± 0.04 K/Dekade erzielt wird, als jene von -0.41 ± 0.09 K/Dekade in der Studie (Seidel and Randel 2006). Auch der Vergleich zur Studie von Wang, Seidel und Free von 2012 zeigt die Wichtigkeit der Fehlerreduzierung. Im Bereich der Tropen, $20^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$, wird eine Temperaturzunahme von 0.11 ± 0.09 K/Dekade aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten berechnet. Die Studie von Wang, Seidel und Free von 2012 liefert sowohl aus unkorrigierten als auch aus korrigierten Daten eine Temperaturabnahme (Wang et al. 2012).

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen deutlich, dass der Strahlungsfehler bei unkorrigierten, älteren Radiosondendaten dazu führt, dass die bisherigen Temperaturabnahmen der Tropopause überschätzt worden sind.

6 Anhang

6.1 Zonalplotdarstellung





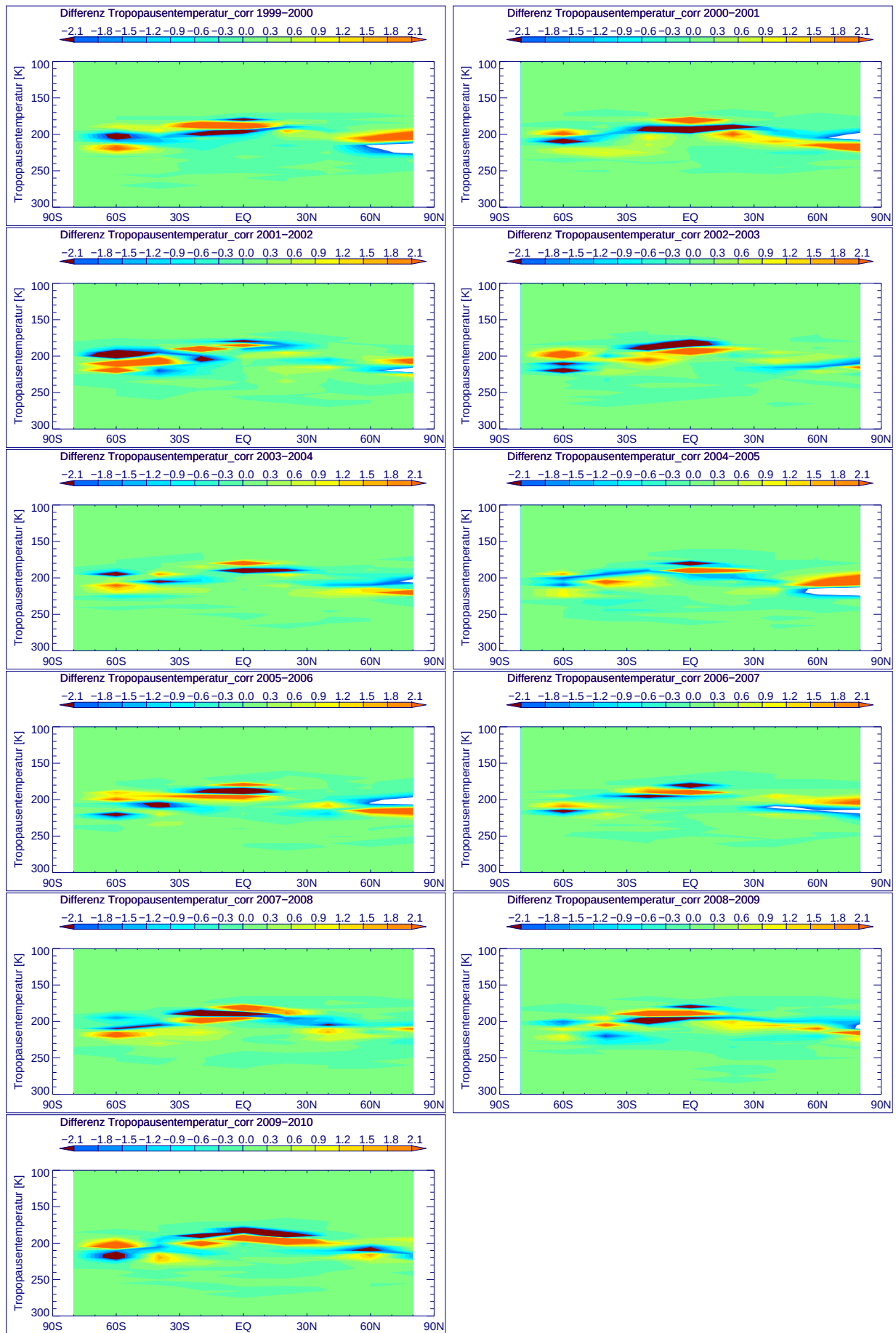


Bild 6.1: Differenzen des Trends der Temperaturhäufigkeiten aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten im zweijährigen Intervall von 1979 - 2010.

6.2 Trend in Zahlen

6.2.1 Jahreszeitentrend des Drucks

20° Breitengürtel	Drucktrend _{corr} [hPa]/Dekade DJF 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-0.9	0.7
50°S-30°S	0.7	2.6
30°S-10°S	-3.3	1.0
10°S-10°N	-3.1	1.1
10°N-30°N	-1.1	1.2
30°N-50°N	-0.5	1.7
50°N-70°N	1.6	1.2
70°N-90°N	3.6	3.0

Tabelle 6.1: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend _{corr} [hPa]/Dekade MAM 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-0.2	0.7
50°S-30°S	1.4	1.5
30°S-10°S	-0.5	0.4
10°S-10°N	-0.4	0.8
10°N-30°N	-0.2	0.8
30°N-50°N	-0.8	0.5
50°N-70°N	-0.7	0.7
70°N-90°N	-4.7	2.6

Tabelle 6.2: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend _{corr} [hPa]/Dekade JJA 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-0.6	0.8
50°S-30°S	1.9	0.7
30°S-10°S	-1.3	0.5
10°S-10°N	-1.0	0.4
10°N-30°N	0.1	0.4
30°N-50°N	-3.5	1.7
50°N-70°N	-0.3	0.5
70°N-90°N	-2.0	0.6

Tabelle 6.3: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend _{corr} [hPa]/Dekade SON 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-2.0	2.5
50°S-30°S	-0.1	0.7
30°S-10°S	-1.0	0.5
10°S-10°N	-0.6	0.6
10°N-30°N	0.3	0.5
30°N-50°N	-2.4	1.4
50°N-70°N	-1.9	1.1
70°N-90°N	-1.0	0.6

Tabelle 6.4: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend [hPa]/Dekade DJF 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-1.2	0.7
50°S-30°S	0.1	2.8
30°S-10°S	-3.6	1.0
10°S-10°N	-3.6	1.1
10°N-30°N	-1.0	1.3
30°N-50°N	-0.9	1.8
50°N-70°N	1.2	1.2
70°N-90°N	3.8	3.1

Tabelle 6.5: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend [hPa]/Dekade MAM 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-0.5	0.7
50°S-30°S	0.9	1.5
30°S-10°S	-0.9	0.4
10°S-10°N	-0.7	0.9
10°N-30°N	-0.02	0.9
30°N-50°N	-0.9	0.5
50°N-70°N	-0.9	0.7
70°N-90°N	-4.9	2.6

Tabelle 6.6: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend [hPa]/Dekade JJA 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-0.7	0.8
50°S-30°S	1.7	0.7
30°S-10°S	-1.6	0.5
10°S-10°N	-1.3	0.4
10°N-30°N	-0.1	0.4
30°N-50°N	-3.8	1.7
50°N-70°N	-0.3	0.5
70°N-90°N	-1.9	0.6

Tabelle 6.7: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend [hPa]/Dekade SON 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-2.3	2.6
50°S-30°S	-0.3	0.7
30°S-10°S	-1.3	0.5
10°S-10°N	-0.8	0.6
10°N-30°N	0.2	0.6
30°N-50°N	-2.8	1.4
50°N-70°N	-2.3	1.1
70°N-90°N	-0.8	0.6

Tabelle 6.8: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb September/Oktober/November 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend _{ERA} [hPa]/Dekade DJF 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-0.9	1.0
50°S-30°S	-7.6	2.5
30°S-10°S	-1.0	3.2
10°S-10°N	-1.2	0.5
10°N-30°N	-2.1	0.5
30°N-50°N	0.0	1.2
50°N-70°N	2.8	1.4
70°N-90°N	4.7	3.4

Tabelle 6.9: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend _{ERA} [hPa]/Dekade MAM 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	0.3	0.9
50°S-30°S	1.9	1.8
30°S-10°S	-0.9	0.4
10°S-10°N	-0.3	0.3
10°N-30°N	-1.4	0.3
30°N-50°N	-1.5	0.9
50°N-70°N	0.1	0.9
70°N-90°N	-3.2	2.3

Tabelle 6.10: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend _{ERA} [hPa]/Dekade JJA 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-1.6	1.2
50°S-30°S	1.9	0.9
30°S-10°S	-0.8	0.5
10°S-10°N	-1.6	0.5
10°N-30°N	-0.6	0.3
30°N-50°N	-3.8	1.9
50°N-70°N	-0.6	1.0
70°N-90°N	-2.9	0.9

Tabelle 6.11: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.

20° Breitengürtel	Drucktrend _{ERA} [hPa]/Dekade SON 1979-2010	+/- [hPa]
70°S-50°S	-2.3	2.3
50°S-30°S	0.6	1.5
30°S-10°S	-0.6	0.6
10°S-10°N	-0.5	0.6
10°N-30°N	-1.1	0.3
30°N-50°N	-3.7	1.2
50°N-70°N	0.1	0.5
70°N-90°N	-1.7	0.9

Tabelle 6.12: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010.

6.2.2 Jahreszeitentrend der Temperatur

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{corr} [K]/Dekade DJF 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.34	0.15
50°S-30°S	0.24	0.34
30°S-10°S	-0.27	0.20
10°S-10°N	-0.52	0.33
10°N-30°N	0.04	0.34
30°N-50°N	0.22	0.15
50°N-70°N	0.49	0.17
70°N-90°N	1.19	0.52

Tabelle 6.13: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{corr} [K]/Dekade MAM 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.19	0.12
50°S-30°S	0.22	0.15
30°S-10°S	-0.16	0.16
10°S-10°N	0.20	0.22
10°N-30°N	0.15	0.19
30°N-50°N	0.23	0.13
50°N-70°N	0.14	0.10
70°N-90°N	-0.01	0.26

Tabelle 6.14: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{corr} [K]/Dekade JJA 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.11	0.17
50°S-30°S	0.35	0.15
30°S-10°S	-0.57	0.24
10°S-10°N	0.21	0.11
10°N-30°N	0.25	0.09
30°N-50°N	-0.35	0.14
50°N-70°N	0.06	0.08
70°N-90°N	-0.11	0.10

Tabelle 6.15: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{corr} [K]/Dekade SON 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.40	0.32
50°S-30°S	0.07	0.17
30°S-10°S	-0.46	0.25
10°S-10°N	0.48	0.19
10°N-30°N	0.23	0.13
30°N-50°N	0.18	0.10
50°N-70°N	0.17	0.07
70°N-90°N	0.20	0.09

Tabelle 6.16: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend [K]/Dekade DJF 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.36	0.15
50°S-30°S	0.02	0.33
30°S-10°S	-0.56	0.19
10°S-10°N	-1.27	0.31
10°N-30°N	-0.40	0.34
30°N-50°N	0.00	0.15
50°N-70°N	0.38	0.17
70°N-90°N	1.12	0.52

Tabelle 6.17: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend [K]/Dekade MAM 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.20	0.11
50°S-30°S	0.07	0.14
30°S-10°S	-0.41	0.16
10°S-10°N	-0.50	0.21
10°N-30°N	-0.26	0.19
30°N-50°N	0.00	0.13
50°N-70°N	0.05	0.10
70°N-90°N	-0.13	0.26

Tabelle 6.18: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend [K]/Dekade JJA 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.16	0.17
50°S-30°S	0.26	0.15
30°S-10°S	-0.79	0.25
10°S-10°N	-0.46	0.11
10°N-30°N	-0.15	0.08
30°N-50°N	-0.57	0.13
50°N-70°N	-0.05	0.08
70°N-90°N	-0.19	0.10

Tabelle 6.19: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend [K]/Dekade SON 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.42	0.33
50°S-30°S	-0.05	0.17
30°S-10°S	-0.69	0.24
10°S-10°N	-0.23	0.18
10°N-30°N	-0.19	0.13
30°N-50°N	-0.07	0.10
50°N-70°N	0.07	0.07
70°N-90°N	0.11	0.09

Tabelle 6.20: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb September/Oktober/November 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{ERA} [K]/Dekade DJF 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.21	0.16
50°S-30°S	-0.49	0.32
30°S-10°S	-0.04	0.20
10°S-10°N	-0.12	0.28
10°N-30°N	-0.06	0.28
30°N-50°N	0.25	0.15
50°N-70°N	0.63	0.18
70°N-90°N	1.27	0.54

Tabelle 6.21: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{ERA} [K]/Dekade MAM 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.20	0.12
50°S-30°S	0.29	0.16
30°S-10°S	0.02	0.15
10°S-10°N	0.35	0.20
10°N-30°N	0.06	0.18
30°N-50°N	0.24	0.13
50°N-70°N	0.25	0.11
70°N-90°N	0.07	0.22

Tabelle 6.22: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{ERA} [K]/Dekade JJA 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.34	0.18
50°S-30°S	0.21	0.15
30°S-10°S	-0.41	0.24
10°S-10°N	0.29	0.14
10°N-30°N	0.21	0.09
30°N-50°N	-0.45	0.14
50°N-70°N	0.17	0.10
70°N-90°N	-0.01	0.11

Tabelle 6.23: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend _{ERA} [K]/Dekade SON 1979-2010	+/- [K]
70°S-50°S	-0.61	0.36
50°S-30°S	0.19	0.21
30°S-10°S	-0.24	0.23
10°S-10°N	0.61	0.22
10°N-30°N	0.10	0.14
30°N-50°N	-0.01	0.09
50°N-70°N	0.24	0.07
70°N-90°N	0.21	0.10

Tabelle 6.24: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb September/Oktober/November 1979-2010.

6.2.3 Vergleichstrends

20° Breitengürtel	Drucktrend [hPa]/Dekade 1980-2004	+/- [hPa]
70°S-50°S	-1.0	1.5
50°S-30°S	-0.4	0.7
30°S-10°S	-2.4	0.4
10°S-10°N	-3.2	0.7
10°N-30°N	-0.8	0.6
30°N-50°N	-2.3	0.5
50°N-70°N	-1.3	1.0
70°N-90°N	0.1	2.6

Tabelle 6.25: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb 1980-2004.

20° Breitengürtel	Temperaturtrend [K]/Dekade 1980-2004	+/- [K]
70°S-50°S	-0.50	0.18
50°S-30°S	-0.03	0.16
30°S-10°S	-0.93	0.18
10°S-10°N	-0.78	0.16
10°N-30°N	-0.29	0.17
30°N-50°N	-0.24	0.07
50°N-70°N	0.19	0.09
70°N-90°N	0.27	0.18

Tabelle 6.26: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten 1980-2004.

40° Breitengürtel	Drucktrend [hPa]/Dekade 1979-2010	+/- [hPa]
90°S-60°S	-1.4	0.6
60°S-20°S	-1.3	1.2
20°S-20°N	-0.8	0.4
20°N-60°N	-2.5	0.4
60°N-90°N	-1.0	0.6

Tabelle 6.27: Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten 1979-2010 in 40°Breitengürteleinteilung.

40° Breitengürtel	Temperaturtrend [K]/Dekade 1979-2010	+/- [K]
90°S-60°S	-0.28	0.17
60°S-20°S	-0.30	0.13
20°S-20°N	-0.35	0.09
20°N-60°N	-0.21	0.05
60°N-90°N	-0.02	0.08

Tabelle 6.28: Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten 1979-2010 in 40°Breitengürteleinteilung.

Bildverzeichnis

1.1	Vertikales Temperaturprofil der Atmosphäre (Bergmann and Schäfer 2001) .	2
1.2	Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre (Häkel 2008)	4
1.3	Verteilung der Meeresströmungen und des Luftdrucks im pazifischen Raum während dem Grundzustand (Ammann 1998).	6
1.4	Verteilung der Meeresströmungen und des Luftdrucks im pazifischen Raum während einem El-Nino Jahr (Ammann 1998).	7
1.5	Tropopausensprung im Jetniveau (Häkel 2008)	10
1.6	Zeitreihe der monatlich global gemittelten Anomalie des Tropopausendrucks .	18
2.1	Verteilung der Radiosondenstationen	24
2.2	Zeitreihe des Tropopausendrucks und relative Häufigkeitsverteilung der Station Wien - Hohe Warte	25
2.3	Verteilung und Anzahl der vorhandenen Tropopausenwerte	26
3.1	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010.	28
3.2	Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010	29
3.3	Differenzen des Trends der Druckhäufigkeiten aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten im zweijährigen Intervall von 1979 - 2010.	33
3.4	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S - 10°N im Vergleich 1979-2010 und im dreijährigen Intervall.	34
3.5	Mittlere Anomalien des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten und die Dichte der Radiosondenmessungen	35
3.6	Zonaltrend der Häufigkeiten des Tropopausendruck aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010	37
3.7	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 70°S-50°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	38

3.8	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 50°S-30°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	39
3.9	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 30°S-10°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	39
3.10	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S-10°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	40
3.11	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°N-30° in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	40
3.12	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 30°N-50°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	41
3.13	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 50°N-70° in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	41
3.14	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 70°N-90°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	42
3.15	Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010	43
3.16	Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010.	45
3.17	Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S - 10°N im Vergleich 1979-2010 und im dreijährigen Intervall.	46
3.18	Mittlere Anomalien der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten und die Dichte der Radiosondenmessungen	47
3.19	Zonaltrend der Häufigkeiten der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010	48
3.20	Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 70°S-50°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	50

3.21 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 50°S-30°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	50
3.22 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 30°S-10°S in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	51
3.23 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S-10°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	51
3.24 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°N-30° in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	52
3.25 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 30°N-50°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	52
3.26 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 50°N-70° in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	53
3.27 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten zwischen 70°N-90°N in den einzelnen Jahreszeiten gemittelt über 1979-2010.	53
3.28 Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010. . . .	55
3.29 Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S - 10°N im Vergleich 1979-2010 und im dreijährigen Intervall.	56
3.30 Mittlere Anomalien des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten und die Dichte der Radiosondenmessungen	57
3.31 Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten 1979-2010	58
3.32 Zonaltrend der Häufigkeiten des Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010	58
3.33 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010.	60
3.34 Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten zwischen 10°S - 10°N im Vergleich 1979-2010 und im dreijährigen Intervall.	61

3.35	Mittlere Anomalien der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten und die Dichte der Radiosondenmessungen	62
3.36	Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten 1979-2010	63
3.37	Zonaltrend der Häufigkeiten der Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010	63
3.38	Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten von 1979-2010	64
3.39	Häufigkeitsverteilungen des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010.	66
3.40	Mittlere Anomalien des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten und die Dichte der Radiosondenmessungen	67
3.41	Zonaltrend der Häufigkeiten des Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010	68
3.42	Zonaltrend der Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten 1979-2010	69
3.43	Häufigkeitsverteilungen der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb der 20° Breitengürteleinteilung zwischen 1979-2010. . . .	70
3.44	Mittlere Anomalien der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten die Dichte der Radiosondenmessungen	71
3.45	Zonaltrend der Häufigkeiten der Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb der einzelnen Jahreszeiten von 1979-2010	72
4.1	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks.	76
4.2	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks der einzelnen Jahreszeiten von strahlungskorrigierten Radiosondendaten.	78
4.3	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks der einzelnen Jahreszeiten von unkorrigierten Radiosondendaten.	78
4.4	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks der einzelnen Jahreszeiten von ERA-interim Reanalysedaten.	79
4.5	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur.	82
4.6	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur der einzelnen Jahreszeiten von strahlungskorrigierten Radiosondendaten.	84
4.7	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur der einzelnen Jahreszeiten von unkorrigierten Radiosondendaten.	84
4.8	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur der einzelnen Jahreszeiten von ERA-interim Reanalysedaten.	85

4.9	Trend des zonal-gemittelten Tropopausendrucks und der zonal-gemittelten Tropopausentemperatur	91
4.10	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks und der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur.	91
4.11	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks und der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur.	92
6.1	Differenzen des Trends der Temperaturhäufigkeiten aus strahlungskorrigierten Radiosondendaten im zweijährigen Intervall von 1979 - 2010.	99

Tabellenverzeichnis

4.1	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten von 1979-2010.	80
4.2	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010.	80
4.3	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten von 1979-2010.	80
4.4	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strah-lungskorrigierten Radiosondendaten von 1979-2010.	86
4.5	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorri-gierten Radiosondendaten von 1979-2010.	86
4.6	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten von 1979-2010.	86
4.7	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb 1980-2004.	93
4.8	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strah-lungskorrigierten Radiosondendaten innerhalb 1980-2004.	93
4.9	Global gemittelter Trend des Tropopausendrucks und der Tropopausentempe-ratur aus strahlungskorrigierten, unkorrigierten Radiosondendaten und ERA-interim Reanalysedaten.	93
4.10	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten 1979-2010 in 40°Breitengürteleinteilung. . . .	94
4.11	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strah-lungskorrigierten Radiosondendaten 1979-2010 in 40°Breitengürteleinteilung.	94
6.1	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.	100
6.2	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.	100

6.3	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.	100
6.4	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010.	101
6.5	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.	101
6.6	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.	101
6.7	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.	102
6.8	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010. . . .	102
6.9	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.	102
6.10	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.	103
6.11	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.	103
6.12	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010.	103
6.13	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.	104
6.14	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010. .	104
6.15	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010. .	104
6.16	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus strahlungs-korrigierten Radiosondendaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010.	105
6.17	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010. .	105
6.18	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.	105
6.19	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.	106

6.20	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010.	106
6.21	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb Dezember/Jänner/Februar 1979-2010.	106
6.22	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb März/April/Mai 1979-2010.	107
6.23	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb Juni/Juli/August 1979-2010.	107
6.24	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus ERA-interim Reanalysedaten innerhalb September/Okttober/November 1979-2010.	107
6.25	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten innerhalb 1980-2004.	108
6.26	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten 1980-2004.	108
6.27	Trend des zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausendrucks aus unkorrigierten Radiosondendaten 1979-2010 in 40°Breitengürteleinteilung.	108
6.28	Trend der zonal-gemittelten Lapse-rate-Tropopausentemperatur aus unkorrigierten Radiosondendaten 1979-2010 in 40°Breitengürteleinteilung.	108

Literatur

- Ambaum, M., 1997: Isentropic Formation of the Tropopause. *Americ.Meteor.Soc.*, **54**, 555–568.
- Ammann, C., 1998: www.elnino.info. *letzter Zugriff 26.01.2013*.
- Bergmann, and Schäfer, 2001: *Lehrbuch der Experimentalphysik Band 7: Erde und Planeten* (2 ed.). Walter de Gruyter.
- Birner, T., 2003: *Die extratropische Tropopausenregion*. Ph. D. thesis, Fakultät für Physik der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Birner, T., 2006: Fine-scale structure of the extratropical tropopause region. *J.Geophys. Res.*, **111**, doi:10.1029/2005JD006301.
- Birner, T., 2010: Residual circulation and tropopause structure. *J.Geophys. Res.*, **67**, 2582–2600, doi:10.1175/2010JAS3287.1.
- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.J. Morcrette, B.K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. . *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597. doi: 10.1002/qj.828.
- Defant, F., and H. Taba, 1957: The threefold structure of the atmosphere and the characteristics of the tropopause. *Tellus*, **3**, 259–274.
- Gettelman, A., and P.M.d.F. Forster, 2001: A climatology of the tropical tropopause Layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 911–924.
- Häckel, H., 2008: *Meteorologie* (6 ed.). Verlag Eugen Ulmer Stuttgart.
- Haimberger, L., 2007: Homogenization of radiosonde temperature time series using innovation statistics. *J. Climate*, **20**, 1377–1403.
- Haimberger, L., C. Tavolato, and S. Sperka, 2008: Toward Elimination of the Warm Bias in Historic Radiosonde Temperature Records-Some New Results from a Comprehensive Intercomparison of Upper - Air Data. *Amer. Meteor. Soc.*, **21**, 4587–4606,

- doi:10.1175/2008JCLI1929.1.
- Haimberger, L., C. Tavalato, and S. Sperka, 2012: Homogenization of the Global Radiosonde Temperature Dataset through Combined Comparison with Reanalysis Background Series and Neighboring Stations. *J. Climate*, **25**, 8108–8131, doi:10.1175/JCLI-D-11-00668.1.
- Hoinka, K., 1997: The tropopause: discovery, definition and demarcation. *Meteor. Z.*, **N.F.6**, 281–303.
- Hoinka, K., 1998: Statistics of the global tropopause. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3303–3325.
- Hoinka, K., 1999: Temperature, humidity, and wind at the global tropopause. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2248–2265.
- Kremser, S., I. Wohltmann, M. Rex, U. Langematz, M. Dameris, and M. Kunze, 2009: Water vapour transport in the tropical tropopause region in coupled Chemistry-Climate Models and ERA-40 reanalysis data. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 2679–2694.
- Pan, L.L., W.J. Randel, B.L. Gary, M.J. Mahoney, and E.J. Hints, 2004: Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: A trace gas perspective. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2004JD004982.
- Randel, W., and F. Wu, 2010: The Polar Summer Tropopause Inversion Layer. *Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 2572–2581, doi:10.1175/2010JAS3430.1.
- Randel, W., F. Wu, and P. Foster, 2007: The extratropical tropopause inversion layer: Global observations with GPS data, and a radiative forcing mechanism. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4489–4496.
- Randel, W., F. Wu, and D. Gaffen, 2000: Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses. *J. Atmos. Sci.*, **105(D12)**, 15.509–15.523.
- Reichler, T., M. Dameris, R. Sausen, and D. Nodorp, 1996: *A Global Climatology of the Tropopause Height Based on ECMWF-Analyses*. Ph. D. thesis, Institut für Phys. der Atmos. Rep.
- Reid, G.C., and K.S. Gage, 1981: On the annual variation in height of the tropical tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1928–1938.
- Santer, B., R. Sausen, T. Wigley, J. Boyle, K. AchutaRao, C. Doutriaux, J. Hansen, G. Meehl, E. Roeckner, R. Ruedy, G. Schmidt, and K. Taylor, 2003: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in model, reanalyses, and observations: Decadal changes. *J. Geophys. Res.*, **108(D1)**, doi:10.1029/2002JD002258.
- Santer, B., M. Wehner, T. Wigley, R. Sausen, T. Wigley, G. Meehl, K. Taylor, C. Ammann, J. Arblaster, W. Washington, J. Boyle, and W. Büggemann, 2003: Contributions of Anthropogenic and Natural Forcing to Recent Tropopause Height Changes. *SCIENCE*, **301**, 479–482.

- Santer, B., T. Wigley, A. Simmons, P. Kållberg, G. Kelly, S.M. Uppala, C. Ammann, J.S. Boyle, W. Brüggemann, C. Doutriaux, M. Fiorino, C. Mears, G.A. Meehl, R. Sausen, K.E. Taylor, W. Washington, M. Wehner, and F. Wentz, 2004: Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21104.
- Schmidt, T., C. Arras, G. Beyerle, S. Heise, J. Wickert, and M. Rothacher, 2008: Trends in the global tropopause estimated from GPS radio occultation data. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L11806, doi:10.1029/2008GL034012.
- Seidel, D., and W. Randel, 2006: Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. *J. Geophys. Res.*, **111**, doi:10.1029/2006JD007363.
- Seidel, D., and W. Randel, 2007: Recent widening of the tropical belt: Evidence from tropopause observations. *J. Geophys. Res.*, **112**, doi:10.1029/2007JD008861.
- Seidel, D.J., R.J. Ross, J.K. Angell, and G.C. Reid, 2001: Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7857–7878.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2007: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**, 25–35.
- Tomikawa, Y., Y. Nishimura, and T. Yamanouchi, 2009: Characteristics of the tropopause and tropopause inversion layer in the polar region. *SOLA*, **5**, 141–144, doi:10.2151/sola.2009–036.
- Wang, J., D. Seidel, and M. Free, 2012: How well do we know recent climate trends at the tropical tropopause? *submitted J. Geophys. Res.-Atmosph.*
- WetterOnline, M.D.G., 1996: <http://www.wetteronline.de/wotexte/redaktion/lexikon/qbo.htm>. *letzter Zugriff 26.01.2013*.
- Zängl, G., and K.P. Hoinka, 2000: The tropopause in the polar regions. *J. Climate*, **14**, 3117–3139.
- Zängl, G., and V. Wirth, 2002: Synoptic-scale variability of the polar and subpolar tropopause: Data analysis and idealized pv inversions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 2301–2315.

Danksagung

Ich danke Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Leopold Haimberger für das Ermöglichen dieser Diplomarbeit. Seine Hilfsbereitschaft, Motivation und Vorschläge haben mir geholfen, mein Ziel zu erreichen.

Bedanken möchte ich mich auch bei meiner Familie und Freunden, die stets hinter mir standen, immer ein offenes Ohr für mich hatten und mich unterstützten.

Mein besonderer Dank gilt Daniel, dessen Geduld ich immer aufs Neue auf eine harte Probe stellte.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Sabrina Kappel
Geburtsdatum: 21.07.1984
Wohnort: Wien, Österreich

Ausbildung

1990 - 1994 Volksschule 1100 Wien
1994 - 2002 Bundesrealgymnasium 1100 Wien
2004 - derzeit Studium der Meteorologie an der Universität Wien

Berufserfahrung

Juli 2005 Praktikum in der Klimaabteilung an der ZAMG Wien
Okt. 2009 - Feb. 2010 Tutorin der Wetterbesprechung an der Universität Wien
Juli 2010 Praktikum in der Abt. für Wettervorhersage an der ZAMG Wien
August 2011 Praktikum in der Klimaabteilung an der ZAMG Wien

Publikationen

2010 Fallstudie "Heavy Snowfall Austria" im Rahmen des EUMeTrain Projektes
während des Praktikums in der Abteilung für Wettervorhersage
an der ZAMG Wien (<http://www.eumetrain.org/data/6/68/index.htm>)

Weitere Kenntnisse & Fähigkeiten

Fremdsprache Englisch
EDV-Kenntnisse MS Office; Grundkenntnisse in Linux, IDL und Matlab