

Charakterisierung der Tropopause über
Ny-Alesund, Spitzbergen

Bachelorarbeit

Universität Potsdam

Institut für Physik und Astronomie

Verfasst von David Klehr,
Matrikelnummer 757914

abgegeben am 6.7.2012

1. Gutachter: Prof. Dr. Klaus Dethloff

2. Gutachter: Prof. Dr. Norbert Seehafer

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Vorbetrachtung	2
2.1	Die vertikale Schichtung der Atmosphäre	2
2.2	Der Strahlungshaushalt	3
2.3	Die globale Tropopause	4
3	Bestimmung der Tropopausenhöhe	5
3.1	Datengrundlagen	5
3.2	Die thermische Tropopause	6
3.2.1	Bestimmung mit WMO-Methode	6
3.2.2	Optimierung der WMO-Definition	6
3.3	Vergleich von WMO- und modifizierter Methode	9
3.4	Die Ozon-Tropopause	11
3.5	Die dynamische Tropopause	12
4	Fallstudien	13
4.1	Multiple Tropopausen	13
4.2	Einfluss synoptischer Störungen auf die Tropopause	13
4.3	Die Ozon Tropopause	18
5	Klimatologie	21
5.1	Tropopausenhöhe und -temperatur	21
5.2	Monatsmittel	23
5.3	Jahreszeiten	26
5.4	Jahresmittel	28
6	Zusammenfassung	30
7	Quellenangabe	31
8	Danksagung	33

1 Einleitung

Diese Studie wurde als Bachelorarbeit im Fach Physik an der Universität Potsdam verfasst. In dieser Arbeit soll die Tropopause über Ny-Alesund, Spitzbergen, charakterisiert werden.

Der Klimawandel ist global von großer Bedeutung. Dabei ist die Arktis die Region, in der der beobachtete Temperaturanstieg doppelt so groß wie im globalen Mittel [*IPCC*, 2007]. Eine starke Auswirkung des Klimawandels zeigt sich mit dem Rückgang des arktischen Meereises. Es ist noch nicht ausreichend geklärt, in welcher Weise sich der Klimawandel auf weitere arktische Klimafaktoren auswirkt. Ny-Alesund liegt in polaren Breiten bei $78,93^{\circ}N$ $11,95^{\circ}O$, und bietet damit einen wichtigen Standort für die Erforschung des polaren Klimas.

Die Tropopause ist als Grenze zwischen der wetterbestimmenden Troposphäre und der für die Atmosphärenchemie wichtigen Stratosphäre von besonderer Bedeutung für den vertikalen Luftmassenaustausch. Eine Veränderung dieser Grenze kann Auswirkungen auf die Strahlungsbilanz der Atmosphäre und damit das Oberflächenklima haben [*Peevey*, 2012].

Die meisten Arbeiten über die Tropopause basieren auf Daten aus tropischen und subtropischen Breiten. Die gebräuchlichen Definition für die Tropopause wurden in diesen Regionen entwickelt. Deshalb ist es von besonderem Interesse, zu untersuchen, ob sich diese Definitionen auch über Ny-Alesund und damit für das arktische Klima anwenden lassen.

Des Weiteren soll in dieser Arbeit die Entwicklung der Tropopause, über Ny-Alesund in den Jahren 1991 bis 2012 untersucht werden, um Hinweise auf mögliche klimatische Veränderungen zu finden. Es sollen sowohl Messdaten von Radiosonden als auch Reanalysdaten des Era Interim Modells ausgewertet werden.

2 Vorbetrachtung

2.1 Die vertikale Schichtung der Atmosphäre

Die Atmosphäre der Erde lässt sich anhand der Entwicklung des vertikalen Temperaturgradienten $\gamma = \frac{\partial T}{\partial z}$ in fünf übereinander liegende Schichten einteilen. Zu unterst liegt die Troposphäre, darüber die Stratosphäre, gefolgt von der Mesosphäre, der Thermosphäre und schließlich der Exosphäre. Diese Schichtung ist in Abbildung 1 veranschaulicht.

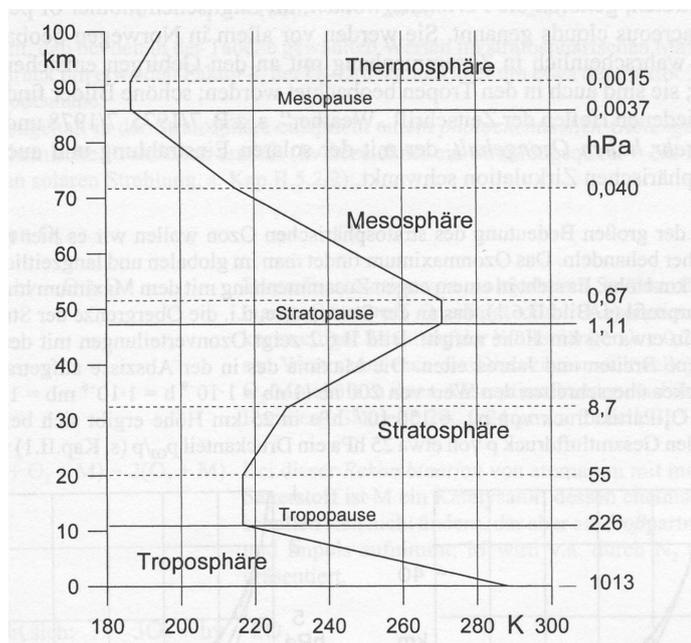


Abbildung 1: Vertikale Schichtung der Atmosphäre [aus: Kaus, 2001].

Für diese Arbeit sind Troposphäre und Stratosphäre von primärer Bedeutung. In der Troposphäre sinkt die Lufttemperatur vom Boden mit steigender Höhe bei einer geringen Luftfeuchte und unter adiabatischen Bedingungen mit dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten ab. Der trockenadiabatische Temperaturgradient lässt sich aus der barometrischen Höhenformel herleiten. Für ihn gilt:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{c_p}$$

Er beträgt in etwa $9,74 \frac{K}{km}$ [Etlings, 2008].

In der Troposphäre gibt es starke ageostrophische Winde, die einen regen vertikalen Luftmassenaustausch verursachen. Diese vertikale Vermischung der Luft-

massen führt zu einem annähernd gleichmäßigen Temperaturgradienten.

Die Stratosphäre ist durch einen meist positiven, manchmal auch niedrigen negativen Temperaturgradienten geprägt. Somit gibt es hier große Abweichungen zudem trockenadiabatischen Temperaturgradienten. Dies bedeutet, dass in dieser Schicht Wärme zugeführt wird. Die photochemische Erzeugung von Ozon ist charakteristisch für die Stratosphäre. So steigt der relative Anteil des Ozons auf ein Vielfaches des in der Troposphäre herrschenden Niveaus an. Die Absorption von kurzwelligem Licht durch das Ozon ist für den durchschnittlich positiven Temperaturgradienten verantwortlich. Ageostrophische Winde spielen hier nur eine untergeordnete Rolle. Dies führt zu großen Sprüngen im vertikalen Temperaturgradienten.

Die Grenze zwischen Troposphäre und Stratosphäre heißt Tropopause. Sie stellt eine Barriere für den vertikalen Luftmassenaustausch dar.

Der unterste Teil der Troposphäre wird als planetare Grenzschicht bezeichnet. Sie ist durch Wechselwirkungen mit der Erdoberfläche geprägt. In polaren Breiten ist die planetare Grenzschicht häufig durch eine Inversion beeinflusst.

2.2 Der Strahlungshaushalt

Die Erde befindet sich im Strahlungsgleichgewicht. So entspricht global die Energie der eingestrahnten kurzwelligen Sonnenstrahlung der Energie der abgestrahlten Wärmestrahlung. Die Sonneneinstrahlung in den Tropen ist deutlich stärker als an den Polen, es findet ein Energieeintrag statt. In den Polargebieten überwiegt die thermische Ausstrahlung. Das globale Strahlungsgleichgewicht wird durch Austauschprozesse zwischen den Tropen und den Polen erhalten (globale Zirkulation). Die Temperaturverteilung der Erde ist in Abbildung 2 schematische dargestellt.

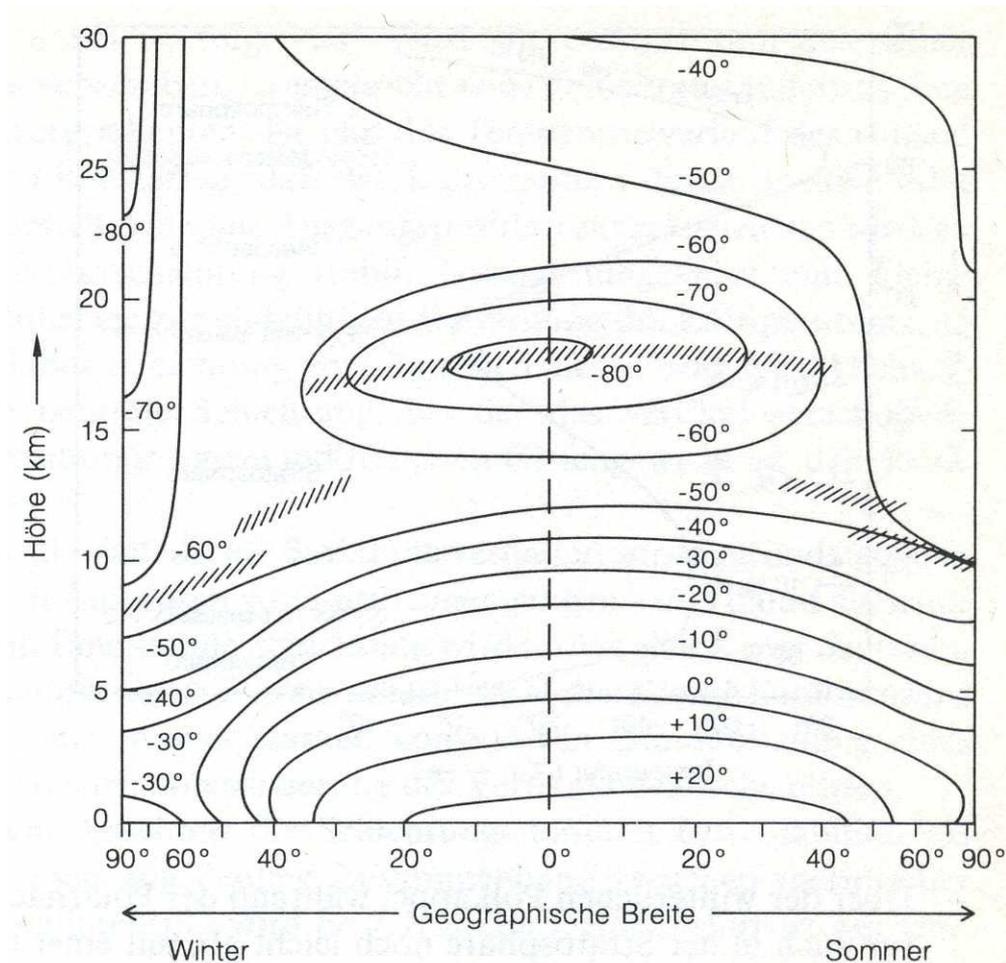


Abbildung 2: Schematische Darstellung der globalen Temperaturverteilung der Erdatmosphäre mit gestrichelt eingezeichneter Tropopause [aus: Roedel 1992].

2.3 Die globale Tropopause

Aufgrund der globalen Temperaturverteilung und der daraus resultierenden Zirkulation variiert die Höhe der Tropopause je nach Jahreszeit und Breitengrad stark, wie in Abbildung 2 gut zu erkennen ist. Die größte durchschnittliche Tropopausenhöhe ist in den Tropen anzutreffen. Sie sinkt zu den Polen hin ab. So beträgt die durchschnittliche Tropopausenhöhe in den Tropen etwa 16 km, in der Arktis lediglich 8 km im Januar bzw. 10 km im Juli [Kraus, 2001].

3 Bestimmung der Tropopausenhöhe

3.1 Datengrundlagen

Diese Arbeit basiert auf Radiosondenmessungen und Reanalysedaten über dem Ort Ny-Alesund auf der Insel Spitzbergen.

Eine Radiosonde ist eine Apparatur aus mehreren Sensoren, die die gemessenen Werte an eine Bodenstation funkt. Alle verwendeten Radiosonden verfügten über Sensoren für den Luftdruck, die Temperatur, die relative Luftfeuchtigkeit sowie die Windrichtung und Windgeschwindigkeit des horizontalen Windes. Außerdem flog ein Teil der Radiosonden in Kombination mit einer Ozonsonde, einem Sensor zur Messung des Ozon Partialdrucks.

Es wurden die Daten von insgesamt 6667 Radiosonden aus dem Zeitraum von 1991 bis 2012 ausgewertet. 1343 der Radiosonden verfügten über den Ozon-Sensor. Bis Juli 2002 wurden Radiosonden vom Typ RS80 verwendet, die von Radiosonden des Typs RS90 abgelöst wurden. Die RS90 Sonden wurden für normale Messungen bis Oktober 2005 und für Ozonmessungen bis April 2006 verwendet. Die RS90 Sonde wurde durch die RS92 Radiosonde abgelöst. Ein möglicher Einfluss der Verwendung unterschiedlicher Sondentypen innerhalb der Messreihe wird in Kapitel 5 behandelt. Die Radiosonden wurden an Wetterballons befestigt und jeweils um 11 Uhr UTC von der AWIPEV Station auf Ny-Alesund, Spitzbergen, gestartet. Die Koordinaten des Startpunktes sind $11,95^\circ$ östlicher Länge und $78,93^\circ$ nördlicher Breite.

Des Weiteren werden in dieser Arbeit Daten des Reanalysemodells Era Interim verwendet. Die verwendeten Reanalysedaten bestehen aus der potentiellen Vorticity für den Koordinatenpunkt $11,9^\circ$ östliche Länge und $78,9^\circ$ nördliche Breite. Die potentielle Vorticity liegt nur für bestimmte Drucklevel vor. Die Drucklevel zwischen 100 und 250 hPa haben einen Abstand von 25 hPa, und die Drucklevel zwischen 250 und 750 hPa einen Abstand von je 50 hPa. Die Reanalysedaten liegen für die Uhrzeiten 0, 6, 12 und 18 Uhr UTC vor. In dieser Arbeit wurden lediglich Werte für 12 Uhr UTC ausgewertet, da diese Uhrzeit dem Startzeitpunkt der Radiosonden am nächsten ist.

3.2 Die thermische Tropopause

3.2.1 Bestimmung mit WMO-Methode

Die World Meteorological Organisation(WMO) definiert die thermische Tropopause wie folgt:

Die Tropopause ist die niedrigste Höhe, bei der der Temperaturgradient auf über $\gamma = -2 \frac{K}{km}$ steigt und der durchschnittliche Temperaturgradient zwischen dieser Höhe und jeder Höhe in den folgenden 2000 m größer als $\gamma = -2 \frac{K}{km}$ ist. Wenn der Temperaturgradient über der Tropopause einen Wert von $\gamma = -3 \frac{K}{km}$ unterschreitet, so kann eine weitere Tropopause mit der obigen Definition bestimmt werden [WMO, 1992].

Bei den meisten Profilen entspricht die so bestimmte Höhe der ersten Tropopause den Eigenschaften, die der Tropopause zugeschrieben werden, siehe Abbildung 3.

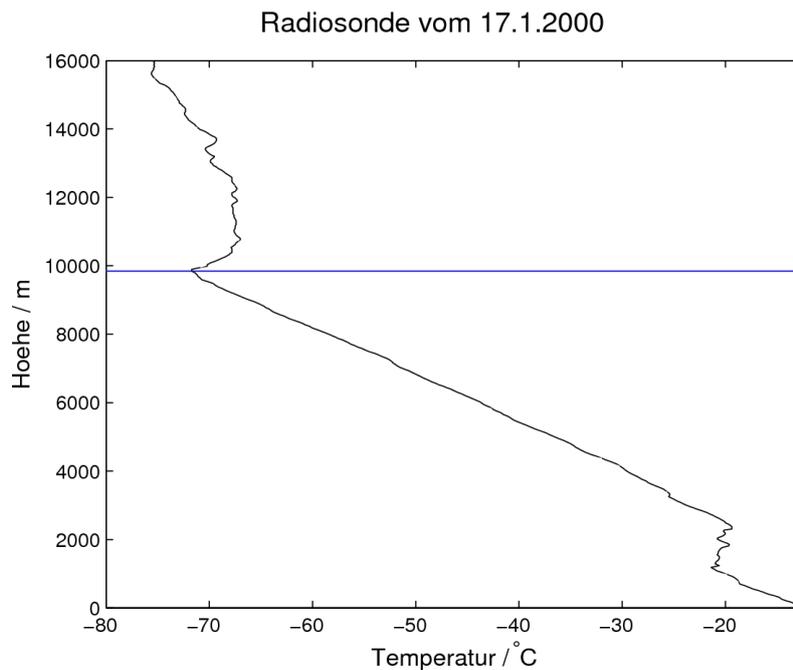


Abbildung 3: Temperaturprofil zum Radiosondenaufstieg vom 17.1.2000, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichneter thermischer Tropopause nach WMO-Definition,

3.2.2 Optimierung der WMO-Definition

Die WMO Definition gibt keinen Höhenbereich für das Auftreten einer Tropopause vor. So würden zum Teil auch bodennahe Inversionen die Kriterien einer Tropopause

erfüllen. Auch nach oben hin ist der Suchbereich nicht eingegrenzt.

Die WMO Bedingung für die Existenz einer multiplen Tropopause ist über Spitzbergen häufig erfüllt, wie Abbildung 4 veranschaulicht:

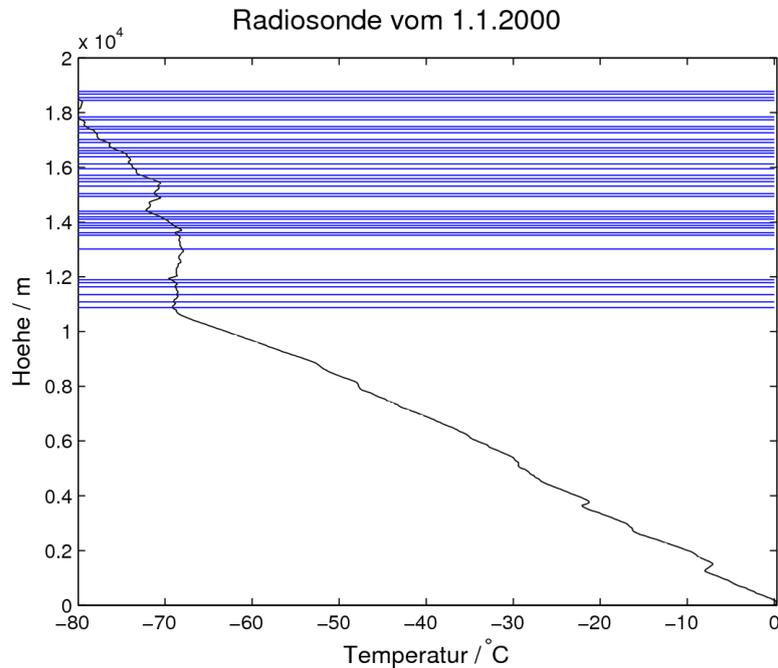


Abbildung 4: Temperaturprofil zum Radiosondenaufstieg vom 1.1.2000, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichneten multiplen thermischen Tropopausen nach WMO-Definition.

Um zu verhindern, dass ein lokaler, sehr niedriger vertikaler Temperaturgradient fälschlicherweise als Tropopause detektiert wird, sollte eine Mindesthöhe des Abschnitts festgelegt werden. Die Methode der WMO, die Tropopause zu bestimmen, ist zeichnerisch einfach umzusetzen. In der Arktis kommt es jedoch häufig vor, dass die mit dieser Methode erzielten Resultate augenscheinlich ungeeignet sind. In Abbildung 5 ist ein solcher Fall abgebildet:

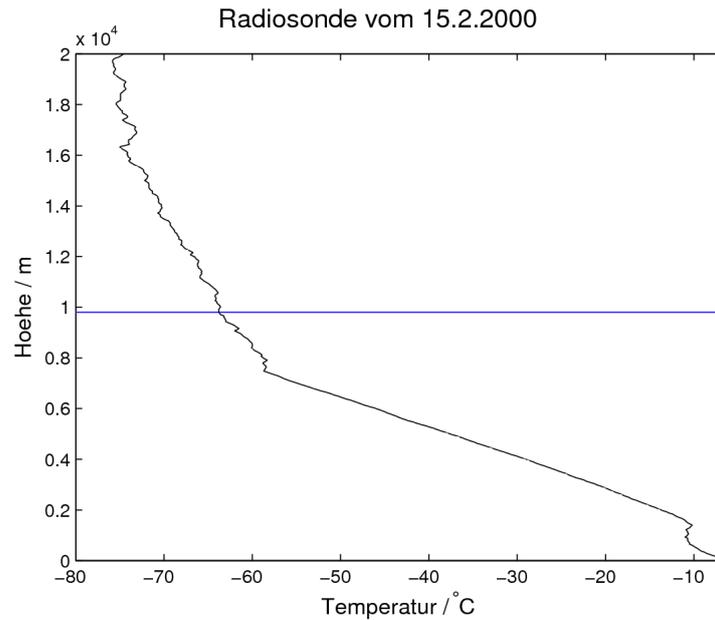


Abbildung 5: Temperaturprofil zum Radiosondenaufstieg vom 15.2.2000, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichneter thermischer Tropopause nach WMO-Definition.

Die nach WMO definierte Tropopause liegt offensichtlich weit oberhalb eines Bereichs mit nur geringen Schwankungen im Temperaturgradienten. Die WMO-Methode verwendet einen statischen Temperaturgradienten als Grenzwert.

Eine optimierte Methode zur Bestimmung der Tropopause sollte somit einen flexiblen Grenzwert verwenden, der sich an die Gegebenheiten anpasst. Der durchschnittliche Temperaturgradient in der Troposphäre variiert jedoch stark jahreszeitenabhängig, wie in Abbildung 6 gut zu erkennen ist.

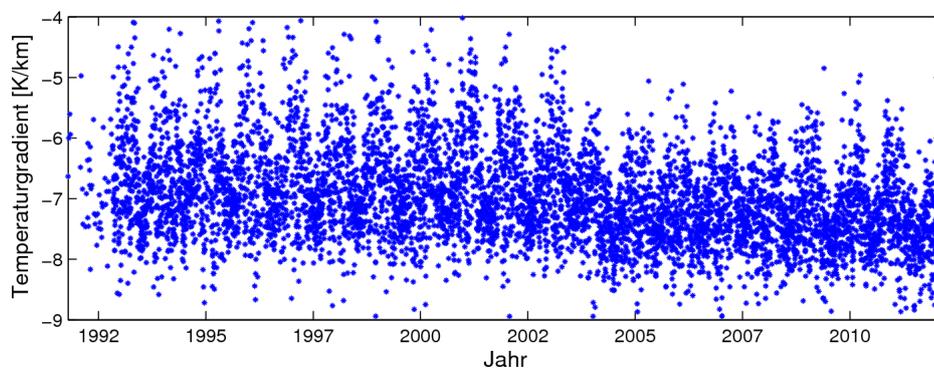


Abbildung 6: Durchschnittlicher vertikaler Temperaturgradient zwischen 5000 m und der WMO Tropopausenhöhe über Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O].

Über Spitzbergen beträgt der durchschnittliche vertikale Temperaturgradient zwischen 5000 m und der nach der WMO Methode bestimmten Tropopause in den Jahren 1992 bis 2012 gemittelt $\gamma = -7 \frac{K}{km}$.

Daraus lässt sich eine flexiblere Definition herleiten:

Die Tropopause ist die niedrigste Höhe oberhalb von 5 km, auf die folgende Bedingungen zutreffen:

1. Der Temperaturgradienten-Grenzwert wird überschritten.

Der Temperaturgradienten-Grenzwert entspricht dem 0.3 fachen des durchschnittlichen Temperaturgradienten zwischen dieser Höhe und 5000m.

2. Der durchschnittliche Temperaturgradient zwischen dieser Höhe und jeder Höhe in den folgenden 2 km ist größer als der Temperaturgradienten-Grenzwert.

Wenn der Temperaturgradient 2 km oberhalb der Tropopause oder höher den doppelten Grenzwert unterschreitet und in dem darauf folgenden Kilometer der Gradient unterhalb des Grenzwerts bleibt, so kann eine weitere Tropopause mit der obigen Definition bestimmt werden. Die maximale Höhe einer Tropopause wird bei 14 km festgelegt.

3.3 Vergleich von WMO- und modifizierter Methode

In den meisten Fällen stimmen die mit beiden Methoden ermittelten ersten Tropopausen überein. In Fällen, in denen die WMO Methode jedoch mangelhafte Ergebnisse liefert, erhält man unter Anwendung der modifizierten Methode zufriedenstellende Ergebnisse:

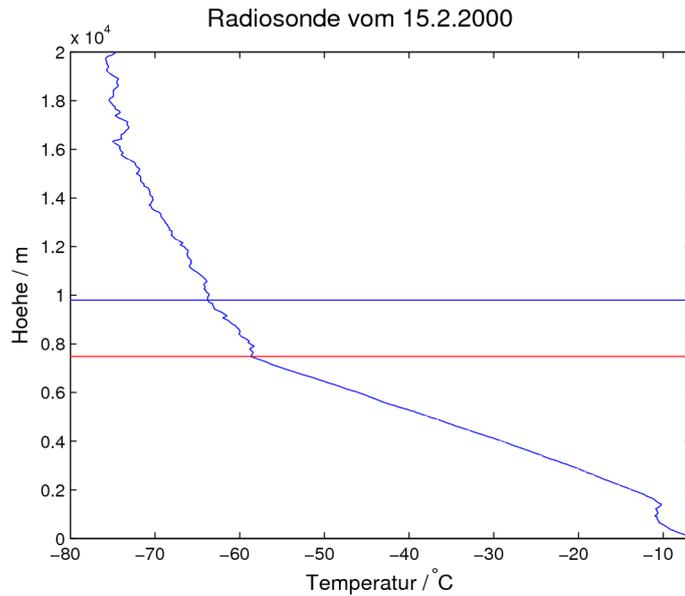


Abbildung 7: Temperaturprofil zum Radiosondenaufstieg vom 15.2.2000, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78.93°N 11,95°O], mit eingezeichneten thermischen Tropopausen nach WMO-Definition (blau) und modifizierter Methode (rot).

Während die mit der WMO-Methode berechneten multiplen Tropopausen kaum aussagekräftig waren, ist es mit der modifizierten Methode auch möglich, ein erneutes Auftreten von troposphärischen oder durchmischten Luftmassen oberhalb der Tropopause zu ermitteln.

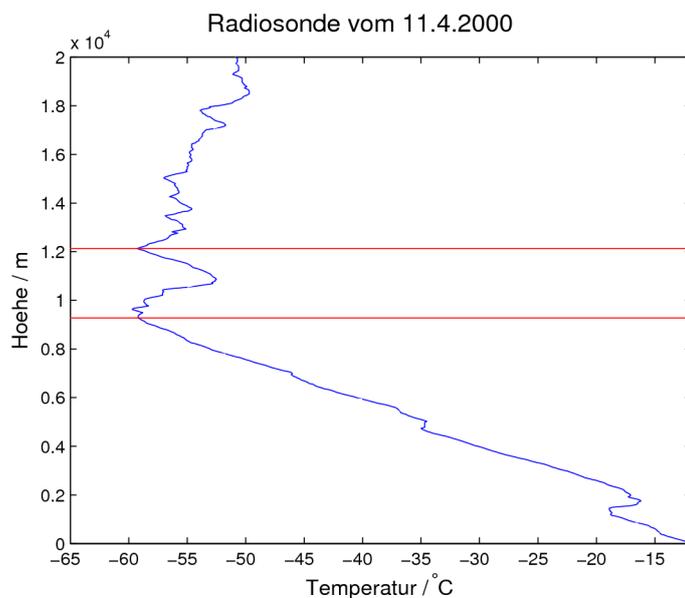
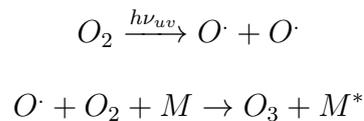


Abbildung 8: Temperaturprofil zum Radiosondenaufstieg vom 2.1.2000, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichneten multiplen thermischen Tropopausen nach modifizierter Definition.

Aufgrund dieser Vorteile wird in der weiteren Auswertung, wenn nicht anders erwähnt, die modifizierte Methode verwendet.

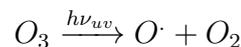
3.4 Die Ozon-Tropopause

Der Großteil des irdischen Ozons (O_3) entsteht in der Stratosphäre durch Photodissoziation von Sauerstoffmolekülen. Vereinfacht lässt sich die Reaktionskette wie folgt darstellen [Graedel et al., 1994]:

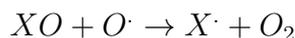
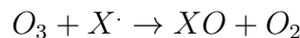


M ist dabei ein Molekül, das in dieser Reaktion kinetisch angeregt wird. Meist handelt es sich bei dem M um Sauerstoff oder Stickstoff. Der Ozonzerfall findet auf verschiedenen Wegen statt:

1.



2.



X ist hier ein Radikal, das als Katalysator dient. Meist handelt es sich um NO, HO, H, Cl oder Br. Die Absorption von kurzwelligem Licht durch das Ozon ist für die Änderung des Temperaturgradienten in der Stratosphäre verantwortlich. Somit lässt sich ein Zusammenhang zwischen der Tropopause und dem Anstieg der Ozonkonzentration herstellen. Die Ozonkonzentration wird üblicherweise in Volumenanteil pro eine Milliarde Teilchen "parts per billion by volume" (ppbv) angegeben. Bethan et al. [1996] definierten eine Ozontropopause, auch Ozonopause genannt, wie folgt anhand von drei notwendigen Bedingungen:

1. Der vertikale Gradient des Ozonmischungsverhältnisses, gemessen über eine Höhendifferenz von 200 m, übersteigt einen Wert von $60 \frac{ppbv}{km}$.
2. Das Ozonmischungsverhältnis muss einen Wert von 80 ppbv erreicht haben.
3. Dicht über dieser Höhe muss das Ozonmischungsverhältnis einen Wert von 110 ppbv

erreichen.

3.5 Die dynamische Tropopause

Eine letzte Methode, die hier Erwähnung finden sollte, ist die Bestimmung der dynamischen Tropopause anhand der potentiellen Vorticity (PV). Mit dieser Methode, die auf *Reed* [1955] zurück geht, soll ein Referenzergebnis zu den bestimmten thermischen Tropopausen ermittelt werden. Für die potentielle Vorticity gilt:

$$PV = \eta \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

mit der absoluten Vorticity η , der potentiellen Temperatur θ und dem Druck p . Zur Berechnung der absoluten Vorticity werden Messungen von horizontalen Windfeldern benötigt. Diese Größe lässt sich nicht aus den vorliegenden gemessenen Vertikalprofilen zum Punkt Ny-Alesund bestimmen. Eine gute Näherung dieser Werte ist jedoch aus den Daten des Reanalyse Modells Era Interim möglich. Die potentielle Vorticity wird in "Potential Vorticity Units" (PVU) angegeben. Ein PVU entspricht $10^{-6} \frac{K \cdot m^2}{kg \cdot s}$. Die troposphärische Luft ist durch deutlich niedrigere PV Werte als die stratosphärische Luft geprägt. Der PV Grenzwert, der die Tropopause kennzeichnet, ist in der Literatur strittig. So werden die Werte 1,6 [WMO, 1986], 2,5 PVU [Wirth, 2001] und 3,5 PVU [Hoerling et al., 1991] empfohlen. Zur Auswertung wurde in dieser Arbeit der Wert mit der geringsten Druckabweichung zum Jahremittel der thermischen Tropopause gewählt. Dieser Wert beträgt 2,7 PVU.

4 Fallstudien

4.1 Multiple Tropopausen

Bewegen sich zwei Wetterfronten mit einem großen horizontalen Temperaturgradient aufeinander zu, so können sich die vertikalen Schichten der Fronten ineinander schieben. Dabei kann stratosphärische Luft zwischen zwei oder mehreren Schichten troposphärischer Luft eingeschlossen werden. Die sich ergebende Tropopausenfaltung ermöglicht das Auftreten mehrerer (multipler) Tropopausen [Peevey, 2012].

Multiple Tropopausen sind über Spitzbergen ein recht seltenes Phänomen. Auch wenn ihre Häufigkeit stark von Jahr zu Jahr schwankt, ist ein klarer Trend erkennbar. So nahm die Anzahl der multiplen Tropopausen im Beobachtungszeitraum stark ab. Ab dem Jahr 2008 wurden keine multiplen Tropopausen mehr ermittelt. Durch ihre relative Seltenheit haben die multiplen Tropopausen kaum Einfluss auf die durchschnittliche Tropopausenhöhe. In Abbildung 9 ist die Entwicklung der Häufigkeit der multiplen-Tropopausen über Ny-Alesund dargestellt .

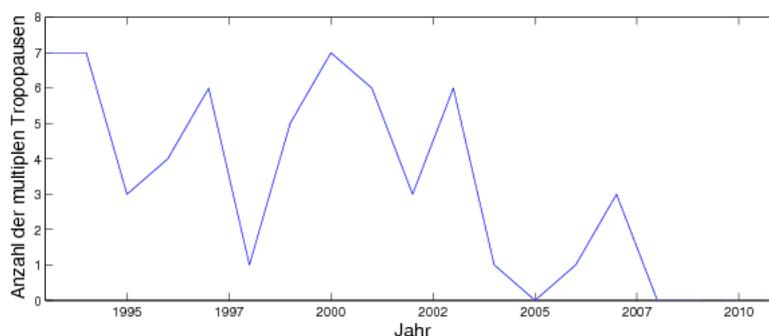


Abbildung 9: Anzahl der mit der modifizierten Methode ermittelten multiplen Tropopausen über Ny-Alesund [78, 93°N 11, 95°O] im Zeitraum zwischen 1993 und 2011.

4.2 Einfluss synoptischer Störungen auf die Tropopause

Zu einem besseren Verständnis der Tropopause unter Einfluss synoptischer Systeme ist es sinnvoll, die Entwicklung der thermischen und dynamischen Tropopause in einem kurzen Zeitintervall zu analysieren. In der folgenden Analyse wird der Zeitraum vom 18. bis zum 24.10.2007 näher betrachtet. Zur Übersicht sind in Abbildung 10 die Entwicklung der dynamischen und thermischen Tropopause sowie der Bodendruck im Betrachtungszeitraum dargestellt. Da die Reanalysedaten auf

Druckleveln vorliegen, wurde als Höhenangabe auch für die Radiosonden der Druck verwendet.

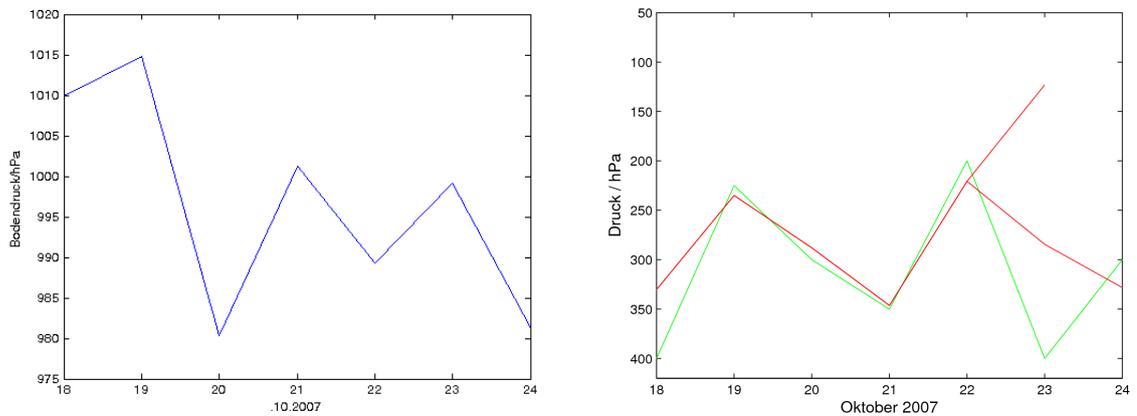


Abbildung 10: Ny-Alesund [78, 93°N 11, 95°O] vom 18.-24.10.2007. links: Bodendruck rechts: Entwicklung des Drucks und damit der Höhe der dynamischen Tropopausendruck (grün) und des thermischen Tropopausendruck (rot).

Im Temperaturprofil der Sonde vom 18.10. lässt sich, wie auch in den folgenden Profilen, sehr gut die planetare Grenzschicht erkennen. Sie wird durch eine Inversion zur freien Atmosphäre abgegrenzt.

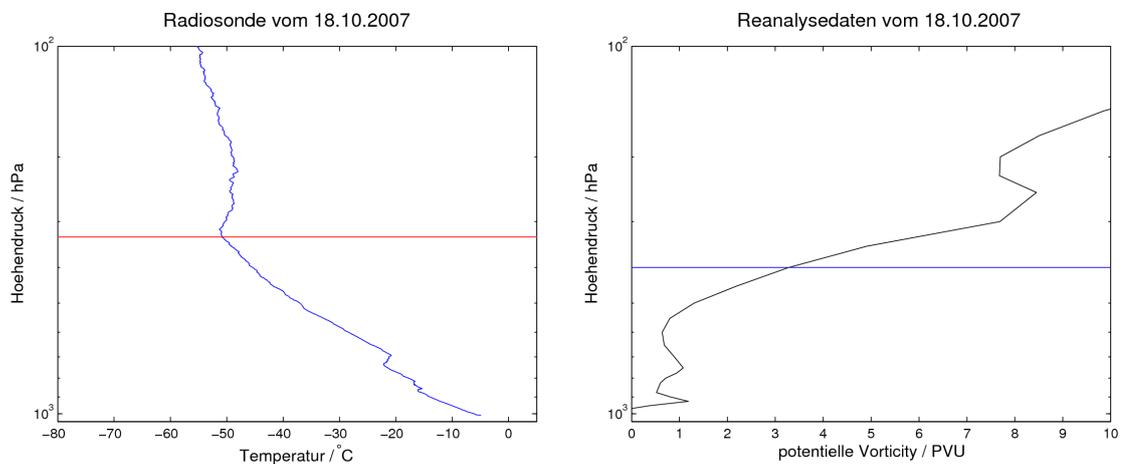


Abbildung 11: links: Temperaturprofil vom Radiosondenaufstieg vom 18.10.2007, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78, 93°N 11, 95°O], mit eingezeichneter thermischer Tropopause. rechts: Profil der potentiellen Vorticity aus den Era-Interim Reanalysedaten zum 18.10.2007, 12 Uhr UTC am Gitterpunkt 78,9°N11,9°O, mit eingezeichneter dynamischer Tropopause.

Der Bodendruck nahm vom 18. auf den 19.10. zu, während die Bodentemperatur etwa unverändert blieb. Die Zunahme des Bodendrucks erklärt sich durch die Aus-

dehnung der darüber liegenden Troposphäre, wodurch der erkennbare Anstieg der Tropopausenhöhe verursacht wurde.

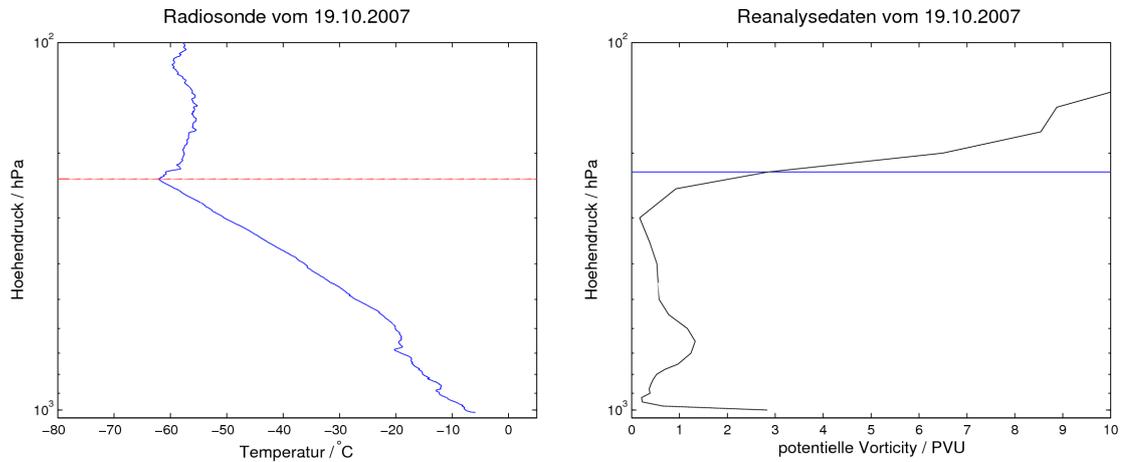


Abbildung 12: links: Temperaturprofil vom Radiosondenaufstieg vom 19.10.2007, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichneter thermischer Tropopause. rechts: Profil der potentiellen Vorticity aus den Era-Interim Reanalysedaten zum 19.10.2007, 12 Uhr UTC am Gitterpunkt 78,9°N 11,9°O, mit eingezeichneter dynamischer Tropopause.

Vom 19. auf den 20.10. nahm der Luftdruck am Boden massiv ab, während die Bodentemperatur hingegen um etwa 10 °C zu nahm. Diese Faktoren eines Tiefdruckgebiets wirkten gegensätzlich auf die Tropopausenhöhe, die nur geringfügig absinkt.

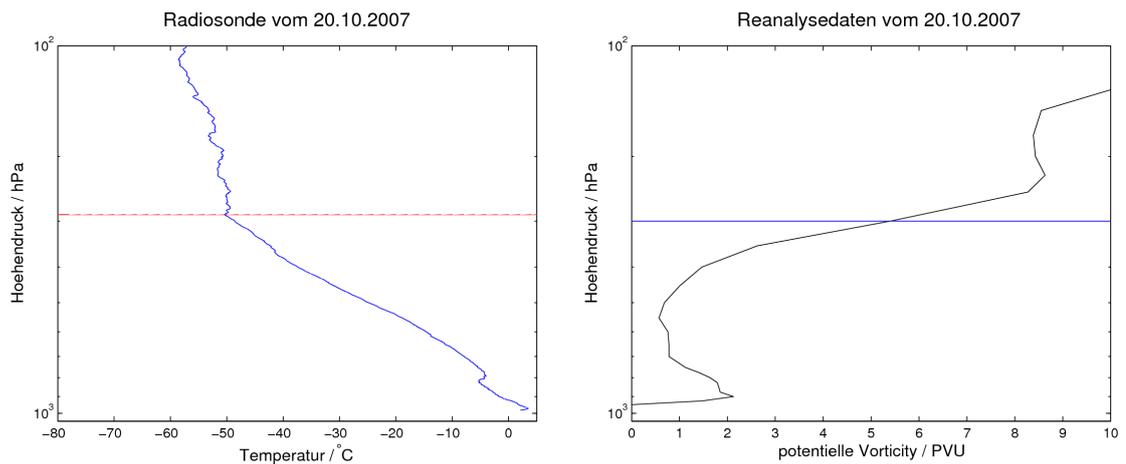


Abbildung 13: links: Temperaturprofil vom Radiosondenaufstieg vom 20.10.2007, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichneter thermischer Tropopause. rechts: Profil der potentiellen Vorticity aus den Era-Interim Reanalysedaten zum 20.10.2007, 12 Uhr UTC am Gitterpunkt 78,9°N 11,9°O, mit eingezeichneter dynamischer Tropopause.

Vom 20. zum 21.10. kam es wiederum zu einer leichten Erhöhung des Bodendrucks, bei gleichzeitiger Abkühlung des Bodens auf $5\text{ }^{\circ}\text{C}$. In diesem Fall überwog der Effekt der Abkühlung nach Durchgang der Kaltfront, und die Tropopausenhöhe sank.

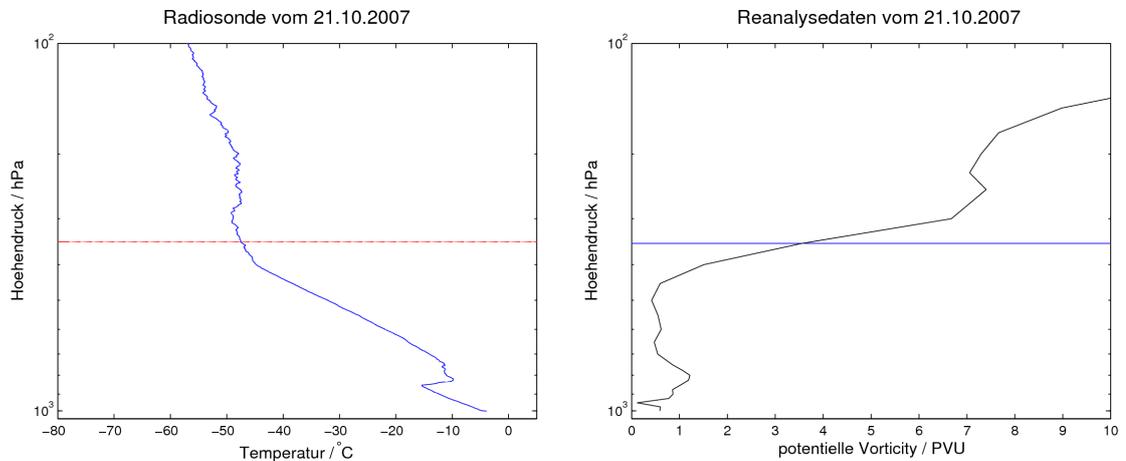


Abbildung 14: links: Temperaturprofil vom Radiosondenaufstieg vom 21.10.2007, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [$78,93^{\circ}\text{N}$ $11,95^{\circ}\text{O}$], mit eingezeichneter thermischer Tropopause. rechts: Profil der potentiellen Vorticity aus den Era-Interim Reanalysedaten zum 21.10.2007, 12 Uhr UTC am Gitterpunkt $78,9^{\circ}\text{N}$ $11,9^{\circ}\text{O}$, mit eingezeichneter dynamischer Tropopause.

Sowohl der Bodenluftdruck als auch die Bodentemperatur nahmen zum 22.10. hin wieder leicht zu. Beide Effekte führten zu einem Anstieg der Tropopause.

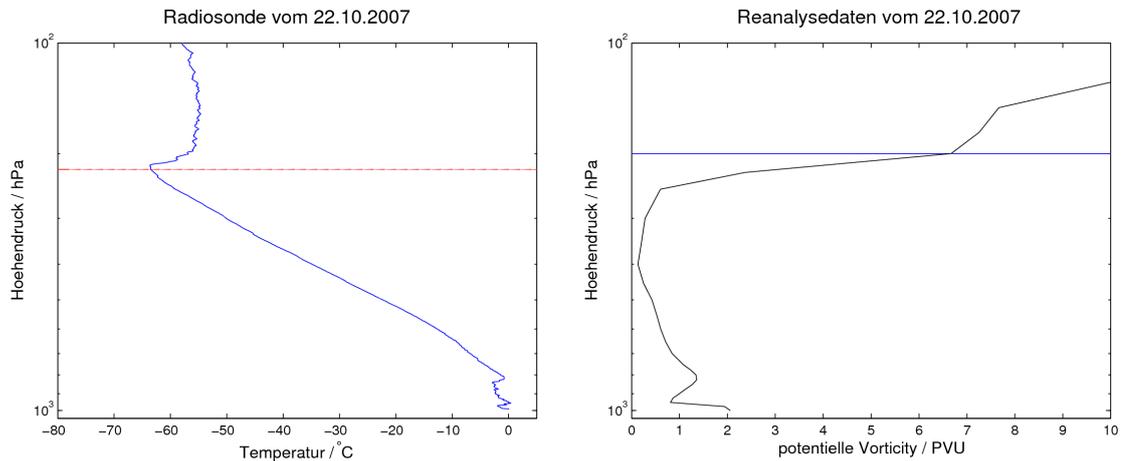


Abbildung 15: links: Temperaturprofil vom Radiosondenaufstieg vom 22.10.2007, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [$78,93^{\circ}\text{N}$ $11,95^{\circ}\text{O}$], mit eingezeichneter thermischer Tropopause. rechts: Profil der potentiellen Vorticity aus den Era-Interim Reanalysedaten zum 22.10.2007, 12 Uhr UTC am Gitterpunkt $78,9^{\circ}\text{N}$ $11,9^{\circ}\text{O}$, mit eingezeichneter dynamischer Tropopause.

Eine hohe Temperatur am unteren Ende der freien Atmosphäre führte am 22.10. zu

einem weiteren Anstieg der Tropopausenhöhe.

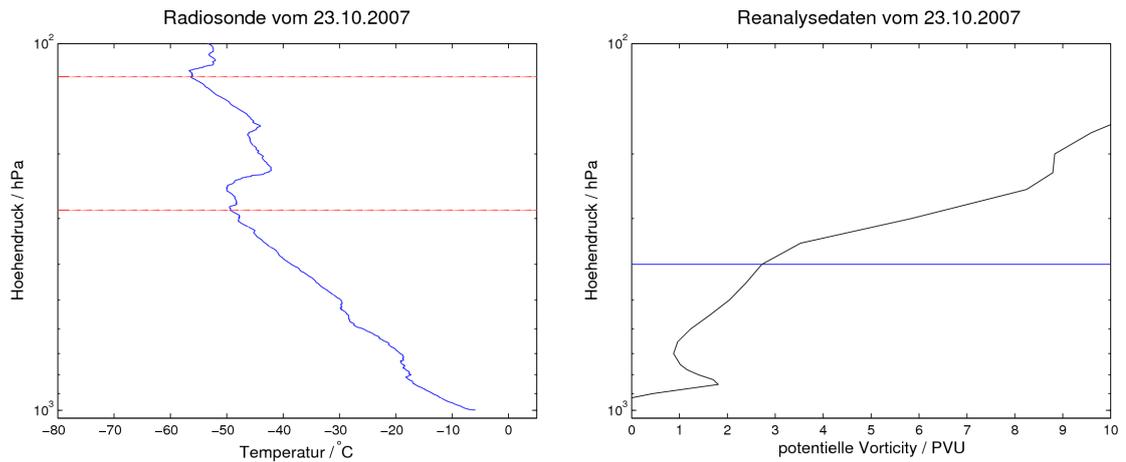


Abbildung 16: links: Temperaturprofil vom Radiosondenaufstieg vom 23.10.2007, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichneter thermischer Tropopause. rechts: Profil der potentiellen Vorticity aus den Era-Interim Reanalysedaten zum 23.10.2007, 12 Uhr UTC am Gitterpunkt 78,9°N 11,9°O, mit eingezeichneter dynamischer Tropopause.

Am 23.10. trat das äußerst seltene Phänomen einer multiplen Tropopause auf. Während die erste thermische Tropopause relativ zum Vortag leicht absank, kapselte sich etwa 3 km oberhalb der ersten Tropopause eine etwa 2 km hohe Schicht mit troposphärischen Eigenschaften ab. Diese Schicht wird von einer sehr hohen zweiten thermischen Tropopause begrenzt. Die dynamische Tropopause liegt hier deutlich unterhalb der thermischen Tropopause. Auf Höhe der ersten thermischen Tropopause kommt es zu einer Verlangsamung der Abnahme der potentiellen Vorticity. An diesem Tag herrschte die größte Abweichung zwischen thermischer und dynamischer Tropopause.

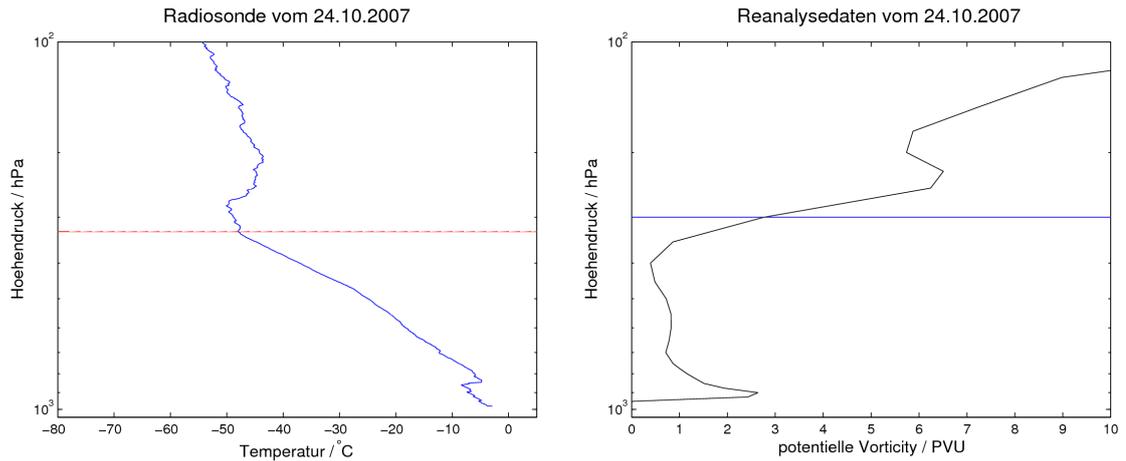


Abbildung 17: links: Temperaturprofil vom Radiosondenaufstieg vom 24.10.2007, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78, 93°N 11, 95°O], mit eingezeichneter thermischer Tropopause. rechts: Profil der potentiellen Vorticity aus den Era-Interim Reanalysedaten zum 24.10.2007, 12 Uhr UTC am Gitterpunkt 78, 9°N 11, 9°O, mit eingezeichneter dynamischer Tropopause.

Vom 23. zum 24.10. nahm der Bodenluftdruck leicht ab, während die Bodentemperatur geringfügig stieg. Dies führte zu einer kaum veränderten Höhe der ersten Tropopause. Die obere zweite Tropopause ist im Temperaturprofil nicht mehr zu erkennen, wenngleich jedoch die ursprüngliche troposphärische Luft mit höheren Temperaturen weiterhin oberhalb der ersten thermischen Tropopause zu finden ist. Außerdem ist nun deutlich im Profil der potentiellen Vorticity oberhalb der dynamischen Tropopause eine Schicht zu finden, die aufgrund von niedrigen PV Werten auf einen troposphärischen Ursprung hindeutet. Die potentielle Vorticity ist unter adiabatischen Bedingungen eine Erhaltungsgröße. Deshalb sind troposphärische und durchmischte Luftmassen auch oberhalb der ersten Tropopause anhand ihrer potentiellen Vorticity Werte identifizierbar.

4.3 Die Ozon Tropopause

Die berechneten Ozon Tropopausendaten zeigen ein gut erkennbares Verhältnis zu den thermischen Tropopausen auf. So befanden sich fast alle Ozon Tropopausen oberhalb der thermischen Tropopausen. Der Abstand zwischen den thermischen Tropopausen und den Ozonopausen variiert stark, abhängig von der Jahreszeit. In den Wintermonaten ist der Abstand um ein Vielfaches größer als in den Sommermonaten, wie in Abbildung 18 dargestellt ist.

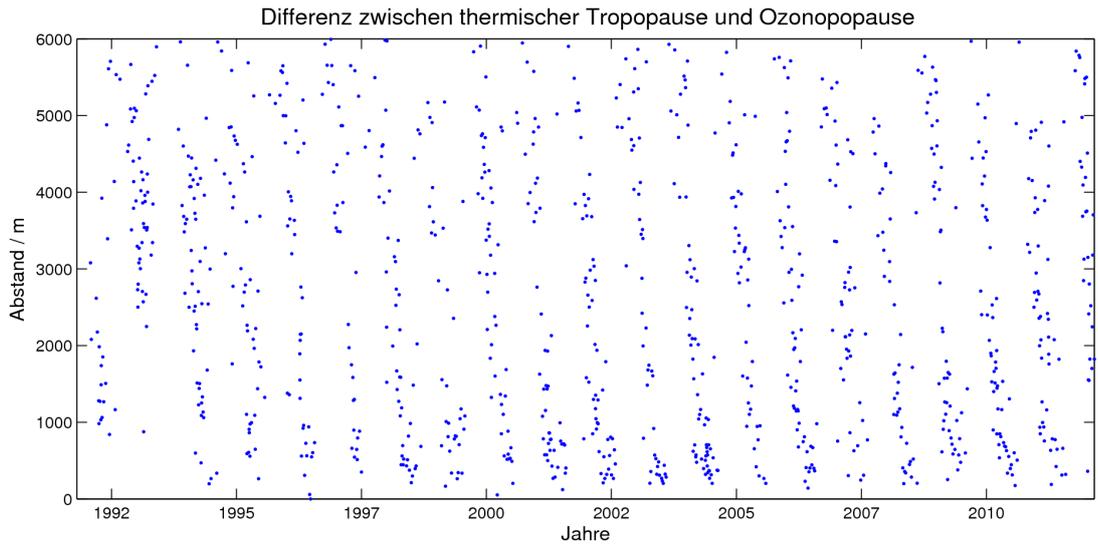


Abbildung 18: Abstand zwischen Ozonopause und thermischer Tropopause über Ny-Alesund [78.93°N 11,95°O] in den Jahren 1991 bis 2012.

Betrachtet man die Ozon Partialdruckprofile aus den Sommermonaten, so erkennt man einen starken Anstieg des Ozongehalts oberhalb der thermischen Tropopause, siehe Beispiel in Abbildung 19.

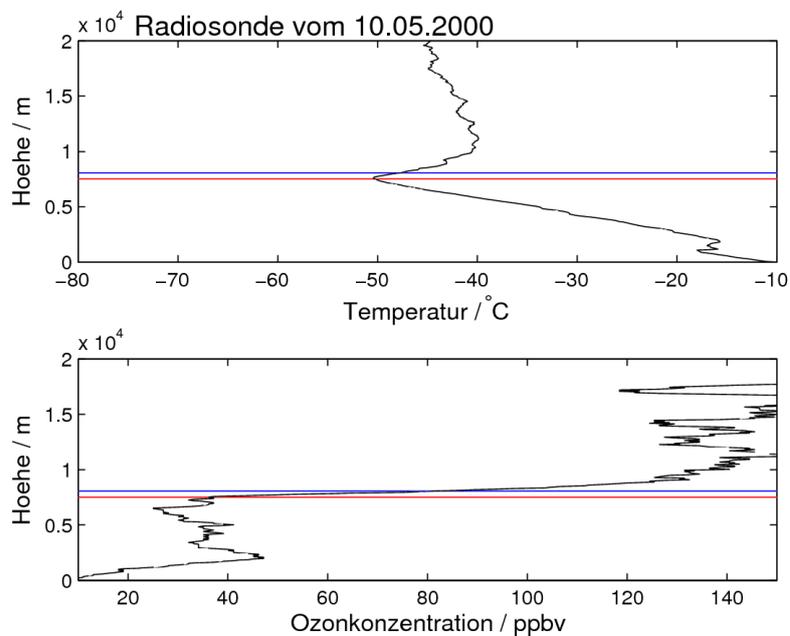


Abbildung 19: Temperaturprofil(oben) und Ozon Partialdruckprofil(unten) zum Radiosondenaufstieg vom 10.5.2000, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichneter thermischer Tropopause(rot) und Ozonopause(blau).

In Monaten mit den Wintermonaten steigt der Ozongehalt oberhalb der thermischen Tropopause ebenfalls an. Der Anstieg ist jedoch deutlich schwächer, siehe Abbildung 20.

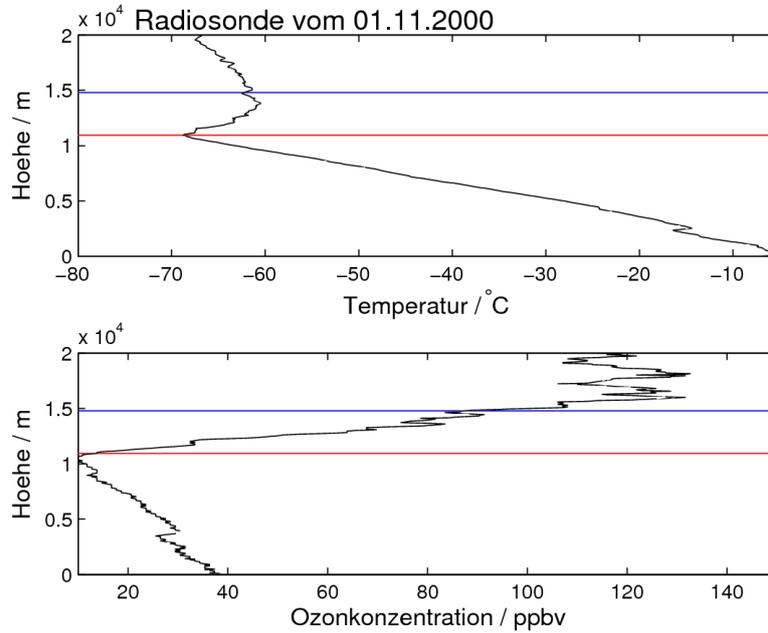


Abbildung 20: Temperaturprofil(oben) und Ozon Partialdruckprofil(unten) zum Radiosondenaufstieg vom 1.11.2000, 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O], mit eingezeichnete thermischer Tropopause(rot) und Ozonopause(blau).

Dies hat den Grund, dass sich die globalen Zirkulationsmuster abhängig von den Jahreszeiten ändern. Der Großteil des stratosphärischen Ozons entsteht in den Tropen und wird durch Luftmassenbewegungen in der globalen Stratosphäre verteilt.

5 Klimatologie

In diesem Kapitel wird der gesamte Zeitraum vorhandener Radiosondenmessungen in Ny-Alesund von 1991 bis 2012 analysiert. Wie in Kapitel 3.1 erwähnt, kamen verschiedene Radiosondentypen zum Einsatz, sodass es sich nicht um eine vollständig homogene Klimareihe handelt. Unterschiede in der Genauigkeit oder auch der "Response Time" der Temperatursensoren sowie unterschiedliche Strahlungskorrekturen sind nicht auszuschließen. Da bei der Bestimmung der thermischen Tropopausenhöhe ein relativer und kein absoluter Wert verwendet wurde, können bei den Langzeitstudien mögliche Unterschiede zwischen den Sonden als Fehlerquelle vernachlässigt werden.

5.1 Tropopausenhöhe und -temperatur

Die ermittelten Tropopausenhöhen und -temperaturen aller Sondierungen sind in Abbildung 21 dargestellt.

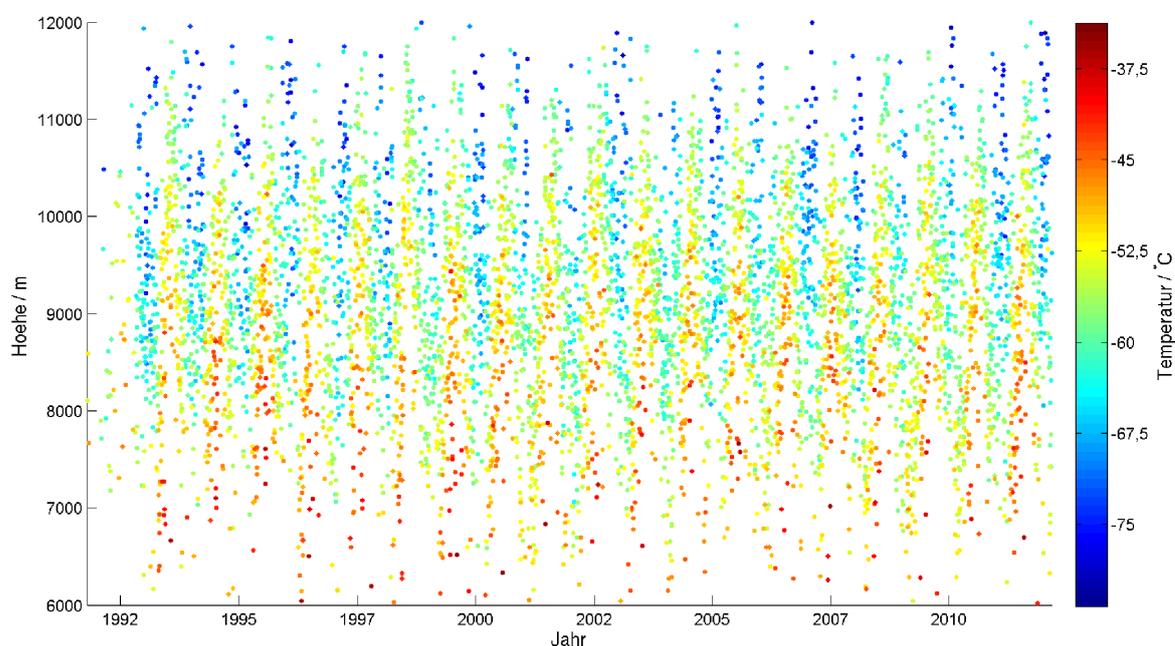


Abbildung 21: Entwicklung der thermischen Tropopausenhöhe mit farblicher Kodierung der Tropopausentemperatur, anhand von, zwischen 1991 und 2012 jeweils um 11 Uhr UTC gestarteten Radiosonden, aus Ny-Alesund [78, 93°N 11, 95°O].

Es ist deutlich zu erkennen, dass Tropopausenhöhe und -temperatur miteinander

korrelieren. Dieser Zusammenhang ist in Abbildung 22 dargestellt.

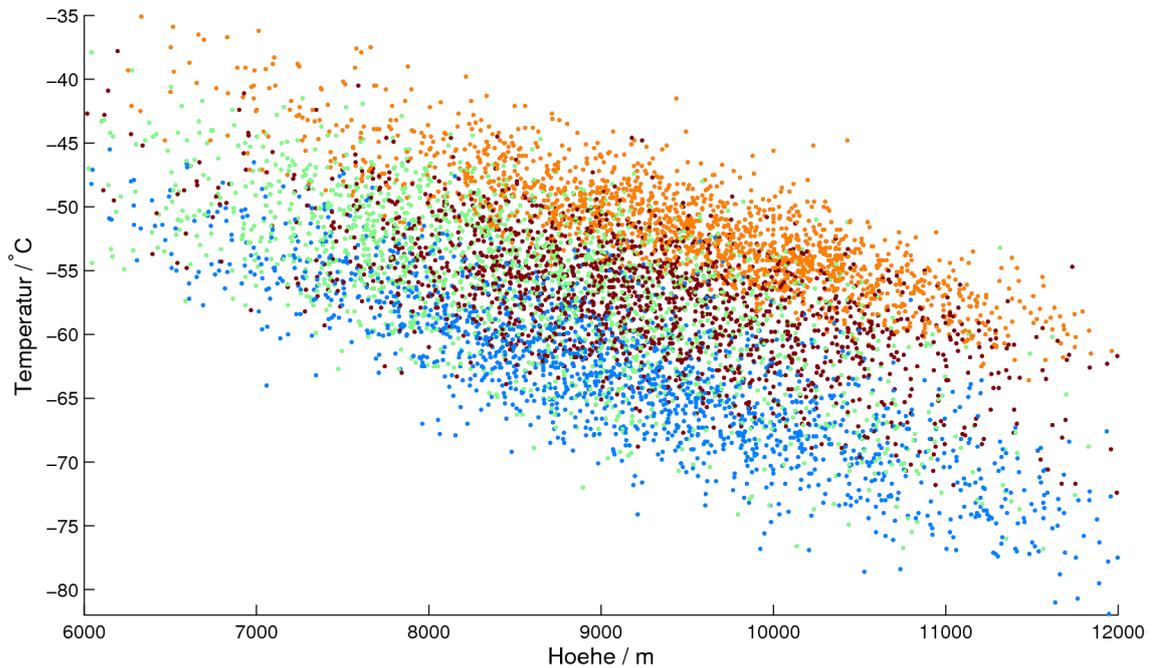


Abbildung 22: Tropopausentemperatur gegen Tropopausenhöhe, Winter blau, Frühling grün, Sommer orange und Herbst rot. Anhand von, zwischen 1991 und 2012 jeweils um 11 Uhr UTC gestarteten Radiosonden, aus Ny-Alesund [78, 93° N 11, 95° O].

Die Tropopausenhöhe ist stark von der der Jahreszeit abhängig. Im Mittel erreicht sie im Frühling ihren Tiefststand und ist im Sommer am höchsten, wie in Abbildung 23 zu sehen ist. Das Minimum der mittleren Tropopausenhöhe wird erst im April erreicht. Dies stimmt mit den von Zängl [1999] erarbeiteten Ergebnissen zur arktischen Tropopause überein. So wird die arktische Tropopause im Gegensatz zur antarktischen Tropopause nicht nur durch die direkte Sonneneinstrahlung sondern maßgeblich durch dynamische Transporte geprägt.

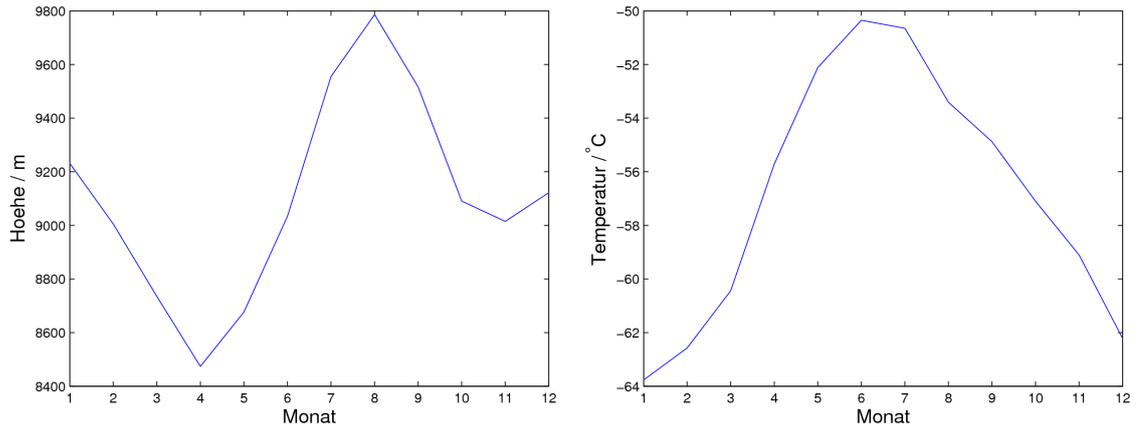


Abbildung 23: Datenauswertung von zwischen 1991 und 2012 um jeweils 11 Uhr UTC gestarteten Radiosonden, aus Ny-Alesund [78, 93°N 11, 95°O]. links: Monatsmittel der thermischen Tropopausenhöhe rechts: Monatsmittel der thermischen Tropopausentemperatur.

Eine mögliche Veränderung der Tropopause in dem untersuchten Zeitraum soll daher zunächst für die einzelnen Monate betrachtet werden.

5.2 Monatsmittel

Bei der Untersuchung der Entwicklung der Monatsmittel der Tropopausenhöhen wurden nur Monate, zu denen mindestens 20 Messprofile vorlagen, untersucht. Die Entwicklung der Tropopausenhöhe ist in Abbildung 24 dargestellt:

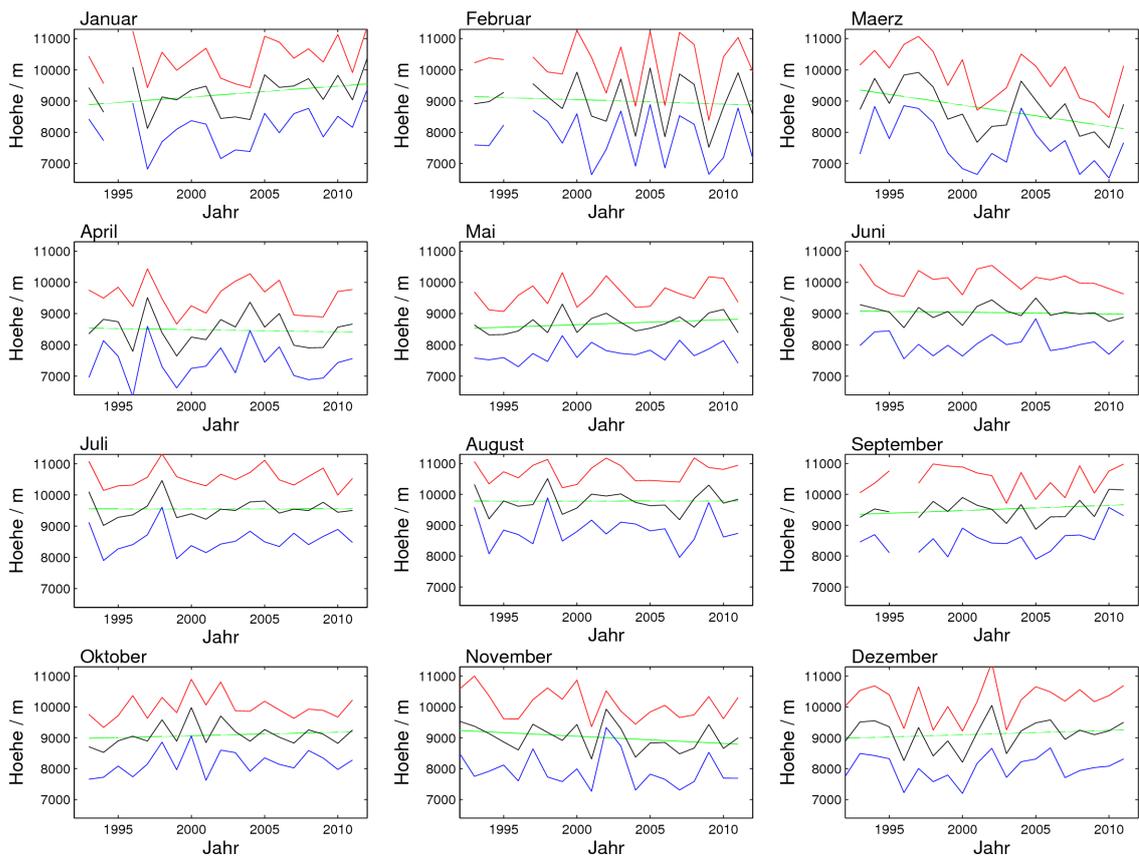


Abbildung 24: 11 Uhr UTC Radiosondendaten aus Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O] 1992-2012: Monatsmittel der Tropopausenhöhe. Schwarz: Monatsmittel, Rot: Monatsmittel + Standardabweichung, Blau: Monatsmittel - Standardabweichung, Grün: Lineare Regressionsgerade.

Die dazugehörige Entwicklung der Tropopausentemperatur ist in Abbildung 25 dargestellt:

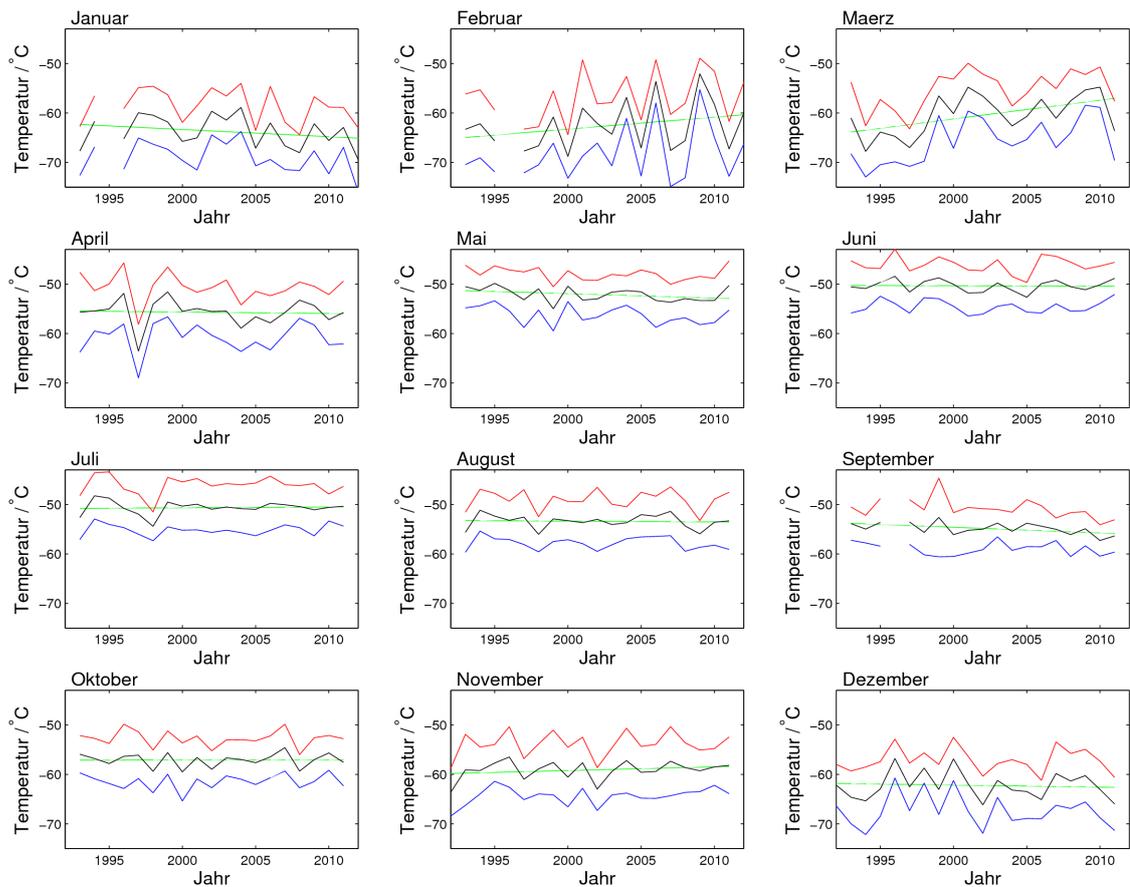


Abbildung 25: 11 Uhr UTC Radiosondendaten aus Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O] 1992-2012: Monatsmittel der Tropopausentemperatur. Schwarz: Monatsmittel, Rot: Monatsmittel + Standardabweichung, Blau: Monatsmittel - Standardabweichung, Grün: Lineare Regressionsgerade.

In folgender Tabelle sind die Steigungen der linearen Regressionsgeraden zusammengefasst.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni
Anstieg/ $\frac{K}{\text{Dekade}}$	-1,5	2,4	3,8	-0,3	-0,9	-0,1
Anstieg/ $\frac{m}{\text{Dekade}}$	351	-140	-685	-71	159	-55

Tabelle 1: Steigung der linearen Regressionsgeraden aus Abbildung 24 und 25

	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
Anstieg/ $\frac{K}{\text{Dekade}}$	0,2	-0,2	-1,1	0,0	0,8	-0,4
Anstieg/ $\frac{m}{\text{Dekade}}$	3	3	172	118	-234	144

Tabelle 2: Steigung der linearen Regressionsgeraden aus Abbildung 24 und 25

Zu beobachten sind große Jahr-zu-Jahr Schwankungen von Tropopausenhöhe und -temperatur in den Monaten Januar, Februar, März und April. In den Monaten Mai, Juni, Juli, August und September sind die interannualen Schwankungen deutlich geringer.

Die Regressionsgerade hat lediglich im März einen signifikanten Anstieg. So kam es im März in den letzten 20 Jahren zu einem Absinken der Tropopausenhöhe von etwa 1,3 Kilometern und einer Erhöhung der Tropopausentemperatur um etwa 5 °C. Offenbar gibt es die größten dynamischen Veränderungen in diesem Übergangsmontat.

5.3 Jahreszeiten

Zur Analyse der jahreszeitlichen Entwicklung wird das Jahr in vier Jahreszeiten eingeteilt. Dezember, Januar und Februar bilden den Winter. Analog dazu beinhalten Frühling, Sommer und Herbst je drei Monate. Zu beachten ist, dass in der weiteren Auswertung der Dezember eines Jahres dem Winter des Folgejahres zugerechnet wird. Betrachtet werden hier lediglich Jahreszeiten, zu denen mindestens 50 Messprofile vorliegen.

In den Abbildungen 26 und 27 sind die Entwicklungen der Tropopausenhöhe und -temperatur dargestellt.

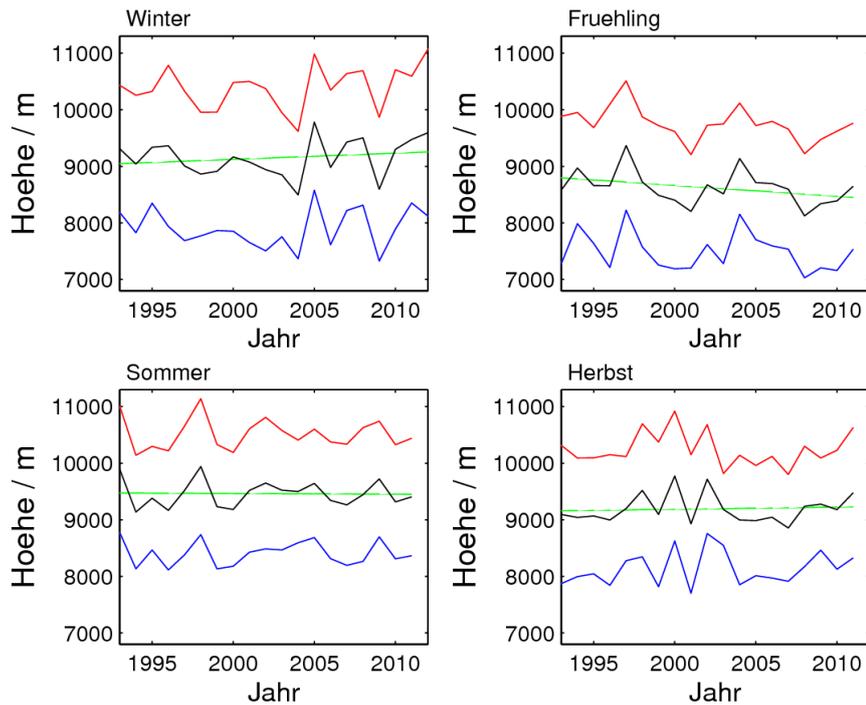


Abbildung 26: 11 Uhr UTC Radiosondendaten aus Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O] 1993-2011: Jahreszeitenmittel der Tropopausenhöhe. Schwarz: Monatsmittel, Rot/Blau: Monatsmittel +/- Standardabweichung, Grün: Lineare Regressionsgerade.

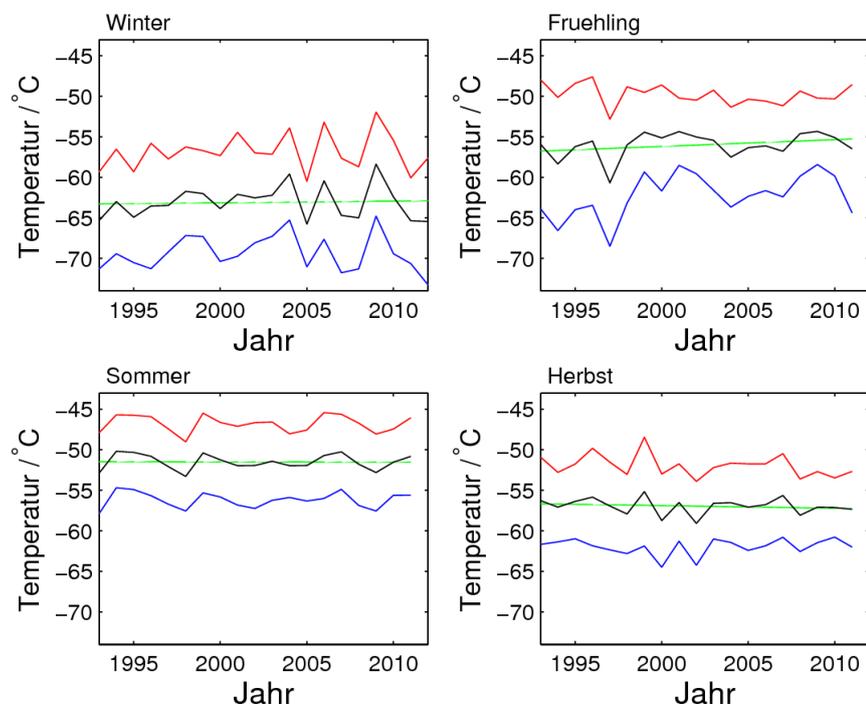


Abbildung 27: 11 Uhr UTC Radiosondendaten aus Ny-Alesund [78,93°N 11,95°O] 1993-2011: Jahreszeitenmittel der Tropopausentemperatur. Schwarz: Monatsmittel, Rot/Blau: Monatsmittel +/- Standardabweichung, Grün: Lineare Regressionsgerade.

In Tabelle 3 ist die Entwicklung der linearen Regressionsgeraden dargestellt.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Anstieg/ $\frac{K}{Dekade}$	0,2	0,8	0,0	-0,3
Anstieg/ $\frac{m}{Dekade}$	109	-192	-12	38

Tabelle 3: Steigung der linearen Regressionsgeraden aus den Abbildungen 27 und 28

Die bereits in der Monatsmittelanalyse erkennbare Entwicklung setzt sich auch in den Jahreszeitenmitteln fort. So blieb die Tropopausentemperatur im Beobachtungszeitraum im Sommer recht konstant. Im Winter kam es im Gegensatz dazu zu erheblichen Schwankungen zwischen den Jahren. Der Trend in den Monatsmitteln des März spiegelt sich auch abgeschwächt im Jahreszeitenmittel des Frühlings wider. So sank die Tropopausenhöhe im Frühling seit 1993 um etwa 500 m, und die Tropopausentemperatur nahm um etwa 2 °C ab. Der Grund für diese Beobachtung wäre eine Zunahme zyklonaler Wetterlagen, da Tiefdruckgebiete für ein Sinken der Tropopausenhöhe verantwortlich gemacht werden [Zängl, 1999].

5.4 Jahresmittel

Ein wichtiger Teil dieser Arbeit ist es, eine Auskunft über die Entwicklung der Tropopause im Jahresmittel zu machen. Um ein möglichst aussagekräftiges Ergebnis zu erzielen, wurden hier nur Jahre berücksichtigt, zu deren Monatsmitteln je mindestens 20 Messprofile vorlagen. Um Referenzergebnisse zu schaffen, wurden hier das Ergebnis der modifizierten Methode zusammen mit dem Ergebnis der WMO-Methode und dem Ergebnis der Auswertung der Era Interim Daten verwendet. Da die Era Interim Daten lediglich eine Höhenbestimmung in Druckwerten ermöglichten, wurde auch der Luftdruck an den ermittelten thermischen Tropopausen angegeben. Das Ergebnis ist in Abbildung 28 dargestellt:

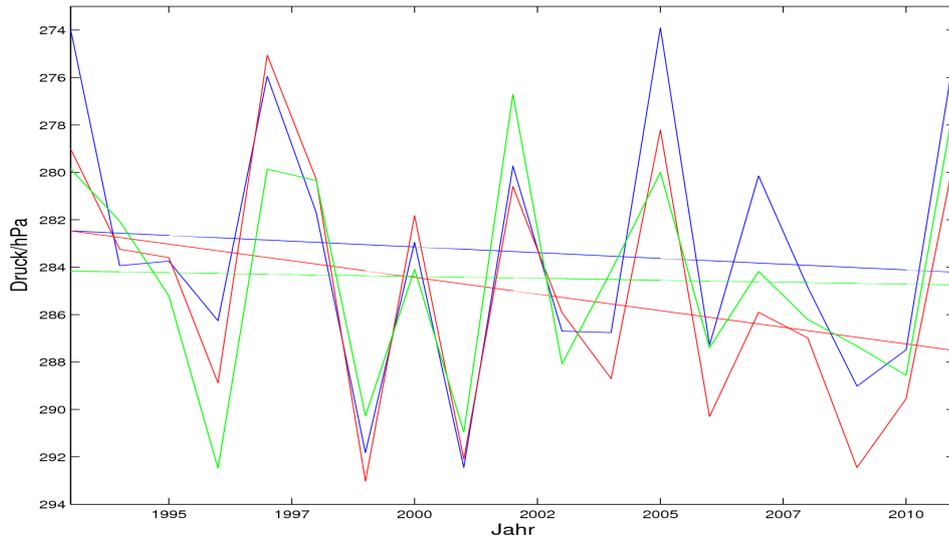


Abbildung 28: Datenauswertung, von zwischen 1993 und 2011 um 11 Uhr UTC, von Ny-Alesund [78, 93°N 11, 95°O] gestarteten Radiosonden: Jahresmittel des Tropopausendrucks. Rot: modifizierte Methode mit linearer Regressionsgeraden, Blau: WMO Methode mit linearer Regressionsgeraden. 12 Uhr UTC Era Interim Reanalysedaten zu Spitzbergen 78, 9°N 11, 9°O: Jahresmittel des dynamischen Tropopausendrucks (Grün).

Zu beobachten ist, dass bei allen drei Methoden der Verlauf ähnlich ist. Die größten Abweichungen der Ergebnisse gab es im Zeitraum zwischen den Jahren 2006 und 2010. Die stärkste zeitliche Veränderung tritt bei der thermischen Tropopausenhöhe mit der modifizierten Methode auf.

Die WMO-Methode weist, wie bereits erwähnt, bedeutende Schwächen auf. Die Era Interim Daten sind keine Messdaten, sondern nur Reanalysedaten mit limitierter Druckauflösung. Die damit verbundenen Unsicherheiten geben diesen Ergebnissen die geringste Aussagekraft. Trotzdem geben die Reanalysedaten eine Orientierung bezüglich der dynamischen Tropopause.

Obwohl das Jahresmittel des Tropopausendrucks zwischen den Jahren stark variierte zeigen die linearen Regressionsgeraden eine annähernd gleichbleibende Entwicklung an. So hat die lineare Regressionsgerade der modifizierten Methode einen Anstieg von $1,40 \frac{hPa}{Dekade}$, was einem Absinken der Tropopause im Jahresmittel von etwa $11 \frac{m}{Dekade}$ entspricht. Dies bedeutet einen absoluten Anstieg des Tropopausendrucks von 2,70 hPa im betrachteten Zeitraum und einen relativen Anstieg von 0,93% zum arithmetischen Mittel der Tropopausenhöhen.

6 Zusammenfassung

Die polare Atmosphäre über Ny-Alesund weist signifikante Unterschiede zur Atmosphäre in mittleren oder tropischen Breiten auf. Mit der planetaren Grenzschicht in Verbindung gebrachte Inversionen reichen über Ny-Alesund bis zu 5 Kilometer hoch. Auf Grund der geringen Sonneneinstrahlung fällt die Abweichung des Temperaturgradienten der unteren Stratosphäre vom trockenadiabatischen Temperaturgradienten zum Teil gering aus. Bei der Definition der thermischen Tropopause durch die WMO wurden diese Eigenschaften der polaren Atmosphäre nicht ausreichend berücksichtigt, um eine eindeutige Bestimmung der Tropopause zu ermöglichen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde daher eine modifizierte Methode entwickelt, die bei der Bestimmung der Tropopause den speziellen polaren Bedingungen gerecht wird. Es ist kein Grund erkennbar, weshalb die modifizierte Methode nicht auch in anderen Klimazonen Anwendung finden könnte. Dies müsste jedoch noch anhand von Messdaten verifiziert werden.

Bei der Betrachtung der 20-jährigen Entwicklung der Tropopause über Ny-Alesund hat sich herausgestellt, dass es im Jahresmittel nur eine geringe Änderung gab. Die nähere Betrachtung der Monatsmittel zeigte jedoch deutliche Änderungen auf.

So sank im Mittel die Tropopausenhöhe zwischen 1993 und 2011 im Frühjahr mit $192 \frac{m}{\text{Dekade}}$ ab, während sie im Winter mit $109 \frac{m}{\text{Dekade}}$ stieg. Dies führt zu einer deutlicheren Ausprägung des Frühlings als Monat mit der niedrigsten Tropopausenhöhe. Das deutet auf eine Zunahme von Tiefdruckgebieten hin.

Obwohl die vorhandenen Messdaten eine zeitliche Änderung der Tropopausencharakteristik aufzeigen, ist der betrachtete Zeitraum von knapp 20 Jahren zu kurz für eine aussagekräftige Trendanalyse.

Die bisherigen Ergebnisse stützen jedoch die anderen meteorologischen Beobachtungen aus Ny-Alesund darin, dass die größten Veränderungen im Übergang vom Winter zum Frühling auftreten.

7 Quellenangabe

- Bethan, S.; Vaughan, S.; Reid, S. J.: A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere, Q.J.R. Meteorol. Soc. 122, S. 929-944, 1996
- Etling, D.: Theoretische Meteorologie, Heidelberg: Springer Verlag, 2008
- Graedel, T.E., Crutzen, P.: Chemie der Atmosphäre, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag, 1994
- Hoerling, M.; Schaack, T.; Lenzen, A.: Global Objective Tropopause Analysis, Monthly Weather Review 119, S. 1816-1831, 1991
- IPCC: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007
- Kraus, H.: Die Atmosphäre der Erde, 2. Auflage, Heidelberg: Springer-Verlag, 2001
- Peevey, T. R.; Gille, J. C.; Randell, C. E.; Kunz, A.: Investigation of double tropopause spatial and temporal global variability utilizing High Resolution Dynamic Limb Sounder temperature observation.
- Reed, R. J.: A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis, J. Meteor., 12, 226-237, 1955
- Roedel, W.: Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre, Heidelberg: Springer Verlag, 1992
- Wirth, V.: Cyclone-anticyclone asymmetry concerning the height of the thermal and the dynamical tropopause, J. Atmos. Sci., 58, 26-37, 2001
- World Meteorological Organisation: Global ozone research and monitoring projekt report No. 16, Genf: WMO, 1986

- World Meteorological Organisation: International Meteorological Vocabulary, Genf: WMO, 1992
- Zängl, G.: Die Tropopause in den Polargebieten, Dissertation der Fakultät für Physik der Ludwig-Maximilians-Universität München, 1999

8 Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei allen bedanken, die mich beim Anfertigen dieser Arbeit unterstützt haben. Ich bedanke mich beim Alfred Wegener Institut und seinen Mitarbeitern für ihre Unterstützung und die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes. Frau Dr. Annette Rinke möchte ich für die Bereitstellung der Era Interim Daten danken. Mein besonderer Dank gilt meiner Betreuerin Frau Dr. Marion Maturilli für die gute fachliche Beratung.