



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

“Trends und Variabilität von stratosphärischem Ozon
über dem Hohen Sonnblick”

verfasst von / submitted by
Daniel Rauter, BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (MSc)

Wien, 2021 / Vienna 2021

Studienkennzahl lt. Studienblatt / degree programme code as it appears on the student record sheet:

UA 066 614

Studienrichtung lt. Studienblatt / degree programme as it appears on the student record sheet:

Masterstudium Meteorologie

Betreut von / Supervisor:

o. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Kurzfassung

Stratosphärisches Ozon schützt die Oberfläche des Planeten Erde und dessen Lebensformen durch Absorption vor schädlicher UV-B und UV-C-Strahlung. Die Freisetzung der rein anthropogenen ozonabbauenden Substanzen (ODS), vorwiegend Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW), beginnend in den 1950er Jahren, bewirkte einen Rückgang des stratosphärischen Ozons. Nachdem der Ozonabbaumechanismus von FCKW 1974 beschrieben wurde, der Abbau durch die Entdeckung des antarktischen Ozonlochs 1986 nachgewiesen werden konnte und 1987 schließlich das Verbot von ozonabbauenden Substanzen (ODS) durch das Unterzeichnen des Montrealer Protokolls zum Schutz der Ozonschicht beschlossen wurde, gewann die Erforschung von stratosphärischem Ozon an Bedeutung. Heute, mehr als 30 Jahre nach dem Beschluss des Montrealer Protokolls und mehr als 20 Jahre nach dem nachgewiesenen Wendepunkt der Konzentration ozonabbauender Substanzen in der Stratosphäre, wird die Ozonschicht auf erste Anzeichen einer Erholung untersucht.

Das Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität für Bodenkultur führt seit 1994 kontinuierliche Messungen von Gesamt Ozon und vertikalen Ozonprofilen mit einem Brewer Spektrophotometer auf dem hochalpinen Sonnblick Observatorium im Auftrag des Bundesministeriums für Landwirtschaft, Regionen und Tourismus (BMLRT) durch. Der Gesamt Ozon Datensatz ist einer der längsten in ganz Europa und wird in dieser Arbeit von 1994 bis einschließlich 2017 auf Trends und Extremwerte untersucht. Für die Extremwertanalyse werden ähnliche Verfahren der Extremwerttheorie für das Identifizieren von Ozon-Extremereignissen, wie schon in einigen früheren Arbeiten angewendet.

Dynamische Prozesse in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre können kurzfristig starke bis extreme Schwankungen in der Konzentration von stratosphärischem Ozon bewirken. Mit dem fortschreitenden Klimawandel ändern sich auch großskalige Zirkulationen in der Atmosphäre, was große Einflüsse auf die Gesamt Ozonsäule in bestimmten Regionen haben kann. Deswegen und aufgrund des Einflusses von stratosphärischem Ozon auf die UV-Bodeneinstrahlung und den damit verbundenen Auswirkungen auf die Biosphäre, inklusive der menschlichen Gesundheit, ist das präzise und langfristige Messen der Gesamt Ozonsäule von großer Bedeutung. In nördlichen mittleren Breiten werden Langzeitänderungen von stratosphärischem Ozon von chemischen Prozessen dominiert, während kurzzeitige Schwankungen und Extremereignisse mit sehr niedrigen oder sehr hohen Ozonsäulen von der synoptischen Situation verursacht werden. Jedoch bestimmen gerade die beobachteten Extremereignisse maßgeblich den linearen Trend des Gesamt Ozons und somit hat auch die atmosphärische Dynamik indirekten Einfluss auf langzeitliche Veränderungen des Gesamt Ozons. Durch Analyse ausgewählter Fallstudien von synoptischen Situationen über Europa, der Nordhemisphäre und von vertikalen Ozonprofilen, während aufgetretener Hochozon- (HOE) und Tief Ozon-Ereignissen (TOE) werden dynamische Einflussfaktoren veranschaulicht und beschrieben. Es wird analysiert ob HOE bzw. TOE bei bestimmten synoptischen Situationen, nach der Klassifikation von Steinacker, häufiger oder seltener auftreten.

Abstract

Stratospheric ozone protects the surface of the planet Earth and its life-forms through absorption of harmful UV-B and UV-C radiation. The release of solely anthropogenic ozone depleting substances (ODS) - mostly CFCs - beginning in the 1950s caused a depletion of stratospheric ozone. After the ozone depletion mechanism through CFC was discovered in 1974, the depletion was proved by discovering the Antarctic ozone hole in 1986. After the agreement of the Montreal Protocol for the protection of the ozone layer in 1987 a global ban of CFCs was established and research on stratospheric ozone gained importance. Today, more than 30 years after the agreement of the Montreal Protocol and more than 20 years after the turning point of the concentration of ODS in the stratosphere, research for proof of first signs of recovery of the ozone layer is still ongoing.

The Institute of Meteorology and Climatology at University of Natural Resources and Life Sciences performs continuous measurements of total ozone and vertical ozone profiles with a Brewer spectrophotometer at Hoher Sonnblick high alpine observatory since 1994 and is funded by the Austrian Federal Ministry of Agriculture, Regions and Tourism. The total ozone dataset is amongst the longest in all of Europe and will be investigated for trends and extreme values for the period 1994 to the end of 2017 in this study. For the analysis of extreme values similar methods of extreme value theory as in previous studies are used.

Dynamic processes in the upper troposphere and lower stratosphere can cause dramatic variations in the concentration of stratospheric ozone. With the progression of climate change large-scale circulation patterns also change which can have strong influences on total ozone column in specific regions. Because of this, the direct influence of stratospheric ozone on UV insolation and the associated impacts on the biosphere - including human health - the precise and continuous measurement of the ozone layer is of great importance. In northern and mid-latitudes long-term changes of stratospheric ozone are dominated by chemical processes while short-term changes and extreme events are dominated by dynamic processes. So, since extreme events significantly influence the linear trend of total ozone, dynamic processes also have indirect influences on the long-term changes of total ozone. Through analysis of certain cases of synoptic situations over Europe, the northern hemisphere and of vertical ozone profiles during occurred high-ozone (HOE) and low-ozone events (TOE) the influences of dynamic events on total ozone column are demonstrated and described. It is analysed if HOE and TOE are more prone to occur during specific synoptic situations as classified by Steinacker.

Abkürzungsverzeichnis

#/dec Ereignisse pro Jahrzehnt.

%/dec Prozent pro Jahrzehnt.

AO Arktische Oszillation.

BDC Brewer-Dobson Zirkulation (engl. *Brewer-Dobson Circulation*).

BMLFUW Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft.

BMLRT Bundesministerium für Landwirtschaft, Regionen und Tourismus.

BOKU Universität für Bodenkultur.

BOKU-Met Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität für Bodenkultur Wien.

CCM Chemie-Klima Modell (engl. *chemistry-climate model*).

CFC-11 Trichlorfluormethan.

DOAS Methode der differentiellen Absorption (engl. *differential optical absorption spectroscopy*).

EESC äquivalent effektives stratosphärisches Chlor (engl. *equivalent effective stratospheric chlorine*).

ENSO El Niño - Southern Oscillation.

F10.7 einkommende Sonnenstrahlung bei 10.7 cm Wellenlänge.

FCKW Fluorchlorkohlenwasserstoff (engl. *chlorofluorocarbons, CFCs*).

GAW Global Atmospheric Watch.

HOE Hochozon-Ereignisse.

KS-Test Kolmogorov-Smirnov Test.

MK-Test Mann-Kendall Trendtest.

MMA mittlere monatliche Abweichung.

NAO Nordatlantische Oszillation.

ODS ozonabbauende Substanzen (engl. *ozone-depleting substances*).

PSCs polare stratosphärische Wolken (engl. *polar stratospheric clouds*).

Q-Q Plot Quantil-Quantil Plot.

QBO Quasi-zweijährige Oszillation (engl. *quasi biennial oscillation*).

SSW plötzliche Stratosphärenenerwärmung (engl. *sudden stratospheric warming*).

TOE Tiefozon-Ereignisse.

WMO World Meteorological Organization.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Motivation	1
2	Grundlagen	5
2.1	Chemische Prozesse in der Stratosphäre	5
2.1.1	Ozonentstehung - die photochemische Theorie	5
2.1.2	Chemischer Ozonabbau	6
2.2	Die Verteilung von Ozon in der Stratosphäre	10
2.2.1	Horizontalverteilung von Gesamtozon	10
2.2.2	Vertikalverteilung von Ozon - Ozonprofile	13
2.3	Dynamische Transportprozesse in der Stratosphäre	16
2.3.1	Brewer-Dobson Zirkulation (Meridionale Dynamik/Strömungen)	17
2.3.2	Dynamik an den Polen	18
2.3.3	Atmosphärische Oszillationen	20
2.4	Weitere Einflüsse auf stratosphärisches Ozon	22
2.4.1	Der Sonnenzyklus	22
2.4.2	Vulkanausbrüche und Waldbrände	22
2.4.3	Äquivalent effektives stratosphärisches Chlor (EESC)	23
2.5	Stand des Wissens	24
3	Datengrundlage und Methodik	27
3.1	Messstandort Hoher Sonnblick	27
3.2	Instrument und Messmethodik	28
3.2.1	Brewer MkIV #93 Spektrophotometer	29
3.3	Datenaufbereitung	33
3.3.1	Umkehr Retrieval	34
3.3.2	Entfernen zeitabhängiger Einflüsse vom Datensatz	36
3.3.3	Trendanalyse	38
3.3.4	Definition von Hochozon und Tiefozon-Ereignissen	40
4	Ergebnisse	43
4.1	Trends	43
4.1.1	Trends von Gesamtozon	44
4.1.2	Trends vertikaler Ozonprofile	49
4.2	Extremwertanalyse von Gesamtozon	51
4.2.1	Anzahl aufgetretener Tiefozon und Hochozon-Ereignisse	54
4.3	Strömungslagenanalyse des ostalpinen Raums	54
4.4	Fallstudien an Tagen mit Hochozon und Tiefozonereignissen	63
4.4.1	Ozonvariabilität und Häufigkeit von Hochozon und Tiefozon-Ereignissen	63
4.4.2	Fall 1: Tiefozon-Ereignis am 20. März 2005	66
4.4.3	Fall 2: Tiefozon-Ereignis am 12. Februar 2002	68

4.4.4	Fall 3: Hochozon-Ereignis am 23. März 2007	68
4.4.5	Fall 4: Hoch-Ozon Ereignis am 30. Januar 2003	69

5	Schlussfolgerungen	71
----------	---------------------------	-----------

Gut Ding braucht Weile.

1 Einleitung und Motivation

Sauerstoff, das zweithäufigste Element unseres Planeten, kommt in der Erdatmosphäre fast ausschließlich als molekularer Sauerstoff, in der Form zweier gebundener Sauerstoffatome (O_2), vor. Elementarer Sauerstoff hat aufgrund seiner hohen Reaktionsfreudigkeit nur eine sehr kurze Lebensdauer und kommt daher im Prinzip nur im Fließgleichgewicht biologischer und chemischer Prozesse vor. Ozon ist die molekulare Verbindung dreier Sauerstoffatome (O_3) und stellt die metastabile, allotrope Form von Sauerstoff dar. Es ist sehr reaktionsfreudig, deswegen ist seine Lebensdauer in der Erdatmosphäre in der Größenordnung von nur einigen Stunden (Seinfeld u. Pandis, 2012). Trotz seiner kurzen Verweildauer ist Ozon jedoch ständig in der Stratosphäre vorzufinden, wo es laufend durch photochemische Prozesse zerstört und wieder neu gebildet wird. Beim Prozess der Photodissoziation trifft energiereiche UV-B und UV-C-Strahlung auf Sauerstoffmoleküle (sowohl O_2 , als auch O_3) in der oberen Atmosphäre, wodurch diese in freie Sauerstoffradikale (\dot{O}) aufgespalten werden, welche sich rasch wieder an andere Sauerstoffmoleküle oder freie Atome binden. Ozon ist ein, in unserer Atmosphäre sehr selten vorkommendes Spurengas, so findet man im Durchschnitt in 10 Millionen Luftmolekülen nur ein bis zwei Ozonmoleküle (Seinfeld u. Pandis, 2012), trotzdem spielt es eine wesentliche Rolle für unseren Planeten und dessen Biosphäre. Das wenige Ozon ist keineswegs gleichmäßig verteilt, sondern fast ausschließlich in zwei Regionen vorzufinden. Etwa 90 % des atmosphärischen Ozons befinden sich in der Stratosphäre, wovon sich wiederum der Großteil in Höhen zwischen 15 und 30 km befindet. Dieser Bereich wird üblicherweise gemeint, wenn von der *Ozonschicht* die Rede ist. Die restlichen 10 % stellt das troposphärische Ozon dar, welches sich in der unteren Troposphäre, meist in Bodennähe befindet. Auch horizontal variiert die Ozonkonzentration drastisch mit geographischer Breite, Jahreszeit und atmosphärischer Dynamik. Aufgrund der Brewer-Dobson Zirkulation (siehe 2.3.1) gibt es über das Jahr gemittelt die geringsten Ozonkonzentrationen entlang des Äquators und die größten in den mittleren Breiten und den Polargebieten. Stratosphärisches und troposphärisches Ozon haben sehr unterschiedliche Einflüsse auf unsere Atmosphäre und die Biosphäre. Stratosphärisches Ozon absorbiert einen Großteil der für Lebewesen sehr schädlichen, kurzwelligen UV-B und UV-C-Strahlung und wird vom Laien als *gutes Ozon* betitelt. Aus dieser UV-Absorption resultiert Heizung und daraus wiederum eine sehr stark ausgeprägte Temperaturinversion, welche die Stratosphäre charakterisiert. Bodennahes, troposphärisches Ozon ist im Gegensatz dazu für Tiere und Pflanzen giftig. Es ist leicht bläulich in seiner Färbung, hat einen sehr penetranten Geruch, der die Atemwege reizt und wird laienhaft als *schlechtes Ozon* bezeichnet.

Die Ozonschicht entstand mit großer Wahrscheinlichkeit mit der Sauerstoffanreicherung der Erdatmosphäre vor rund 700 Millionen Jahren und bildet seither eine Schutzschicht vor UV-B und UV-C-Strahlung, die es vor rund 500 Millionen Jahren mehrzelligen Lebensformen ermöglichte das bis dorthin leblose Land zu erobern (Catling u. Claire, 2005). Leben an Land, zumindest in der Vielfalt und Komplexität in der wir es heute vorfinden, wäre aller Wahrscheinlichkeit nach ohne den Schutz der Ozonschicht nicht möglich gewesen.

In den 1970er Jahren begann ein, rein vom Menschen verursachter, markanter Rückgang

des stratosphärischen Ozons. Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW), welche seit den 1930er Jahren als Kühlmittel und als Treibmittel für Sprühdosen verwendet wurden, konnten durch ihre extrem lange Lebensdauer in die Stratosphäre gelangen, wo sie Ozon durch chemische Reaktionen zerstören. Molina u. Rowland (1974) waren die Ersten, die diese anthropogenen und äußerst potenten Treibhausgase als Quelle des Ozonabbaus in der Stratosphäre identifizieren konnten. Dieser kontinuierliche Abbau führte, verstärkt durch die zirkuläre antarktische Strömung, den extrem tiefen Temperaturen des polaren Winters und der damit ermöglichten Entstehung polarer stratosphärischer Wolken (PSCs) schließlich zur Bildung des antarktischen Ozonlochs, welches erstmals von Farman u. a. (1985) nachgewiesen werden konnte. Nach internationaler Vereinbarungen, insbesondere dem Montrealer Protokoll 1987, verlangsamte sich die Zunahme des äquivalent effektiven stratosphärischen Chlors (EESC) und begann in den späten 1990er Jahren schließlich wieder abzunehmen (Newman u. a., 2007). Das Montrealer Protokoll war erfolgreich, der Ozonabbau hat sich stark verlangsamt und seit ca. 2000 hat sich die Konzentration stratosphärischen Ozons auf ein konstant niedriges Niveau stabilisiert (Pawson u. a., 2014). Ohne das Montrealer Protokoll würde es bereits heute regelmäßig Ozonlöcher in der Arktis¹, mit ähnlichen Verhältnissen und verstärkter UV-Einstrahlung wie in der Antarktis geben (Chipperfield u. a., 2015). In den mittleren Breiten hätte sich die UV-Strahlung deutlich verstärkt und bis ca. 2050 mehr als verdoppelt (Newman u. McKenzie, 2011).

Die Erholung der Ozonschicht ist jedoch nicht so eingetreten wie von den Vorhersagen erwartet. Die erwartete Erholung ist im Vergleich zu den jährlichen Variationen nur gering und deswegen sehr schwer nachzuweisen. Dynamische Einflussfaktoren bestimmen maßgeblich die Gesamtozonkonzentration und diese werden insbesondere durch den Klimawandel auch noch verstärkt. Studien von Reinsel u. a. (2005), Zanis u. a. (2006) und Miyagawa u. a. (2009) sprechen von einer Verlangsamung des Ozonabbaus, gefolgt von einem letztendlichen Anstieg des stratosphärischen Ozons über den nördlichen mittleren Breiten. Insbesondere Zanis u. a. (2006) identifiziert 1996 als einen statistisch signifikanten Wendepunkt des Trends im Gesamtozon für nördliche und südliche Breiten ab 40°. (z.B. Brunner u. a., 2006; Dhomse u. a., 2006; Harris u. a., 2008) weisen jedoch darauf hin, dass es keine eindeutigen Beweise für eine chemische Ozonerholung gibt, sondern der seit den 1990er Jahren beobachtete Anstieg stratosphärischen Ozons stark von dynamischen Prozessen der Atmosphäre, welche sich zusammen mit dem Klima verändert haben, geprägt ist. Laut dem Scientific Assessment Report of Ozone Depletion: 2018 (WMO, 2018) sind erste, leichte Erholungen der Ozonschicht in der oberen Stratosphäre in Höhenbereichen von 40 km zu beobachten. Solomon u. a. (2016) und Kuttippurath u. Nair (2017) identifizieren erste *Fingerprints* einer Erholung der Ozonschicht über der Antarktis. Die Erholungsphase des Gesamtozons hat gerade erst begonnen und es wird vermutlich noch einige Jahre dauern, bis exaktere Aussagen getroffen werden können (Weber u. a., 2018). Eine Erholung von Gesamtozon auf Levels der 1980er Jahre wird erst 2050 erwartet und eine Erholung auf Levels vor dem Ozonabbau sind jedenfalls erst ab 2100 zu erwarten. Durch die extreme Langlebigkeit der Ozon abbauenden Chemikalien ist eine Erholung auf den, vor dem Abbau bestehenden Niveaus jedoch erst Anfang bis Mitte dieses nächsten Jahrhunderts zu erwarten (Eyring u. a., 2010).

¹Tatsächlich gab es bereits ein Ereignis in der Arktis im Frühjahr 2011, welches als Ozonloch bezeichnet werden kann, da Ozonprofile mehr typischen antarktischen, als arktischen Verhältnissen ähnelten (Manney u. a., 2011).

Motivation

Veränderungen des Gesamtozons hängen direkt mit der Einstrahlung biologisch relevanter UV-Strahlung zusammen (z.B. Seckmeyer u. a., 1994) und nachdem das (1985 entdeckte) Ozonloch immer noch jährlich über der Antarktis auftritt, ist die genaue Beobachtung der Ozonschicht von großer Bedeutung für die Wissenschaft, insbesondere für Forschungsthemen der Meteorologie, der Medizin und der Biologie.

Durch den Erfolg des Montrealer Protokolls (Mäder u. a., 2010) konnte zwar der Rückgang des stratosphärischen Ozons gestoppt werden, die erwartete Erholung der Ozonschicht ist aber nicht so eingetreten wie angenommen und muss weiterhin genau beobachtet und studiert werden. Dynamische Einflussfaktoren verursachen eine hohe Ozonvariabilität welche um ein Vielfaches größer ist als die Variabilität durch chemische Prozesse, dies erschwert es exakte Aussagen über Trends und Extremereignisse von Gesamtozon zu machen. Die Variabilität von Gesamtozon hängt stärker als zuvor angenommen von dynamischen Einflüssen ab, so können Hood u. Soukharev (2005), Mäder u. a. (2007) und Harris u. a. (2008) dynamischen Einflüssen bis zu einem Drittel des beobachteten Ozonrückgangs der 1980er und 1990er und zuschreiben. Harris u. a. (2008) kann einen Großteil des beobachteten Anstiegs von Gesamtozon in mittleren Breiten seit Mitte der 1990er auf dynamische Einflüsse zurückführen (Rieder u. a., 2013).

Der Gesamtozondatensatz des Hohen Sonnblick wurde von Fitzka u. a. (2014) von 1994 bis 2011 auf Trends und Extremwerte untersucht, wobei leicht positive Trends gefunden wurden. In dieser Arbeit wird die Untersuchungsperiode bis 2017 erweitert um die neueste Entwicklung der Ozonschicht über Österreich zu veranschaulichen. Des Weiteren wird versucht dynamische Einflüsse auf Gesamtozon und den dazugehörigen Vertikalprofilen zu identifizieren und quantifizieren.

Die Ozondaten wurden am Hohen Sonnblick Observatorium mit einem Brewer MkIV Spektrophotometer gemessen, welches 1994 vom Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität für Bodenkultur (BOKU) aufgestellt wurde. Die Messungen und Ausarbeitungen geschehen im Rahmen des StratoUV Projekts, finanziert durch das Bundesministerium für Landwirtschaft, Regionen und Tourismus, kurz BMLRT (ehemals Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, kurz BMLFUW).

Durch menschliches Zutun hat sich die chemische Zusammensetzung der Erdatmosphäre in den letzten Jahrzehnten nachhaltig verändert. In welchem Maße der Treibhauseffekt die Ozonverluste zwischen den 1970er und 1990er Jahren beeinflusst hat und wie dieser, die in Zukunft erwartete Regeneration des Ozons beeinflussen wird, ist bislang noch unklar (Dameris, 2005). Boden- und satellitengestützte Messungen von stratosphärischem Ozon, sowie die Weiterentwicklung von Chemie-Klima Modellen (CCMs) und das Verständnis von dynamischen Einflüssen auf Ozon und des Ozon-Klima-Feedback sind wichtige Stützen um die weitere Entwicklung der Ozonschicht zu untersuchen.

2 Grundlagen

Ozon ist sowohl zeitlich als auch räumlich horizontal und vertikal sehr ungleichmäßig in unserer Atmosphäre verteilt. Diese Verteilung ist einerseits von chemischen Prozessen (z.B. photochemischer Prozess, siehe 2.1) und andererseits sehr stark von atmosphärischen Transportprozessen (z.B. Brewer-Dobson Zirkulation, siehe 2.3) abhängig. Die Abhängigkeit von Dynamik und Chemie ist selbst auch wieder höhenabhängig, so sind Transportprozesse in der unteren Stratosphäre hauptverantwortlich für die Ozonverteilung, während in der oberen Stratosphäre chemische Prozesse vorherrschen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die chemische Lebensdauer von Ozon wesentlich länger in tieferen als in höheren Schichten ist und dass in der unteren Atmosphäre mehr dynamische Transportprozesse auftreten. Die chemische Lebensdauer von Ozon ist aber generell sehr kurz, Ozon wird in einem Kreislauf ständig zerstört und wieder neu gebildet.

2.1 Chemische Prozesse in der Stratosphäre

2.1.1 Ozonentstehung - die photochemische Theorie

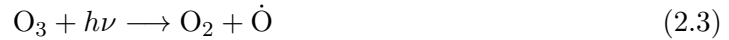
Ozon wird durch Einwirkung ultravioletter Strahlung gebildet. Dies konnte der britische Mathematiker und Erdwissenschaftler Sydney Chapman mit seiner 1930 aufgestellten Theorie der Photodissoziation nachweisen. Er betrachtete die Sonne als schwarzen Körper, welcher mit 6000 K strahlt. Das am Erdboden ankommende Spektrum der Sonnenstrahlung entspricht jedoch einem beschränkten Schwarzkörperspektrum, es kommt keine Strahlung unter 290 nm an. Anfangs wurde noch angenommen, dass diese Beschränkung in der Sonnenatmosphäre selbst stattfindet, jedoch konnten Fabry u. Buisson (1921) zeigen, dass diese Absorption tatsächlich in der oberen Erdatmosphäre stattfindet. Die Theorie wurde vor allem dadurch unterstützt, dass die Atmosphäre eine sehr hohe Temperatur in rund 50 km Höhe aufweist, beziehungsweise - eben deshalb - oberhalb der Tropopause ein stark positiver Temperaturgradient nach oben vorherrscht. Die Chapman (1930) Reaktionen sind, größtenteils bis heute verwendete, einfache chemische Reaktionen, welche die Produktion und Reduktion von stratosphärischem Ozon erklären. Durch die Absorption von UV-B und UV-C-Strahlung ($\lambda < 280$ nm) wird ein Sauerstoffmolekül O_2 in zwei Sauerstoffatome $2\dot{O}$ aufgespalten.



Die dabei entstandenen Sauerstoffradikale sind aufgrund ihrer chemischen Struktur äußerst reaktionsfreudig, binden sich rasch entweder wieder aneinander und formen dabei erneut einen Sauerstoffdipol (2.2a) oder sie binden sich an ein bereits vorhandenes Sauerstoffmolekül und bilden so Ozon (2.2b).



Ozon ist selbst nur mäßig stabil und da es stark in Wellenlängen unterhalb 320 nm absorbiert, wird es rasch wieder aufgespalten:



Und genau diese Eigenschaft ist es, warum Ozon - vor allem für unsere Biosphäre - so enorm wichtig ist. Kurzwellige UV-Strahlung, welche schädlich für biologische Zellen ist, kann den Erdboden nicht erreichen. Ozon kann aber auch direkt mit elementarem Sauerstoff reagieren, kann also auch nachts, wenn auch in geringerem Ausmaß, aufgespalten werden.



Der photochemische Effekt ist direkt proportional zur Einstrahlung $h\nu$, diese hängt wiederum vom Einfallswinkel α ab.

$$E = E_0 \cos(\alpha) \text{ , mit der Solarkonstante } E_0 = 1367 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.5)$$

Dieser Annahme nach müssten die größten Ozonkonzentrationen am Äquator und die geringsten an den Polen vorzufinden sein. In der Realität findet man jedoch umgekehrte Verhältnisse vor, die geringsten Konzentrationen sind am Äquator und die größten in den hohen mittleren und hohen Breiten vorzufinden. Die Photochemische Theorie ist ein wichtiges Fundament in der Forschung der Stratosphäre, jedoch kann sie die gemessenen Zustände nicht vollends erklären, dazu bedarf es weiterer Erklärungen (Brewer-Dobson Zirkulation (BDC), Kapitel 2.3.1). Die gemessenen Gesamt ozonwerte sind auch deutlich niedriger, als die die photochemische Theorie liefert, das heißt auch die Abbaureaktionen müssen durch weitere Theorien vervollständigt werden (Siehe 2.1.2).

2.1.2 Chemischer Ozonabbau

Nachdem Benson u. Axworthy Jr (1957) nachweisen konnten, dass die Reaktionsrate von Gleichung (2.4) zu langsam verläuft, um die tatsächlich gemessenen Ozonwerte zu erklären, gab es die ersten Diskrepanzen mit den Reaktionen von Chapman. Die fehlende Ozonsenke erklärte Hampson (1964) durch Spurengase, welche bei chemischen Reaktionen in der Stratosphäre als Katalysatoren wirken. Er stellte folgende Reaktionsgleichungen



auf, welche netto zu Reaktionsgleichung (2.4) resultieren, da das $\dot{\text{O}}\text{H}$ Radikal als Katalysator wirkt. Als weitere Katalysatoren wurden Stickoxide (NO_x) von Crutzen (1970); Johnston (1971) gefunden:



Wobei die Wasserstoffreaktionen (2.6, 2.7) in der oberen und die Stickoxidreaktionen (2.8, 2.9) in der unteren Stratosphäre dominieren (Crutzen, 1970).

Anthropogener Abbau von stratosphärischem Ozon durch Fluorchlorkohlenwasserstoffe

In der berühmten Molina u. Rowland (1974) Publikation wurde erstmals die Theorie aufgestellt, dass vom Menschen erzeugte, extrem langlebige Fluorchlorkohlenwasserstoffverbindungen (FCKW), welche seit den 1930er Jahren als Treibmittel von Spraydosen, Kühlmittel und in der Industrie verwendet wurden, rapide ansteigen und ein starkes Ozonabbaupotential haben. Chemisch zählen FCKW zu den Kohlenwasserstoffen, bei denen jedoch die Wasserstoffatome durch Fluor oder Chloratome ersetzt wurden. In der Troposphäre sind FCKW äußerst stabil, gelangen sie jedoch in die Stratosphäre werden sie dort unter Einwirkung ultravioletter Strahlung aufgespalten, wobei sich ihre Chloratome lösen (Geller, 2013). Diese freigesetzten Chloratome wirken als Katalysatoren in den Reaktionen



um ein vielfaches stärker als die Stickoxidreaktionen (2.8, 2.9).

Nach der Publikation von Molina u. Rowland (1974) konnte erstmals das Ozonloch über der Antarktis von Farman u. a. (1985) nachgewiesen werden. Farmans Ergebnisse revolutionierten den Bereich der Stratosphärenforschung und bewegten die EU-Staaten und 24 weitere Staaten dazu, das Montrealer Protokoll 1987 zu unterzeichnen, nach dem die weitere Produktion und Freisetzung von FCKW strikt verboten ist. Da die mittlere Verweildauer von FCKW in der Atmosphäre extrem hoch ist (44 bis 180 Jahre) spüren wir dessen Auswirkungen heute immer noch. In den späten Neunzigerjahren konnte zwar das Maximum und darauffolgend ein langsamer Rückgang in der Konzentration ozonabbauender Substanzen (ODS) nachgewiesen werden, eine Erholung des Ozons auf 1980er Levels ist jedoch erst Mitte bis Ende des 21. Jahrhunderts zu erwarten (Eyring u. a., 2010; Oman u. a., 2010). Ozonabbauende Substanzen (ODS, aus dem Englischen *ozone-depleting substances*) werden in dem Maß „äquivalent effektives stratosphärisches Chlor“ (EESC, übersetzt aus dem Englischen *equivalent effective stratospheric chlorine*) angegeben. Berechnet wird das EESC Maß über drei Faktoren: Der Konzentration der ODS am Boden und die Anzahl deren Chlor und Bromatome, der relativen Effizienz dieser Chlor und Bromatome für den Ozonabbau und der Dauer bis die Substanzen die Stratosphäre erreichen, aufgespalten werden und ihre Chlor und Bromatome freisetzen können (Newman u. a., 2007).

Halone sind den FCKW in Verbindungen und Eigenschaften sehr ähnlich, sie enthalten jedoch zusätzlich Brom und können noch effektiver Ozon abbauen (Wofsy u. a., 1975).



Da sie nur als Löschmittel verwendet wurden, ist ihre Konzentration in der Atmosphäre aber auch deutlich geringer, als die von FCKW.

Diese, allesamt homogenen chemischen Reaktionen können zwar die Ozonkonzentrationen, die vertikale Ozonverteilung und die Ozonabnahme gut erklären, die Ozonwerte an den Polen können aber so auch noch nicht ausreichend erklärt werden. Antwort findet man in der „Heterogene Chemie Theorie“.

Heterogene chemische Reaktionen - Das Ozonloch

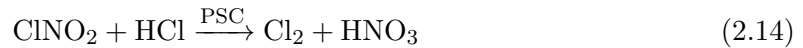
Seit den Siebzigerjahren findet jedes Jahr zwischen August und Oktober (während des frühen Frühjahres der südlichen Hemisphäre) ein extremer Ozonverlust in der unteren Stratosphäre der Antarktisregion statt. Der Gesamtzongehalt sinkt zu dieser Zeit auf weniger als 50 % und erholt sich erst wieder im Dezember (Newman, 2010). Farman u. a. (1985) entdeckte dieses Phänomen mittels Messungen mit einem Dobson Spektrometer in der Halley Bay Station. Seine Beobachtungen zeigten einen langsamen Rückgang von 1956 bis 1975, gefolgt von einem rapiden von 1975 bis 1984. Farman war auch der Meinung, dass der Rückgang durch den vom Menschen produzierten FCKW verursacht wurde. Bald darauf konnten Satellitenmessungen seine Beobachtungen für den gesamten antarktischen Kontinent bestätigen (Stolarski u. a., 1986). Aufgrund der beinahe kreisrunden Zirkulation um die antarktische Landmasse, zeigt sich auch die ozonarme Region in solcher Form, deswegen setzte sich der Begriff „Ozonloch“ schnell durch (Müller, 2009; Newman, 2010).



Abbildung 2.1: Polare stratosphärische Wolken (PSCs) über McMurdo Station, Antarktika, Alan R. Light, 2009.

Es wurden einige Theorien für die Ursache des Ozonlochs aufgestellt, letztendlich stellten sich aber heterogene chemische Prozesse in Zusammenhang mit vom Menschen freigesetzter FCKW und Halone als korrekte Theorie (Schoeberl u. Rodriguez, 2009) heraus. Solomon u. a. (1986) postulierte, dass die heterogene Reaktion (und ähnliche Reaktionen, aus denen

Salpetersäure (HNO_3) resultiert)



Chlorreserven in Formen umwandelt, die den Ozonabbau beschleunigen können. Während der Polarnacht sinken die Temperaturen in extrem tiefe Bereiche (195 K bzw. $-80\text{ }^\circ\text{C}$), was besondere chemische Vorgänge ermöglicht. In der im Winter stark unterkühlten Stratosphäre kondensieren Wasserdampf und Salpetersäure an der Oberfläche stratosphärischer Aerosole, welche sich größtenteils aus wasserlöslichen und schwefelsäurehaltigen Partikeln zusammensetzen. Das Resultat dieser Kondensation sind polare stratosphärische Wolken oder PSCs.

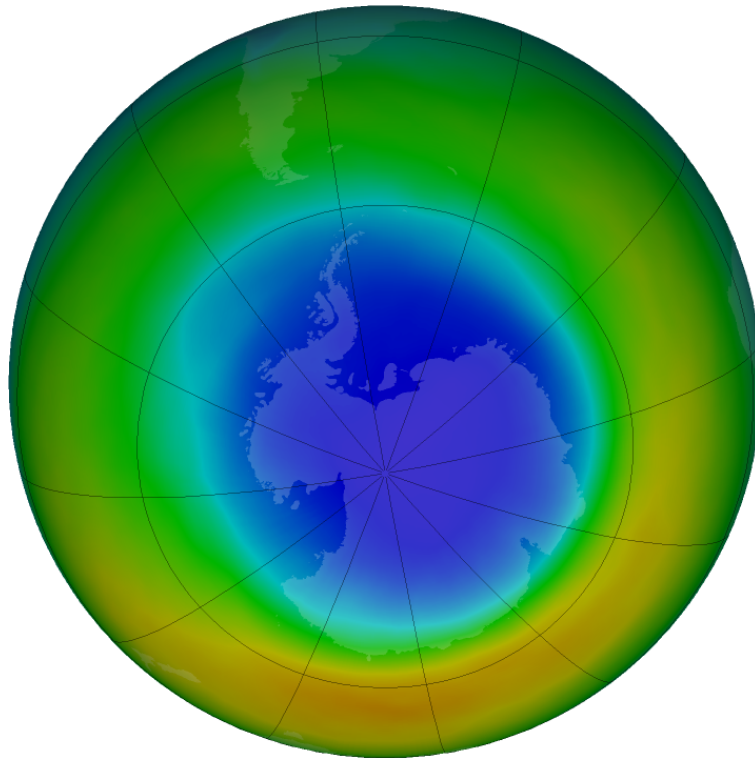


Abbildung 2.2: Das Ozonloch über der Antarktis, gemittelt über den September 2017. Entnommen aus <https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov>.

Die Entstehung von PSCs bewirkt, dass ClNO_2 und NO Mitte Winter sehr niedrige Konzentrationen erreichen, wodurch eine fast vollständige Denitrifikation der polaren unteren Stratosphäre der Südhemisphäre² erfolgt. Die HNO_3 Partikel fallen aufgrund ihrer Größe und Schwere aus der Stratosphäre aus, was wiederum zu einer Denitrifikation führt. Wenn im Frühjahr die lange Polarnacht zu Ende geht treffen Sonnenstrahlen auf die verbleibenden Cl_2 Moleküle und spalten diese in zwei Cl Atome auf, welche dann gemäß Reaktion (2.10) mit Ozon zu ClO und O reagieren. Diese rasche Reaktion verursacht einen extremen Rückgang des Ozons über der Antarktis im September und Oktober, der als Ozonloch bezeichnet wird (Newman, 2010). Von Oktober bis Dezember regeneriert sich das Ozonloch wieder, da ozonreiche Luft durch den sich auflösenden Polarwirbel einströmt.

²Die polare untere Stratosphäre der Nordhemisphäre erfährt auch eine Denitrifikation im Winter, jedoch fällt diese durch den stärkeren Luftmassenaustausch nicht so stark aus.

Nicht nur in der Antarktis finden jährlich solche Prozesse statt, auch in der Arktisregion tritt ein Ozonverlust im Frühjahr auf. Dieser ist jedoch deutlich schwächer ausgeprägt, da in der Arktis andere Zirkulationen vorherrschen als in der Antarktis. Während die Arktis ein Meer umrandet von Kontinentalmassen ist, ist die Antarktis - genau umgekehrt - ein fast runder Kontinent, gänzlich von Ozeanen umrandet. So kann über der Antarktis eine meridional umlaufende, abgeschlossene Strömung entstehen, die wenig Luftmassenaustausch zulässt. Diese Bedingungen sind quasi ideal für die Ausbildung eines Ozonlochs. In der Arktis ist der polare Wirbel durch Rossbywellen deutlich stärker gestört und kann zeitweise sogar ganz aufbrechen. Dadurch gibt es deutlich mehr Luftmassenaustausch, die Temperaturen können also nicht so tief sinken und es kann ozonarme Luft durch ozonreichere aus den gemäßigten Breiten ersetzt werden.

Die zukünftige Entwicklung des Ozonlochs, bzw. des Gesamttozons ist in vielen Bereichen noch unsicher. Einerseits hängt die Entwicklung des Ozonlochs stark von der Konzentration der Chlor- und Bromreserven (äquivalent effektives stratosphärisches Chlor, EESC), andererseits auch von der Temperatur der unteren polaren Stratosphäre ab. Nach dem Erfolg des Montrealer Protokolls 1987 wurde die Produktion von FCKW bis 1992 stark reduziert, dadurch gab es einen Wendepunkt der Konzentration des EESCs zwischen 2000 und 2005. Projektionen von Newman u. a. (2006) suggerieren dass 1980-Levels der EESCs im Jahre 2041 in mittleren Breiten und 2067 in der Antarktis erreicht werden. Bezieht man sich jedoch auf die Konzentrationen von 1970, so werden die Werte erst um 2129 in der Antarktis erreicht. All diese Projektionen basieren darauf, dass die Regeln des Montrealer Protokolls weiterhin von allen Staaten eingehalten werden. Diese Werte sind jedoch großen Unsicherheiten unterlegen, da einerseits die Evolution des Chlors und Broms in der Stratosphäre schlecht in Modellen repräsentiert ist und andererseits der zukünftige Einfluss der Treibhausgase und des Klimawandels eine große Rolle in der Entwicklung des Ozonlochs und der polaren unteren Stratosphäre spielen wird.

2.2 Die Verteilung von Ozon in der Stratosphäre

2.2.1 Horizontalverteilung von Gesamttozon

Die horizontale Verteilung von Gesamttozon variiert sehr stark mit der geographischen Breite und der Jahreszeit, aber auch synoptische Wettersysteme haben große Einflüsse auf die Ozonsäule. Obwohl das meiste Ozon am und um den Äquator (10°S bis 15°N) gebildet wird, ist dieser die ozonärmste Region, dort beträgt die mittlere Gesamttozonsäule unter 240 DU. Mit zunehmendem Breitengrad nimmt auch die Ozonkonzentration zu, wobei der stärkste Gradient zwischen den 30. und 50. Breitengraden liegt. Über das Jahr gemittelt ist die Gesamttozonsäule in den hohen Breiten am größten, jedoch treten dort auch die größten Schwankungen auf. Abb. 2.3 verdeutlicht die jahreszeitliche Horizontalverteilung des Gesamttozons anhand von Satellitenmessungen für jede Saison des Jahres 2009. In den Tropen ist die Gesamttozonkonzentration mit fast keiner Variation das ganze Jahr über sehr gering, da die Luftmassen nach Norden und Süden transportiert werden, wo sie für die höheren Konzentrationen in den mittleren Breiten sorgen. Dieser meridionale Transport ozonreicher Luft ist aufgrund des größeren Temperaturgradienten deutlich stärker in Richtung Winterhemisphäre ausgerichtet und aufgrund globaler Strömungsmuster generell in der Nordhemisphäre stärker ausgeprägt. Dies lässt sich in Abb. 2.3 erkennen, die Gesamttozonkonzentrationen sind in mittleren und polaren Breiten der Nordhemisphäre während dem

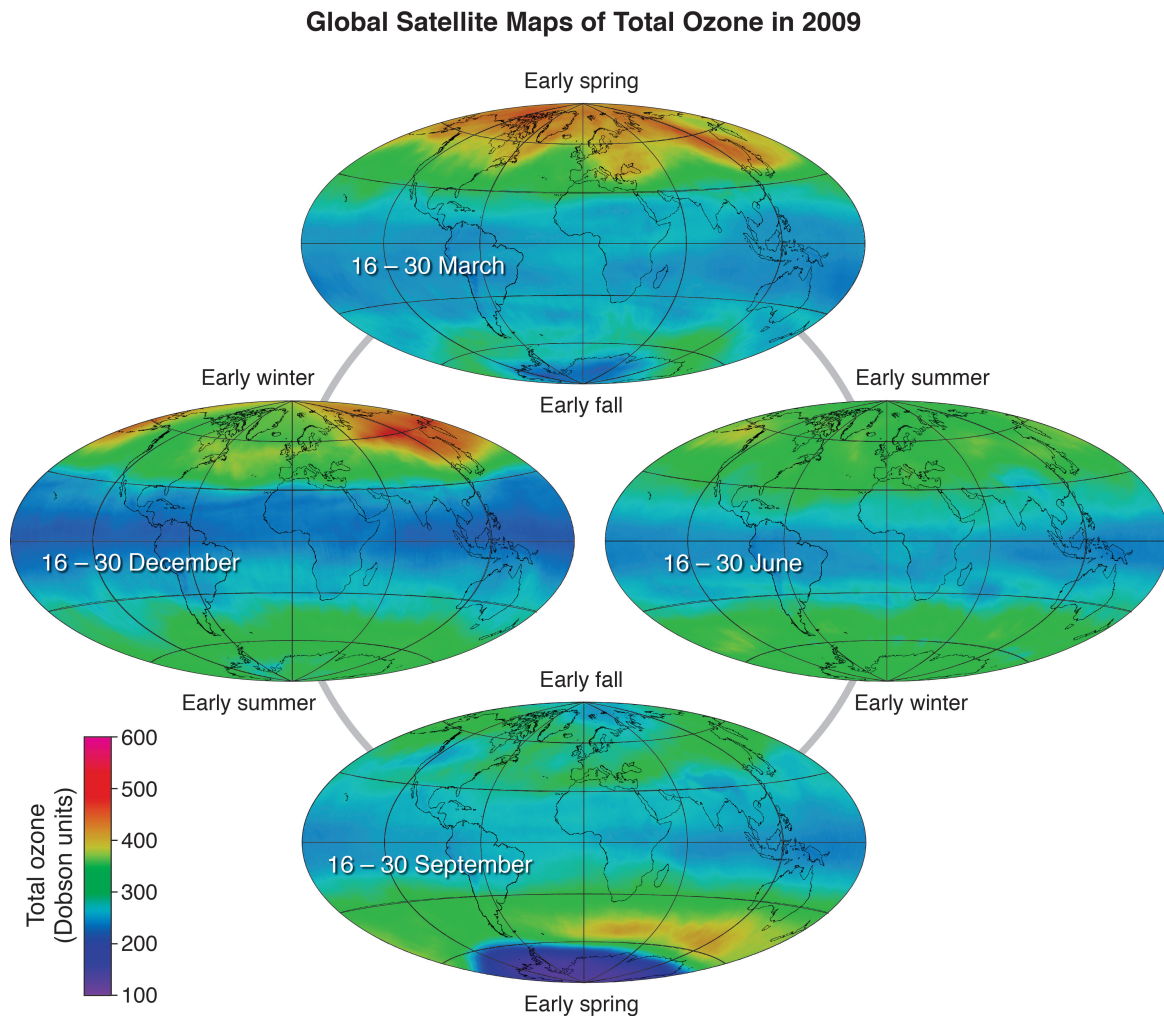


Abbildung 2.3: Satellitenmessungen der globalen Gesamtozonverteilung, gemittelt über einen 2-wöchigen Zeitraum für jede Jahreszeit im Jahr 2009. Insgesamt erkennt man, dass über den tropischen Breiten die geringsten Gesamtozonkonzentrationen das ganze Jahr über vorzufinden sind, diese weisen auch beinahe keine jahreszeitliche Variation auf. Über den mittleren Breiten ist die Ozonsäule und auch ihre Variation größer. Über den polaren Breitengraden treten extreme Variationen auf, wobei die höchsten Konzentrationen in der Nordhemisphäre im Frühjahr und im Winter vorzufinden sind und die insgesamt Geringsten im Frühling der südlichen Hemisphäre, was sich als Phänomen „Ozonloch“ etabliert hat.

Oben: Anfang Frühling, *rechts:* Anfang Sommer, *unten:* Anfang Herbst, *links:* Anfang Winter (Fahey u. Hegglin, 2011) (jeweils bezogen auf die Nordhemisphäre).

Winter deutlich höher als die Gesamtozonkonzentrationen im Winter der Südhemisphäre. In den polaren Breiten wird aufgrund der im Winter verstärkten Brewer-Dobson Zirkulation mehr Ozon in Richtung Winterhemisphäre transportiert, wo es sich ansammelt, bis es Anfang Frühling ein Maximum erreicht und über die Sommermonate durch photochemische Reaktionen stetig wieder abgebaut wird, bis es schließlich sein Minimum im Herbst erreicht (Fahey u. Hegglin, 2011). In Abb. 2.3 (unten) sieht man, dass dieses Frühjahresmaximum

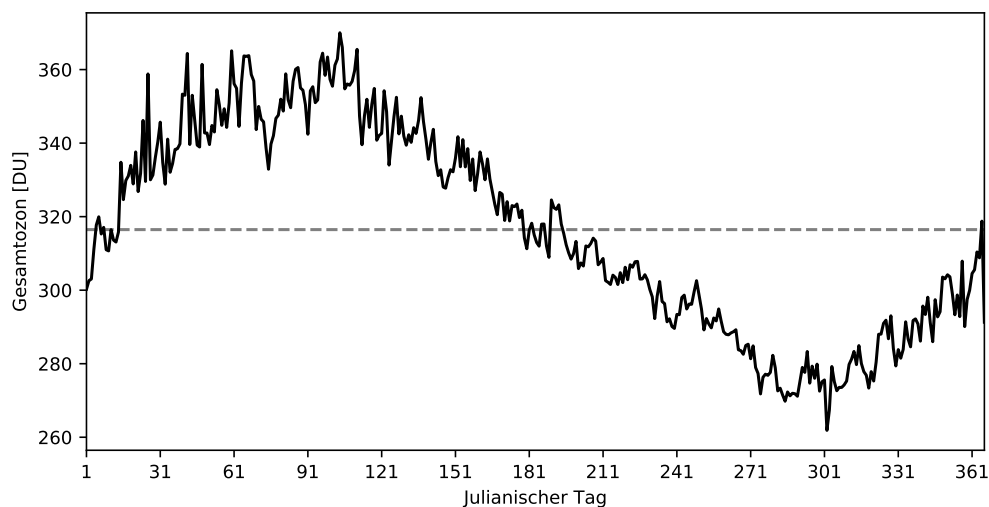


Abbildung 2.4: Der Jahresgang von Gesamtozon gemittelt über die gesamte Messperiode 1994–2017. Der gut ausgeprägte Jahresgang, mit den höchsten Ozonkonzentrationen im Frühjahr und den Niedrigsten im Herbst ist hier, genauso wie die erhöhte Variabilität im Winter und Frühjahr, gut zu erkennen.

in den mittleren Breiten der Südhemisphäre auftritt, über der Antarktis stattdessen aber ein extremes Ozonminimum, nämlich das Ozonloch vorhanden ist. Dies ist eine Konsequenz der anthropogenen chemischen Abbaureaktionen (beschrieben in 2.1.1). Nach dem Frühling vermischen sich die antarktischen Luftmassen wieder mit denen der mittleren Breiten und ozonreichere Luft gelangt wieder in die Antarktis (Fahey u. Hegglin, 2011).

In Abb. 2.4 sieht man den Gesamtozonjahresgang, gemessen am Hohen Sonnblick. Der stark ausgeprägte Jahresgang, mit Maximum im Spätwinter bis Frühjahr und Minimum im Spätherbst ist typisch für die mittleren nördlichen Breiten. Die Ozonvariabilität folgt dem Jahresgang der Ozonkonzentration: im Zeitraum wo die größten Ozonwerte auftreten können also am ehesten extrem niedrige und extrem hohe Werte auftreten, während im Zeitraum mit den geringsten Werten auch deutlich weniger Variabilität nach oben und nach unten vorzufinden ist.

Mini-Ozonlöcher

Gesamtozon variiert auch von Tag zu Tag sehr stark, wie in Abb. 2.6 ersichtlich. Dies hat zweierlei Ursachen: Zum Einen sorgen Strömungen in der Stratosphäre dafür, dass sich ozonarme und ozonreiche Luftmassen vermischen, außerdem beeinflusst das Wettergeschehen in der oberen Troposphäre die Gesamtozonmenge. Zum Anderen tritt beim Überströmen der Luftmassen in eine neue Region eine natürliche Variation, ausgelöst durch der sich verändernden Balance von chemischen Produktions- und Abbaureaktionen (Fahey u. Hegglin, 2011).

Durch die synoptische Situation kann die Gesamtozonsäule über kurze Zeitskalen dramatisch schwanken, ganz besonders groß können diese Schwankungen im späten Winter und

im Frühjahr ausfallen. In Abb. 2.3 (oben) ist zwar klar ersichtlich, dass die Ozonkonzentration zu dieser Zeit zwar am größten ist, jedoch können gerade dann auch die stärksten Schwankungen auftreten. Moderne Satellitenmessungen ermöglichen es, Fälle in denen extrem niedrige Ozonwerte auftreten, genauer zu untersuchen und diese auf Phänomene, wo ozonarme Luft advehiert wird, zurückzuführen. Diese Phänomene, wo Luftmassen ähnlich geringe Werte der Gesamtozonsäule wie im antarktischen Ozonloch aufweisen aber eine kleinere Ausdehnung haben, werden von Newman u. a. (1988) als Mini-Ozonlöcher betitelt (siehe Abb. 2.5). Diese treten zwar in mittleren Breiten beider Hemisphären auf, erscheinen aber am häufigsten über dem nordatlantischen und europäischen Sektor (James, 1998).

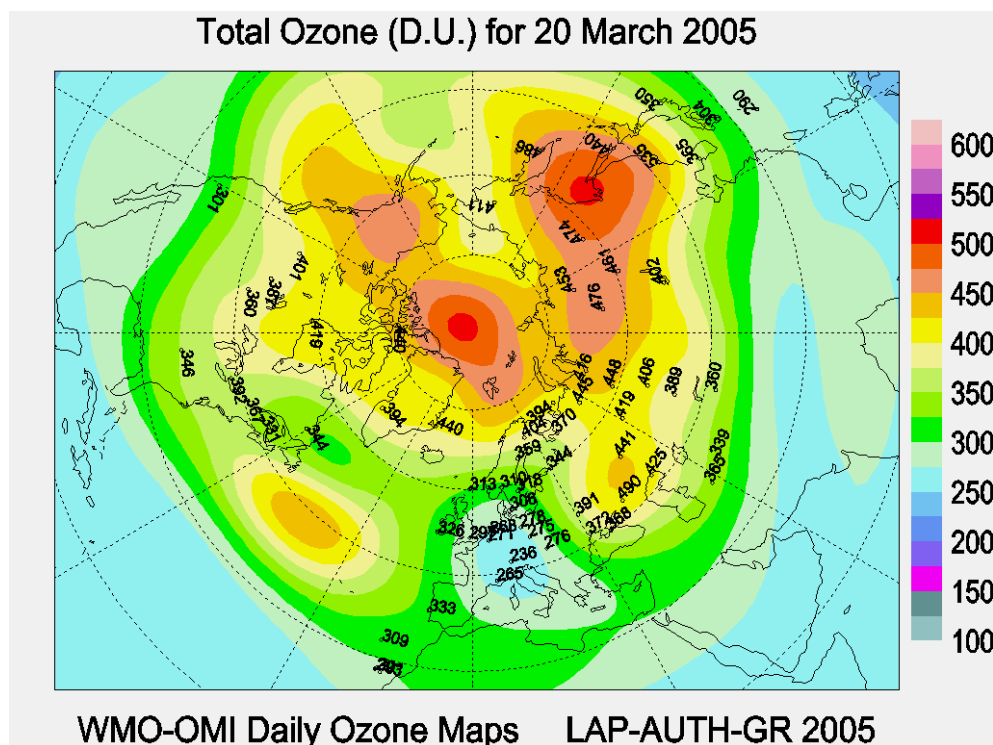


Abbildung 2.5: Mini-Ozonloch über Mitteleuropa am 20. März 2005 über den Tag gemittelt und gemessen mit SCIAMACHY/ENVISAT. Über ganz Mitteleuropa befindet sich eine extrem ozonarme Luftmasse mit einem Gesamtozongehalt deutlich unter 300 DU. Abbildung von World Meteorological Organization (WMO) (<http://lap.physics.auth.gr/ozonemaps2/index.php>).

2.2.2 Vertikalverteilung von Ozon - Ozonprofile

Während photochemische Reaktionen die Ozonkonzentration der oberen Stratosphäre (mit Ausnahme der komplexen Prozesse, die im Frühjahr das Ozonloch in der südpolaren unteren Stratosphäre auslösen) dominieren, sind in der unteren Stratosphäre dynamische Strömungen dafür hauptverantwortlich (Shepherd, 2008). Der Grund dafür ist, dass in der oberen Stratosphäre Sonnenlicht noch „ungefiltert“ ankommt und die photochemischen Reaktionen auslöst. Weiter unten in der Stratosphäre ist das Sonnenlicht durch UV-Absorption bereits

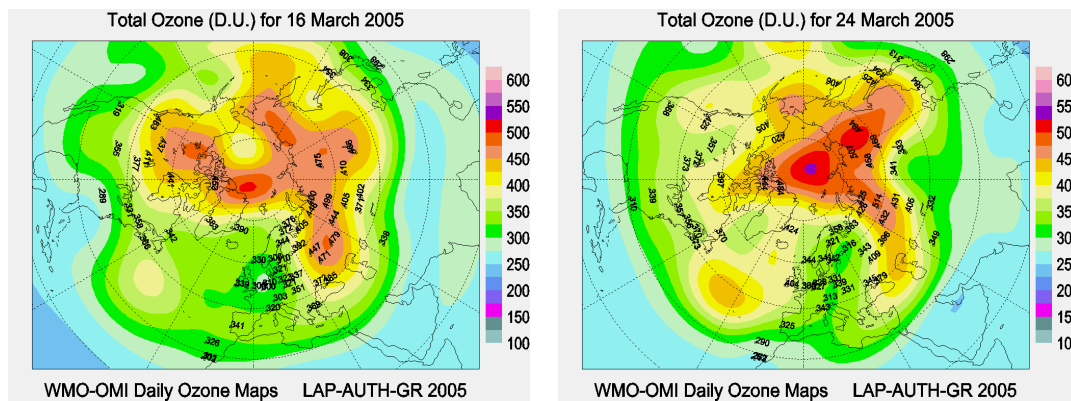


Abbildung 2.6: Um die große Variabilität von Gesamtozon über nur kurze Zeitskalen zu veranschaulichen, ist hier dieselbe Situation wie in Abb. 2.5, nur vier Tage zuvor (links) und vier Tage danach (rechts) abgebildet. Wie man sehen kann, ist das Mini-Ozonloch weder vier Tage zuvor, noch vier Tage danach vorhanden. Abbildung von WMO (<http://lap.physics.auth.gr/ozonemaps2/index.php>).

„gefiltert“, weswegen dort weniger photochemische Reaktionen stattfinden können, außerdem gibt es - dynamisch gesehen - keine wirkliche Grenze zwischen Troposphäre und Stratosphäre (Hoskins u. a., 1985), die Strömungsmuster der oberen Troposphäre gelten daher auch für die untere Stratosphäre.

Die starke Abhängigkeit des Gesamtozons vom Breitengrad liegt dem starken, polwärts gerichteten Gradienten der unteren Ozonschicht, verursacht durch Zirkulationen in der unteren Stratosphäre, verursacht. Demnach liegt es nahe, dass auch das Vertikalprofil von stratosphärischem Ozon eine Abhängigkeit vom Breitengrad aufweist. Durch die Kombination der beobachteten Ozonverteilung und einem photochemischen Modell stellt Dütsch (1978) eine Klassifikation vertikaler Ozonprofile nach verschiedenen Typen auf (Breycha, 1996):

- **Polarer Typ:** Hoher Gesamtozongehalt mit Werten um 400 DU. Die größte Ozonkonzentration ist zwischen 13 und 15 km Höhe vorzufinden.
- **Gemäßigter Typ:** Der mittlere Gesamtozongehalt bezieht sich um 340 DU. Die Maximalkonzentrationen sind in Höhen von 19 bis 21 km.
- **Tropischer Typ:** Niedriger Gesamtozongehalt mit mittleren Werten um 260 DU. Das Ozonmaximum findet man in Höhen zwischen 24 bis 27 km.
- **Kombinierter Typ:** Überwiegend in polaren Breiten, im Winterhalbjahr, beim Vorstoß polarer Luftmassen, jedoch auch in gemäßigten Breiten vorzufinden. Charakterisiert durch Ozon-Haupt- (19 - 21 km) und Nebenmaxima (11 - 17 km).

Diese Vertikalverteilung variiert aber auch mit der Jahreszeit, so ist das Ozonmaximum (zumindest in mittleren und hohen Breiten) jahreszeitlich in anderen Höhen vorzufinden. Im Winter trifft weniger Sonnenstrahlung auf die Stratosphäre, die photochemischen Reaktionen sind also weniger stark ausgeprägt als im Sommer, außerdem befördert die Brewer-Dobson Zirkulation (siehe 2.3.1) mehr Ozon zum Winterpol, als zum Sommerpol und nachdem in

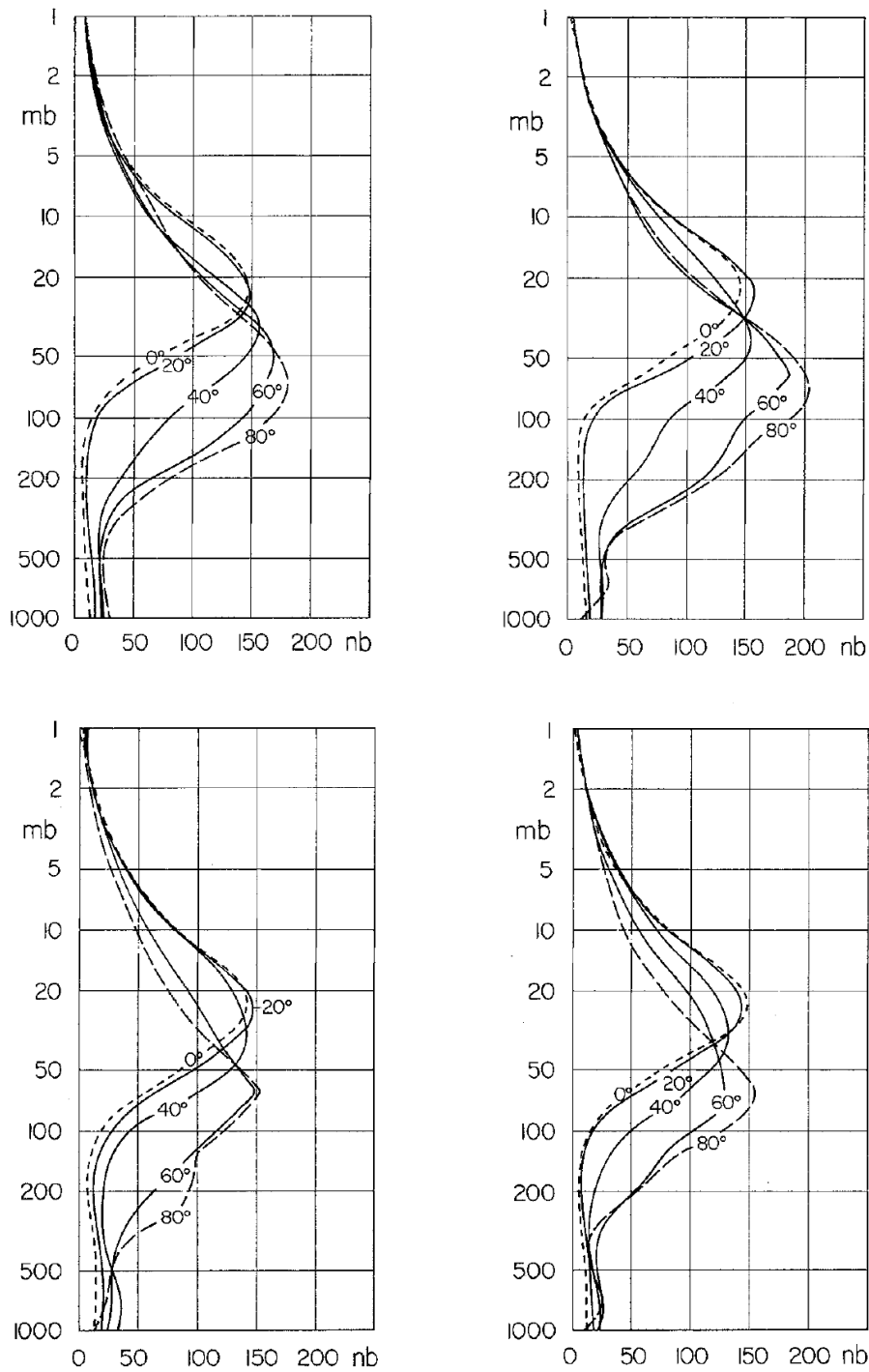


Abbildung 2.7: Ozonvertikalprofile von links oben nach rechts unten für Januar, April, Juli und Oktober für die Breitengrade 0°, 20°, 40°, 60° und 80°N. Dies veranschaulicht die oben beschriebenen Typen und deren Variation mit der Jahreszeit (Dütsch, 1978).

der oberen Stratosphäre die Photochemie dominiert und in der unteren die Dynamik, liegt das Ozonmaximum im Winter im Mittel bei 21 km und im Sommer im Mittel bei 25 km (siehe anhand Beispiel Sonnblick in Abb. 4.11 in Kapitel 4.1.2).

In Abb. 2.7 kann man die verschiedenen Typen anhand der Breitengrade 0° , 20° , 40° , 60° und 80°N der Nordhemisphäre für jede Jahreszeit sehen. Die oben erwähnten Typen vertikaler Ozonprofile sind gut ersichtlich. So kann man das quantitativ höhere aber tiefer gelegen Ozonmaximum des polaren Typs erkennen, während das Ozonmaximum in den Tropen quantitativ niedriger ist aber dafür höher liegt. Des Weiteren sieht man dass das Profil des tropischen Typs fast keine Veränderungen hat, dafür aber der gemäßigte und der polare Typ große Unterschiede aufweisen. Die größten quantitativen Unterschiede zwischen den hohen und den niedrigen Breiten gibt es im Frühjahr, während die geringsten im Herbst vorzufinden sind.

2.3 Dynamische Transportprozesse in der Stratosphäre

In Abschnitt 2.1 wurden chemische Prozesse, welche zum Ozonverlust in der Stratosphäre führen können, beschrieben. Folgender Abschnitt ist den dynamischen Prozessen, die die Hauptursache kurzzeitiger Ozonschwankungen und von Ozonextremereignissen sind, gewidmet.

Dass der Gesamtozongehalt mit der synoptischen Situation in Verbindung steht, ist bereits seit den 1930er Jahren bekannt: Gordon Dobson konnte 1930 das Abnehmen bzw. Zunehmen von Gesamtozon bei Durchgang von Kalt- und Warmfronten beobachten. Die höchsten Gesamtozonkonzentrationen wurden dabei an der Rückseite einer sich entwickelnden Zyklone und die Niedrigsten im Warmluftsektor der Zyklone (Breycha, 1996; Dobson u. a., 1946) gefunden. Reed (1950) konnte zeigen, dass diese Fluktuationen durch großskalige, *ozonarme* Luftmassen, welche durch troposphärische, dynamische Prozesse advehiert und verstärkt werden, zu Stande kommen. Auch einen Zusammenhang zwischen Bodendruck und Gesamtozon konnte von Dobson u. a. (1930) festgestellt werden. So gilt für Mitteleuropa die Faustregel: hoher Druck - tiefe Ozonwerte, tiefer Druck - hohe Ozonwerte. Paetzold u. Regener (1957) stellten folgende bestimmten Verhältnisse auf:

Ozonzunahme bei:

- Einfluss arktischer Kaltluft
- tiefer Tropopausenhöhe
- kalter Tropopause
- warmer Stratosphäre

Ozonabnahme bei:

- Einfluss subtropischer Warmluft
- hoher Tropopause
- warmer Tropopause
- kalter Stratosphäre

Zwischen dem Gesamtozongehalt und meteorologischen Parametern wie Temperatur, Tropopausenhöhe, Druck und potentieller Vorticity lassen sich Korrelationen zeigen (Breycha, 1996; Ohring u. Muench, 1960). Der untere Teil der Ozonschicht, wo sich auch die größte Menge des Gesamtozons befindet, ist am stärksten durch die atmosphärische Dynamik beeinflusst.

Atmosphärische Zirkulationen basieren immer auf dem zonal gemittelten Strom und dessen Abweichungen (Eddies). In der Troposphäre sind diese stark nicht-linear und können des-

wegen nur näherungsweise durch idealisierte Gleichungen berechnet werden. Im Gegensatz dazu bestehen die Eddies in der Stratosphäre aber größtenteils aus großskaligen planetaren Wellen, welche sehr gut durch die lineare Wellentheorie beschrieben werden können (Holton, 1975). Dadurch lassen sich diese planetaren Wellen sehr gut durch numerische Modelle beschreiben. Kawahira (1982) konnte die Stärke und Richtung des großräumigen Eddytransports von Ozon, in der Nordhemisphäre, durch vertikale Wellenstrukturen mit einem sehr realitätsnahen Modell bestimmen. Cariolle u. Déqué (1986) entwickelten ein Modell für die Südhemisphäre, welches beobachtete Ozonvariabilitäten gut durch planetare Wellen, mit Wellenzahl vier, fünf und sechs erklären kann (Breycha, 1996).

Der Primärantrieb der stratosphärischen und mesosphärischen Zirkulation ist die Erwärmung, welche durch die Absorption ultravioletter Sonnenstrahlung in der Ozonschicht und der Emission infraroter Strahlung von Ozon, Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf entsteht. Durch die Jahreszeiten ist diese differentielle Erwärmung, beziehungsweise Abkühlung am stärksten an den Polen ausgeprägt. Dies verursacht eine meridionale Zirkulation, bei der Luft vom Äquator und der Sommerhemisphäre bis in die Mesosphäre aufsteigt und am Winterpol wieder absinkt. Da die Corioliskraft auf diesen meridional gerichteten Strom wirkt, entsteht ein Westwinddrift in der Winterhemisphäre und ein Ostpassat in der Sommerhemisphäre der Stratosphäre und Mesosphäre.

2.3.1 Brewer-Dobson Zirkulation (Meridionale Dynamik/Strömungen)

Die globalskalige, meridional gerichtete *Brewer-Dobson Zirkulation* hat den größten Einfluss auf den globalen Gesamt ozonhaushalt. Die Theorie der Zirkulation wurde von Alan Brewer (1949) und Gordon Dobson (1956) entwickelt, um die seltsam anmutende Horizontalverteilung (2.2.1) des Ozons zu erklären. Anhand des photochemischen Prozesses sollten sich die größten Ozonkonzentrationen am Äquator und die kleinsten an den Polen finden, weil die, für die chemischen Reaktionen notwendige Sonnenenergie, am Äquator um ein vielfaches stärker als an den Polen ist. Am Äquator findet man in der Realität aber den geringsten und in den hohen Breiten den größten Gesamt ozongehalt.

Das meiste Ozon wird durch die hohe Einstrahlung zwar auch am Äquator gebildet, jedoch bewirkt die, durch die Einstrahlung verursachte Erwärmung, starke Konvektionsprozesse, welche die Tropopause durchdringen und sich bis in die Mesosphäre weiterbewegen. Dort teilt sich der aufwärts gerichtete Strom in zwei Zweige auf, einer in Richtung Nordpol und der andere in Richtung Südpol (Dobson u. a., 1929). An den Polen angekommen, kühlt die Luft schließlich ab und sinkt nach unten. Der Fluss ist hierbei deutlich stärker in Richtung Winterpol ausgeprägt, es herrscht also eine sehr starke jahreszeitliche Abhängigkeit von der Zirkulation vor. Ein Teil des Flusses, der zum Sommerpol fließt, steigt durch die weitere Erwärmung nämlich noch weiter auf und wird anschließend wieder zurück in Richtung Winterhemisphäre befördert (Breycha, 1996). Übers Jahr gemittelt ist der Strom aber stärker zur Nordhemisphäre gerichtet, was von den unterschiedlichen zonalen Zirkulationen der einzelnen Hemisphären rührt.

Dass dieses Strömungsmuster durch diabatische Hebung in den Tropen und diabatische Senkung an den Polen entsteht, konnte mithilfe von globalen Temperaturmessungen per Satellit verifiziert werden (z.B. Eluszkiewicz u. a., 1996; Rosenlof, 1995). Die diabatische Hebung in den Tropen wirkt also zusammen mit der diabatischen Abkühlung in den mittleren und hohen Breiten als „Schub“ welcher die Zirkulation antreibt, jedoch muss auch ein „Zug“ auf eine Zirkulation dieser Skala wirken (Haynes u. a., 1991). Aufgrund der Drehimpulsbilanz

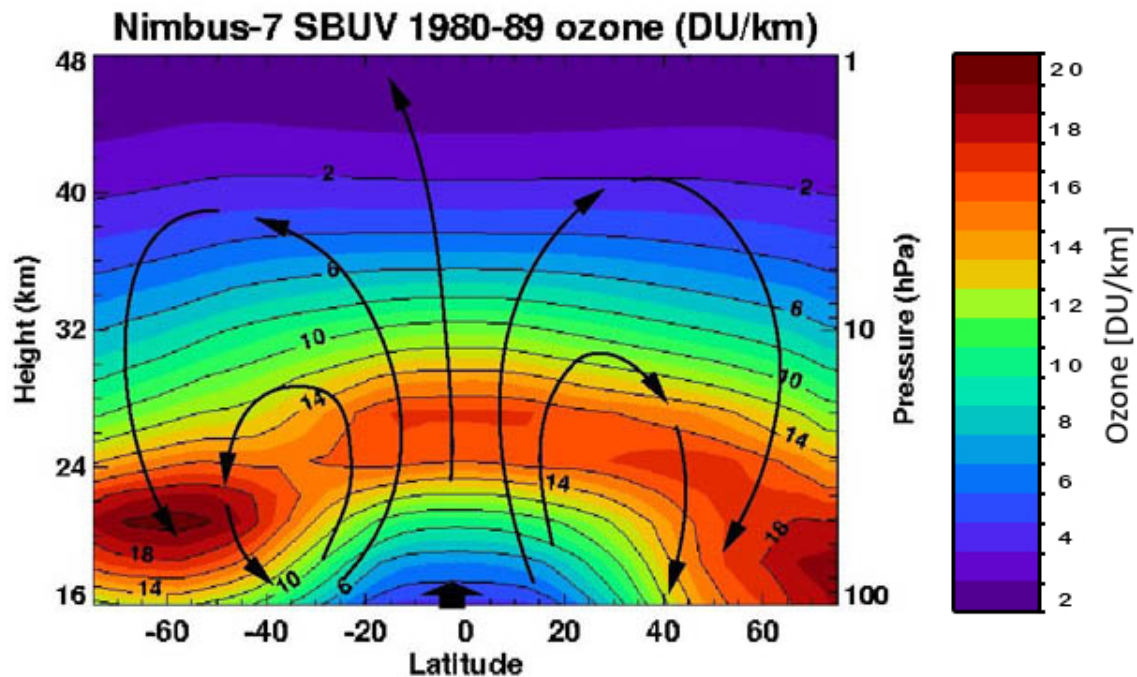


Abbildung 2.8: Schematische Darstellung der Brewer Dobson Zirkulation, zusammen mit dem mittleren meridionalen Gesamtzongehalts, gemessen mit NIMBUS-7. Abbildung von NASA.

kann keine Strömung Flächen mit Drehimpuls queren, solange keine Störungen durch Wellen und dadurch Reibung vorhanden ist. Der primäre Antrieb von stratosphärischen Zirkulationen mittleren Breiten ist Wellenreibung durch brechende Rossbywellen in der Winterhemisphäre, zusammen mit synoptischen Wellen in der unteren Stratosphäre. Reibung durch Schwerewellen, welche als Primärantrieb in der Mesosphäre fungiert, ist nur von zweitrangiger Bedeutung in der Stratosphäre. Diese Wellenreibung sorgt für eine Verlangsamung des Drehimpulses des zonalen Stroms und treibt somit Luftmassen polwärts, ein Prozess den Holton u. a. (1995) als „Extratropical Pump“ bezeichnet (Plumb u. Eluszkiewicz, 1999).

2.3.2 Dynamik an den Polen

Es gibt zwei Polarwirbel auf der Erde, einen rund um den Nordpol, den anderen rund um den Südpol. Die Polarwirbel sind stark ausgeprägte Tiefdruckgebiete in der oberen Troposphäre und in der Stratosphäre. Ein Polarwirbel ist durch den viel größeren Temperaturgradienten im Winter deutlich stärker ausgeprägt, als im Sommer. Im Winter sind Polarregionen, mittlere Breiten (und auch die Subtropen) aufgrund des Polarwirbels durch Barrieren potentieller Vorticity voneinander getrennt, es herrscht also wenig Luftmassenaustausch. In der jeweiligen Winterhemisphäre ist die Stratosphäre klar durch den Jetstream entlang der Polarfront bestimmt (Polarnacht-Jet), dieser weht ostwärts rund um den 60. Breitengrad in ca. 50 km Höhe und bildet den Rand des Polarwirbels. Die Struktur des Polarwirbels ist gut erforscht: durch die Abwesenheit der Sonneneinstrahlung kommt es während der polaren Nacht zu extrem tiefen Temperaturen, wodurch sich ein sehr stark ausgeprägtes Höhentief bildet. Durch den absteigenden Ast der Brewer-Dobson Zirkulation werden Ozon und andere

Spurengase über die Mesosphäre in den die untere polare Stratosphäre transportiert, wobei dies in viel größeren Ausmaß am Winterpol geschieht.

Der Polarwirbel und der Polarnacht-Jet sind in der Südhemisphäre generell deutlich stärker ausgeprägt, als in der Nordhemisphäre. Grund dafür ist die unterschiedliche topographische Beschaffenheit der beiden Hemisphären. Während die Nordhemisphäre von ca. 70° Nord ein Ozean umrandet von Landmassen, mit quer zur Strömung liegenden Gebirgen ist, ist die Südhemisphäre von rund 40° bis 70° Süd, wo die antarktische Küste beginnt, ein fast gänzlich von Landmassen freier Ozean. Dadurch ist die zonale Strömung des südlichen Polarwirbels deutlich weniger gestört, es kommt zu weniger Rossbywellenaktivität und somit zu einem symmetrischeren und viel kräftigeren Polarwirbel. Durch diese viel abgeschlosseneren Strömung und somit geringerem meridionalen Austausch können viel tiefere Temperaturen im Südpolarwirbel zustande kommen, als im Nordpolarwirbel. Dies allein sorgt rein dynamisch und abgesehen von chemischen Prozessen schon zu niedrigeren Ozonkonzentrationen in der Antarktis. Durch das Erreichen von extrem niedrigen Temperaturen in der Stratosphäre während des Südpolarwinters können sich PSCs bilden, welche bei dem Wiederaufgehen der Sonne im Frühjahr (September bis Oktober) jedes Jahr photochemische Prozesse auslösen, die zu extremem Ozonabbau und in Folge zum Ozonloch führen (siehe Abschnitt 2.1.2).

Im Gegensatz zur antarktischen Luftmasse, ist die arktische weniger stark isoliert und es gibt stärkeres diabatisches Absinken. Dadurch und da Wasser mehr Wärme speichern kann als Land, sind die Temperaturen im arktischen Wirbel höher, sodass sich PSCs nur in Ausnahmesituationen bilden können. Der Wirbel kann von Jahr zu Jahr und Monat zu Monat stark, oder schwach ausgeprägt sein. Ist er stark, hat er meist nur ein Zentrum und einen starken, klar abgrenzenden Polarjet. Ist er schwächer ausgeprägt, hat er oft mehrere Zentren welche in Bewegung sein können. Im Normalfall ist der Nordpolarwirbel eher schwach ausgeprägt, elongiert und besitzt zwei Zentren. Wie stark der Nordpolarwirbel ausgeprägt ist, gibt der Index der Arktischen Oszillation (AO, siehe 2.3.3) an. Brechende Rossbywellen, ausgelöst durch Landmassen und deren Gebirge, propagieren von der Troposphäre in die Stratosphäre und stören und verlangsamen die Westwindzirkulation des Polarwirbels. In extremen Fällen kann sich die Zirkulation auch auf Ost umkehren und der Wirbel völlig zusammenbrechen. Bricht der Wirbel völlig zusammen wird von einem Ereignis plötzlicher Stratosphärenenerwärmung (SSW) gesprochen, hierbei erwärmen sich die polaren stratosphärischen Luftmassen innerhalb weniger Tage um 30 bis 40 K. Dieses Ereignis, insbesondere ein verspätetes Eintreffen dessen, ist für das Gesamt Ozon über den nördlichen mittleren Breiten von großer Bedeutung. Typischerweise bricht der Polarwirbel zwischen März und Mai völlig zusammen, wobei sich der Wirbel auf Ost umkehrt. Dies wird als finaler Zusammenbruch bezeichnet und leitet den Jahreszeitenwechsel ein. Der Wirbel kann aber auch mitten im Winter aufbrechen, wobei man zwischen schwachen und starken Ereignissen unterscheidet. Bei starken Ereignissen ändert sich die Richtung des Westwindbandes bei 60° N auf Ost, dabei kann der gesamte Wirbel nach Süden verlagert, oder in mehrere kleinere Wirbel aufgespalten werden. Bei schwächeren Fällen von SSWs werden die Westwinde nur geschwächt und der Wirbel bricht nicht völlig zusammen (Butler u. a., 2017). Generalisieren kann man die Effekte des Aufbrechens des Polarwirbels nicht, da die Folgen jedes individuellen Zusammenbruchs stark variieren können. Das Zusammenbrechen des Polarwirbels verursacht, dass polare, kalte und ozonarme Luftmassen in mittlere Breiten (z.B. Europa, Nordamerika, etc.) verfrachtet werden, was für kurze Zeit zu extrem tiefen Ozonwerten führen kann. Treten hierbei besonders niedrige Werte auf, werden solche Phänomene als Mini-Ozonlöcher

bezeichnet. Löst sich der Wirbel verspätet auf, so bleibt die kalte Winterluftmasse am Pol bestehen, was den chemischen Ozonabbau weiter begünstigt, die nach Süden verfrachteten Luftmassen also noch ozonärmer sind (Newman u. a., 2003).

Die dynamischen Prozesse des Polarwirbels genau zu verstehen spielt eine entscheidende Rolle in der heutigen und zukünftigen Erforschung der Ab- und Zunahme des stratosphärischen Ozons über den nördlichen mittleren Breiten und damit Europa. Die Erforschung der komplexen polaren stratosphärischen Dynamik, welche große Einflüsse auf Ozon, chemischen Transport, tropische Konvektion und mesosphärische Prozesse haben, ist jedoch noch erst in den Anfängen. Dafür wären aber eine verfügbare Datenbank über plötzliche Stratosphärenerwärmungen und Modellentwicklungen notwendig.

2.3.3 Atmosphärische Oszillationen

Bestimmte großskalige atmosphärische Zirkulationen, die oft nicht mit dem Jahresgang sondern nur unregelmäßig oder alle paar Jahre auftreten, können das Gesamtozon über Europa beeinflussen. All diese Strömungen hängen dynamisch eng zusammen, werden aber im Folgenden einzeln beschrieben.

Quasi-zweijährige Oszillation (QBO)

Bei der quasi-zweijährigen Strömung (aus dem Englischen *quasi biennial oscillation*) handelt es sich um eine Schwingung des mittleren äquatorialen zonalen Stroms. Die QBO dominiert den mittleren zonalen Strom der unteren tropischen Stratosphäre, indem dieser in ihren Phasen über eine mittlere Dauer von ca. 28 Monaten zwischen Ost- und Westwinden schwankt. In größeren Höhen der tropischen Stratosphäre ist wiederum der Jahresgang dominant. Während der jeweiligen Phasen sinkt die Strömung nach und nach in die untere Stratosphäre ab, bis sich der zonale Strom umkehrt und die nächste Phase einleitet. Ihre Dauer und Intensität ist dabei länger und stärker während der Ostwindphase, dafür sinkt die Strömung schneller und regelmäßiger während der Westwindphase ab. Obwohl die QBO ein tropisches Phänomen ist, beeinflusst sie stratosphärische Strömungen von Pol zu Pol aufgrund ihres Einflusses auf extratropische Wellen. Wie genau die QBO entsteht ist noch nicht ganz geklärt, vermutet wird aber dass sie durch den konvektiven vertikalen Transport des Wärmeimpuls von der tropischen Troposphäre in die Stratosphäre durch Kelvin- und Rossbywellen entsteht. Für eine Beschleunigung nach Osten sind dabei Kelvinwellen mit einer Wellenzahl von 1 bis 2 und für eine Umkehr nach Westen Rossbywellen mit einer Wellenzahl von 4 verantwortlich (Frossard u. a., 2013).

Der Polarnacht-Jet um 60°N ist während der Westwindphase der QBO signifikant stärker ausgeprägt als während ihrer Ostwindphase, dafür ist der subtropische Jet um 30°N stärker während ihrer Ostwindphase (Holton u. Tan, 1982). Die QBO kann mit Episoden plötzlicher Stratosphärenerwärmungen in Verbindung gebracht werden, so treten diese schneller während ihrer Ostwindphase als während ihrer Westwindphase auf. Ereignisse plötzlicher Stratosphärenerwärmungen (SSWs) gehen mit dem Zusammenbrechen des Polarwirbels einher, das wiederum Ozonanomalien (sogar Mini-Ozonlöcher) in mittleren Breiten zur Folge haben kann. Ozonanomalien sind in hohen Breiten positiv und in mittleren Breiten negativ während der Ostwindphase der äquatorialen QBO auf 50 hPa, zumindest während dem nordhemisphärischen Winter (Holton u. Tan, 1980). Die QBO hat also indirekt, durch die Einflüsse auf dynamische Prozesse in der Arktis und SSWs, wie auch direkt dynamische

Einflüsse auf den Gesamtzongehalt in den nördlichen mittleren Breiten.

Gray u. Dunkerton (1990) können mittels numerischer Simulation zeigen, dass Gesamtzozon in den Tropen zeitgleich mit der dynamischen QBO oszilliert (mit Ozonmaximum kurz nach der Umkehr auf ihre Westwindphase). In den Subtropen bestimmt jedoch der Jahresgang das Gesamtzozon, wobei Anomalien mit Maximum im Frühling und Winter, welche gegengleich zur QBO auftreten, festgestellt werden können. Diese Anomalien rühren vermutlich aus dem Zusammenspiel der QBO und dem Jahresgang. Rieder u. a. (2013) stellen starke Einflüsse der QBO auf die Variabilität von Gesamtzozon für mittlere Breiten, besonders aber nahe der äquatorialen Breiten fest.

El Niño - Southern Oscillation (ENSO)

Ursprünglich diente El Niño als Definition für eine jährlich von Dezember bis Januar auftretende warme Meeresströmung an der Küste Perus und Ecuadors. Mit der Zeit wurde El Niño jedoch mehr und mehr mit den ungewöhnlich starken Erwärmungen der Meeresoberflächentemperaturen des mittleren und östlichen Pazifischen Ozeans, welche unregelmäßig alle zwei bis sieben Jahre auftreten, in Verbindung gebracht. Diese Erwärmungen sind die negative warme Phase der *El Niño Southern Oscillation* (kurz: ENSO), welche globale atmosphärische Strömungen verändert. Die Southern Oscillation bezeichnet das zur El Niño Meeresströmung korrespondierende atmosphärische Phänomen (Trenberth, 1997). ENSO besteht aus drei Phasen: der positiven warmen El Niño Phase, einer neutralen Phase und der negativen kalten La Niña Phase. Aktuell werden laut NOAA (2019) Abweichungen der Meeresoberflächentemperatur an einer bestimmten Messstelle im Pazifik über ± 0.5 °C als warme (El Niño) oder kalte ENSO Phase (La Niña) bezeichnet, sind die Abweichungen kleiner als ± 0.5 °C, befindet sich ENSO in der neutralen Phase.

Die ENSO Phasen beeinflussen maßgeblich stratosphärische Transportprozesse, wie die Hadley Zirkulation und die Entstehung von Rossbywellen in der Nordhemisphäre (z.B. Trenberth u. a., 1998), welche wiederum ein Aufbrechen des Polarwirbels verursachen können. Van Loon u. Labitzke (1987) assoziieren starke warme ENSO Ereignisse mit einem häufigen Auftreten von plötzlicher Stratosphärenenerwärmungen, eine neuere Studie von Butler u. Polvani (2011) zeigt jedoch eine ähnliche Frequenz von SSWs bei warmen und kalten ENSO Events, schreibt also beiden Phasen eine ähnliche Bedeutung für die Stratosphärendynamik zu. Rieder u. a. (2013) zeigen, dass beide ENSO Phasen signifikanten Einfluss auf Gesamtzozon in großen Bereichen der mittleren Breiten haben. Nämlich beeinflusst die ENSO den Transport ozonreicher Luft von den Tropen in die Extratropen, welcher von warmen ENSO Phasen verstärkt und bei kühlen abgeschwächt wird. Für Zentraleuropa können sie, wie auch vorangegangene Studien (Rieder u. a., 2011, 2010a), signifikante Einflüsse im Winter und Frühjahr auf Gesamtzozonzunahmen bei starken bis mittleren warmen ENSO Phasen nachweisen.

Nordatlantische Oszillation (NAO) und Arktische Oszillation (AO)

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) beschreibt die Differenz des Bodendrucks zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch und beeinflusst somit die Stärke und Richtung der Westwinddrift. In der positiven NAO Phase sind Azorenhoch und Islandtief stärker und in der negativen Phase schwächer ausgeprägt. Die Arktische Oszillation (AO) beschreibt die Bodendruckanomalien zwischen den hohen und den mittleren Breiten der Nordhemisphäre.

Sie hat keine bestimmte Periodizität, ist in ihrer positiven Phase durch starke Westwinde also einem wenig gestörten Jetstream und in ihrer negativen Phase durch schwächere Westwinde aufgrund starker Rossbywellen, welche arktische Luft weit nach Süden und warme Luft weit nach Norden schaufeln können, gekennzeichnet.

Die NAO und AO hängen eng zusammen und beeinflussen maßgeblich die troposphärische Meteorologie und stratosphärische Dynamik in der Nordhemisphäre. Die NAO beeinflusst Änderungen der Richtung und der Intensität des troposphärischen Jetstreams und beeinflusst somit den arktischen Polarwirbel, der wiederum einen starken Einfluss auf die Gesamtozonsäule hat (Frossard u. a., 2013; Orsolini u. Limpasuvan, 2001). Frossard u. a. (2013); Rieder u. a. (2013) finden mit einem NAO-Index nach Hurrell (2009) signifikante Ozonzunahmen während positiver und Ozonabnahmen während negativer NAO Phasen für große Bereiche der nördlichen mittleren Breiten für die Frühlings- und Wintermonate.

2.4 Weitere Einflüsse auf stratosphärisches Ozon

Wir haben bereits besprochen, welche großen Einflüsse chemische und dynamische Prozesse in der Stratosphäre auf die Verteilung und Konzentration von Ozon haben, es gibt aber noch weitere Einflussfaktoren, die eine nicht unwesentliche Rolle spielen und deshalb bei der Datenaufbereitung (Kapitel 3.3) berücksichtigt werden müssen.

Von allen beschriebenen Einflussfaktoren des Gesamtozons in mittleren Breiten (EESC, ENSO, NAO, AO, QBO, Sonnenzyklus und Vulkanausbrüchen) dominieren die, unten beschriebenen Faktoren EESC und der Sonnenzyklus, die Ozonvariabilität (Rieder u. a., 2013).

2.4.1 Der Sonnenzyklus

Stratosphärisches Ozon wird direkt unter dem Einfluss solarer UV-Strahlung gebildet, daraus folgt der triviale Schluss, dass mit mehr Sonneneinstrahlung auch mehr Ozon gebildet wird. Die Bestrahlungsstärke der Sonne variiert durch die Anzahl ihrer Sonnenflecken nahezu periodisch alle 11 Jahre, die UV-Bestrahlungsstärke schwankt dabei mit einer Amplitude von 6 bis 8 % zwischen Maximum und Minimum (Chandra u. McPeters, 1994). Der Zyklus wurde bereits 1843 entdeckt und ist gut dokumentiert. Ergebnisse mehrerer Studien zeigen, dass ca. 2 % der Variabilität von Gesamtozon in mittleren Breiten durch den Einfluss des Sonnenzyklus erklärt werden können, Langzeittrends der letzten Jahrzehnte jedoch nicht (Chandra u. McPeters, 1994; Frossard u. a., 2013). Für die Erfassung der Leistung der solaren UV Strahlung wird oft die einkommende Sonnenstrahlung bei 10.7 cm Wellenlänge (F10.7) herangezogen (Fahey u. Hegglin, 2011), welche in Abb. 2.9 von 1947 bis 2016 dargestellt ist.

2.4.2 Vulkanausbrüche und Waldbrände

Durch heftige Vulkanausbrüche können große Mengen an Vulkangasen (unter Anderem SO_2 und H_2S) in die Stratosphäre gelangen. Die Partikel gelangen windabwärts des Vulkans in die Stratosphäre und werden dann von stratosphärischen Winden über die gesamte Hemisphäre oder sogar global verteilt. Durch diese schwefelhaltigen Gase entstehen Schwefelaerosole, welche wiederum heterogene chemische Reaktionen für PSCs begünstigen, also den Ozonabbau verstärken. Außerdem absorbieren die Schwefelaerosole Infrarotstrahlung, was zu höheren

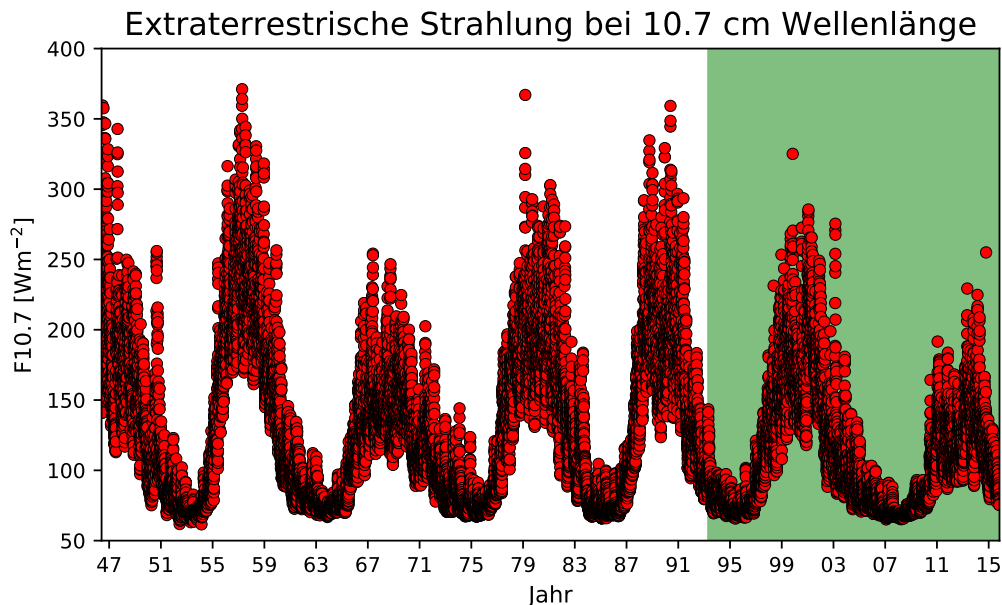


Abbildung 2.9: Der elfjährige Sonnenzyklus veranschaulicht durch die gemessene Sonnenstrahlung am Oberrand der Atmosphäre bei 10.7 cm Wellenlänge von 1947 bis 2016. In grün unterlegt ist der für diese Arbeit relevante Zeitraum. Der Datensatz stammt von NASA (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>) und ist derselbe der auch bei den Trendberechnungen (siehe Kapitel 3.3) verwendet wird.

Temperaturen in der unteren Stratosphäre führt und ebenso den Ozonabbau begünstigt (Rieder u. a., 2013).

Beobachtungen und Versuche haben gezeigt, dass chemische Reaktionen auf den Oberflächen von vulkanischen Partikeln, aus denen Chlormonoxid (ClO) resultiert, den Ozonabbau beschleunigen können. Durch die erhöhte Konzentration von anthropogenem Chlor in der Stratosphäre (EESC) wird der Abbau stark begünstigt. So konnte nach den großen Ausbrüchen des El Chichón (1982) und Pinatubo (1991) global eine höhere Abbaurate von stratosphärischem Ozon nachgewiesen werden, während der EESC Gehalt bei der Agung Eruption 1963 zu gering war, um starken Ozonabbau auszulösen. Die Aschewolken von Vulkanausbrüchen befördern selbst eine große Menge von Chlorhalogenen in der Form von HCl in die Atmosphäre. Chlorwasserstoff (HCl) wird in der Atmosphäre in Chlormonoxid (ClO) umgewandelt, welches stark Ozon abbaut. Da in den Aschewolken aber auch eine Menge von Wasserdampf vorhanden ist, werden die Chlorwasserstoffe zumeist abgebaut bevor sie in die Stratosphäre gelangen. Der Ozonabbau durch Chlorwasserstoff infolge von Vulkanausbrüchen ist also sehr klein im Vergleich zum Ozonabbau durch Chlor aus anthropogenen Quellen, dadurch kann man (unter Anderem) ausschließen, dass der starke Ozonabbau der letzten Jahrzehnte von Vulkanausbrüchen ausgelöst wurde (Fahey u. Hegglin, 2011).

Eine Vielzahl von Studien zeigt, dass die Ausbrüche von El Chichón und Pinatubo stark signifikante, negative Einflüsse auf den Gesamtzongehalt der nördlichen mittleren Breiten haben (Fioletov u. a., 2002; Harris u. a., 2008; Mäder u. a., 2007; Rieder u. a., 2011, 2010a; Staehelin u. a., 1998; Wohltmann u. a., 2007).

2.4.3 Äquivalent effektives stratosphärisches Chlor (EESC)

Ozonabbauende Substanzen (ODS) beschreiben eine Vielzahl von anthropogenen Substanzen in der Stratosphäre, welche das Potential haben Ozon chemisch abzubauen. Hauptsächlich bestehen ODS aus chlor- und bromhaltigen Chemikalien, die eine extrem lange Lebensdauer in der Atmosphäre haben. Der Parameter EESC steht für *Equivalent Effective Stratospheric Chlorine*, übersetzt äquivalent effektives stratosphärisches Chlor. EESC ist ein Messwert, der ODS inklusive Transitzeit in die Stratosphäre auf das größere Ozonabbaupotential von Brom im Vergleich zu Chlor mit einem konstanten Faktor α summiert. Außerdem sind die unterschiedlichen Raten in denen Chlor und Brom in der Stratosphäre freigesetzt werden über den Faktor f miteinbezogen. Newman u. a. (2007) definiert EESC als eine Funktion der Zeit als

$$EESC(t) = a \left(\sum_{Cl} n_i f_i \rho_i + \alpha \sum_{Br} n_i f_i \rho_i \right) \quad (2.15)$$

wobei n die Anzahl der Chlor-, bzw. Bromatome eines Gasgemisches i , f die Freisetzungsrate von den Halogenen in der Stratosphäre und ρ das Mischungsverhältnis des Gases i in der Stratosphäre bezeichnen. a kann dabei ein willkürlicher Wert oder die anteilige Freisetzungsrate von CFC-11 in der Stratosphäre sein. Harris u. a. (2014) definieren EESC als „Die Summe von zeitabhängigem Chlor und Brom, abgeleitet von dem Vorliegen troposphärischer ODS, auf deren Ozonabbaupotential in der Stratosphäre gewichtet“. Wie Frossard u. a. (2013) in

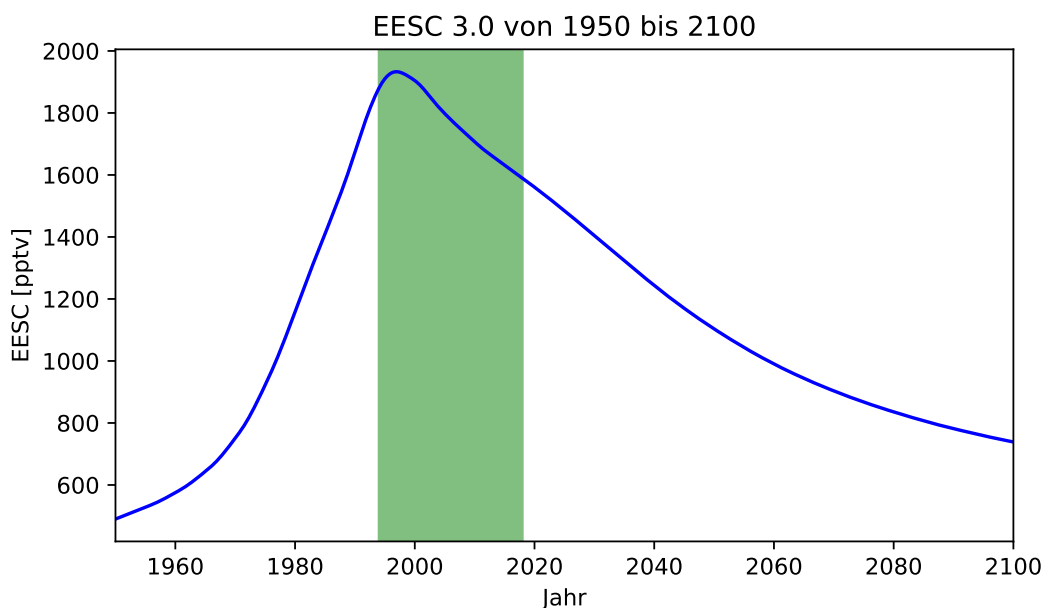


Abbildung 2.10: Der von der WMO modellierte EESC 3.0 Datensatz, welcher in dieser Arbeit für die Berechnungen verwendet wurde. Die Werte wurden von 1950 bis 2100 modelliert, der für die Arbeit relevante Zeitraum ist in grün unterlegt.

einer Sensitivitätsanalyse zeigen, ist EESC die bedeutendste Einflussgröße für Gesamt Ozon in nördlichen mittleren Breiten und hat im gesamten Bereich signifikante negative Einflüsse.

In dieser Arbeit wird der von 1950 bis 2100 modellierte *EESC 3.0* Datensatz der WMO verwendet (Abb. 2.10). Wie man sehen kann, ist der EESC Wert in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts drastisch angestiegen und erst seit Mitte der 1990er Jahre, dank des Montrealer Protokolls, wieder am sinken.

2.5 Stand des Wissens

Dank des 1987 unterzeichneten Montrealer Protokolls werden ozonabbauende Substanzen seit den 1990er Jahren nicht mehr produziert. Die Chlor- und Bromkonzentrationen in der Stratosphäre sind seit den späten 1990er Jahren langsam aber stetig am sinken. Die Abnahme ist jedoch deutlich langsamer als einst angenommen, die Chlorkonzentration in der Stratosphäre wird schätzungsweise erst in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts wieder Werte der 1980er annehmen (WMO, 2018). Der Abbau von Trichlorfluormethan (CFC-11) hat den zweitgrößten Beitrag im Chlorabbau seit den 1990er Jahren geleistet. Es ist trotzdem immer noch für ein Viertel des Chlors, welches die Stratosphäre erreicht, verantwortlich, die Erholung der Ozonschicht ist also von einer weiterführenden Reduktion des CFC-11 abhängig. Montzka u. a. (2018) zeigen dass die Abnahme von CFC-11 zwischen 2002 und 2012 konstant war, seit 2012 aber um 50 % verlangsamt stattfindet. Modellanalysen mit diesen Erkenntnissen deuten auf einen Anstieg der Emissionen um 13 ± 5 Gigagramm ($+25 \pm 13$ %) pro Jahr seit 2012 und das obwohl die gemeldete Produktion seit 2006 quasi Null ist. Es wird eine nicht gemeldete Neuproduktion, die ein direkter Verstoß gegen das Montreal Protokoll ist, vermutet. Trotz dieser Erkenntnisse funktioniert das Montrealer Protokoll immer noch und ODS nehmen weiterhin ab, eine weitere Zerstörung der Ozonschicht wird so verhindert. Seit ca. 2000 fluktuiert Gesamtozon global auf recht niedrigen Werten, erste Erholungen der Ozonschicht können laut WMO (2018) bereits in der oberen Stratosphäre in rund 40 km Höhe identifiziert werden. In etwa die Hälfte des beobachteten Ozonanstiegs in der oberen Stratosphäre seit den späten 1990er Jahren kann laut Modellsimulationen der Abnahme von ODS zugeschrieben werden. Die andere Hälfte rührt aus einer Abkühlung der oberen Stratosphäre, ausgelöst durch den Anstieg der Treibhausgasemissionen. Durch die Abnahme von EESC um 15 % seit 1997 wird ein Anstieg des Gesamtozons erwartet. Nach WMO (2018) ist dieser Anstieg jedoch nur klein (1 % pro Jahrzehnt), besonders wenn man ihn mit der jährlichen Variabilität von Gesamtozon (rund 5 %) vergleicht. Trends von stratosphärischem Ozon während dieses langsamen ODS Rückganges zu identifizieren und zu evaluieren ist also durch die verglichen große natürliche Ozonvariabilität und die zusätzlichen Einflussfaktoren durch den Klimawandel sehr schwer.

Der Gesamtozondatensatz vom Österreichischen Sonnblick Observatorium wird in Fitzka u. a. (2014) auf Trends und Extremwerte für den Zeitraum 1994-2011 untersucht. Die Studie stellt eine große jährliche Variabilität fest, es kann aber auch ein kleiner, signifikanter und positiver Trend um +2 % pro Jahrzehnt identifiziert werden. Der beobachtete Trend weist eine eindeutige Vertikalstruktur auf, so wird ein fortgesetzter Ozonrückgang bzw. keine Veränderung in der oberen Stratosphäre gefunden, der aber durch Ozonanstieg in der unteren Stratosphäre überkompensiert wird. Die obere Stratosphäre wird von chemischen Prozessen dominiert, dass also genau hier eine Abnahme gefunden wird ist auffallend, besonders wenn man beachtet, dass andere Studien genau hier einen Anstieg verzeichnen können (Harris u. a., 2008; Steinbrecht u. a., 2009; Zanis u. a., 2006). An dieser Stelle sei erwähnt, dass die ausgewählte Untersuchungsperiode große Einflüsse auf Trenduntersuchungen von

Gesamtozon und vertikalen Ozonprofilen hat, was vermutlich daher rührt, dass die Trends hauptsächlich durch Extremereignisse bestimmt sind.

Rieder u. a. (2010b) beschäftigen sich mit einer ähnlichen Methode um Trends im Gesamtozon und dynamische Einflussfaktoren zu identifizieren, analysieren jedoch den Gesamtozondatensatz von Arosa (Schweiz). Einen Großteil der Variabilität und dem Trend von Gesamtozon können sie den auftretenden Extremereignissen zuordnen. Durch *Fingerprint Analyse* zeigen sie, dass dynamische Einflussfaktoren eine deutlich größere Wirkung auf Gesamtozon haben, als von früheren Studien angenommen (z.B. Appenzeller u. a., 2000; Brönnimann u. a., 2004; Orsolini u. Limpasuvan, 2001) und dass schon moderate ENSO und NAO Ereignisse signifikanten Einfluss auf Gesamtozon haben. Wie bei Fitzka u. a. (2014) findet auch Rieder u. a. (2010b) stark reduzierte Trends, wenn man Extremereignisse von der Zeitreihe entfernt. Hochozon-Ereignisse treten typischerweise bei Advektion ozonreicher Luftmassen aus der unteren Stratosphäre aus dem Norden, zusammen mit Advektion ozonreicher Luftmassen aus der mittleren Stratosphäre auf. Tiefozon-Ereignisse treten bei Südwinden mit Advektion ozonarmer Luft aus dem Bereich des subtropischen Jets, zusammen mit Advektion ozonarmer Luftmassen aus der polaren mittleren Stratosphäre.

3 Datengrundlage und Methodik

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten von Gesamt ozon und vertikalen Ozonprofilen stammen, sofern nicht anders angeführt, vom Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität für Bodenkultur Wien (BOKU-Met). Finanziert durch das *Bundesministerium für Landwirtschaft, Regionen und Tourismus (BMLRT)* - ehemals *Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW)* - misst die Arbeitsgruppe „UV-Strahlung und Gesamt ozon“ des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität für Bodenkultur seit 1994 kontinuierlich Gesamt ozon mit einem Brewer MkIV Spektrophotometer am Standort Hoher Sonnblick im Auftrag des Projekts *STRATO-UV* und dessen Vorgängerprojekte.

3.1 Messstandort Hoher Sonnblick

Zur Bestimmung von Gesamt ozon misst ein bodengestütztes Messinstrument die Absorption der UV-Strahlung durch die Atmosphäre für zwei verschiedene Wellenlängen. Die Mehrheit des Gesamt ozons befindet sich zwar in der Stratosphäre, jedoch gibt es auch einen troposphärischen Anteil von ca. 10 %. Weil sich dieser troposphärische Anteil des Ozons fast ausschließlich in der bodennahen Grenzschicht befindet, weil bodengestützte Ozonmessungen stark von Luftverunreinigungen durch Aerosole beeinflusst werden und die Luft im Hochgebirge viel reiner ist als in tiefen Lagen, hat es mehrere Vorteile stratosphärisches Ozon auf einem hoch gelegenen Standort zu messen. Aus diesem Grund wurde das Sonnblick Observatorium 1993 als Standort für die erste und bis jetzt einzige Ozonmessstation in Österreich ausgewählt. Der Hohe Sonnblick ist ein 3106 m hoher Gipfel der Goldberggruppe in den Hohe Tauern. Er befindet sich auf 47°03'N und 12°57'E im Salzburger Pongau an der Grenze zu Kärnten. Der auffällige, pyramidenförmige Gipfel ist zum Süden hin vergletschert und im Norden von einer steilen Felswand abgegrenzt. Auf dem Gipfel befindet sich die Zittelhaus Schutzhütte und das Sonnblick Observatorium, das als Basis aller Messstationen dient (siehe Abbildung 3.1).

Die Anfänge des Observatoriums finden sich im Bergbau, aufgrund dessen gab es nämlich eine gut ausgebaute Infrastruktur in der Gegend (Goldberggruppe) und das Observatorium konnte im Jahr 1886 von der Zentralanstalt errichtet werden. Seit seiner Erbauung ist das Observatorium, bis auf wenige Tage durchgehend besetzt und erwies sich als bahnbrechende Forschungsstation³. Heute wird am Sonnblick Observatorium Forschung in den Bereichen Ozon, atmosphärischer Strahlung, Schadstoffmonitoring, Aerosolmessungen, Luftreinheit, Saharastaubprognosen, Eisdeposition, Schneechemie und Glaziologie betrieben.

Die Nachteile eines so exponierten Messortes, ganz abgesehen von der langen und komplizierten Anreise für die kontinuierliche Betreuung und Kalibrierung des Instruments, sind die oft sehr rauen Witterungen. Extrem hohe Windgeschwindigkeiten z.B. bei Föhnwetterlagen,

³Nähere Informationen zum Sonnblick Observatorium kann man unter <https://www.sonnblick.net/de/> und im sehr empfehlenswerten Buch „Labor über den Wolken“ von Böhm u. a. (2011) finden.



Abbildung 3.1: Der Hohe Sonnblick mit dem 1886 eröffneten Sonnblick Observatorium auf 3106 m. Gut zu sehen ist die südliche Messterrasse (Metallgerüst oben mittig) und die Zufahrt der Seilbahn (rechts unten). Foto: Rauter D.

extreme UV-Einstrahlung, extrem tiefe Temperaturen im Winter und vermehrte Blitzeinschläge im Sommer, all dem müssen das Instrument und diverse Verbindungskabel standhalten. In den Wintermonaten muss das Gerät oft von den großen Schneemengen freigeschaufelt werden, oder von teils starken Rauhreifansätzen befreit werden. Das ständig anwesende Beobachtungspersonal kann nötige Instrumentenbetreuung und kleinere Reparaturarbeiten übernehmen. Diese Arbeiten reichen vom notwendigen täglichen Putzen der optischen Eingänge, dem mühsamen Schneeschaukeln bis zu kleinen Reparaturarbeiten Geräts und des Kontrollcomputers.

Die Meteorologin Inge Dirmhirn war eine Pionierin in Hochgebirgs- und Strahlungsmeteorologie. Während ihrer Tätigkeit als Professorin an der Universität für Bodenkultur rief sie das Projekt *StratoUV* am Sonnblick ins Leben, indem im Jahr 1993 das Brewer MkIV #93 Spektrophotometer am Hohen Sonnblick installiert und 1994 in Betrieb genommen wurde, welches bis heute kontinuierlich Daten liefert.

3.2 Instrument und Messmethodik

Ozon kann indirekt mittels Fernerkundungsmethoden, oder direkt luftchemisch gemessen werden. Bei direkten Messmethoden misst man die chemischen Bestandteile der Luft, was kompliziert und teuer ist, da die Messgeräte mittels Ballone in sehr große Höhen gebracht

werden müssen. Fernerkundungsmethoden dagegen beruhen auf der Methode der differentiellen Absorption (*differential optical absorption spectroscopy*, DOAS). Hierbei wird die Eigenschaft von Spurengasen (z.B. Ozon), bei verschiedenen Wellenlängen unterschiedlich stark UV-Strahlung zu absorbieren, genutzt. Bei DOAS-Methoden unterscheidet man zwischen direkten und indirekten Verfahren und bei direkten DOAS-Methoden unterscheidet man zwischen passiven Geräten - welche die Sonne als Strahlungsquelle benötigen - und aktiven Geräten - welche eine eigene Strahlungsquelle installiert haben. Bei indirektem DOAS misst man die vom Spurengas beeinflusste UV-Strahlung in verschiedenen Wellenlängen. Hier unterscheidet man wieder zwischen satellitengestützten und bodengestützten Methoden, zu Letzteren das Brewer und das Dobson Spektrophotometer zählen.

Diese bodengestützten Geräte messen die Bestrahlungsstärke der einkommenden Sonnenstrahlung für zwei Wellenlängen im UV, untersuchen und verglichen diese (DOAS). Ozon absorbiert stärker in kurzen als in langen UV-Wellenlängen, so kann man über das Absorptionsspektrum die Gesamtozonsäule in der Atmosphäre über dem Gerät berechnen (Dobson, 1968). Das erste Gerät dieser Art war das, in den 1930er Jahren entwickelte, Dobson Spektrophotometer. Für die Selektion der einzelnen Wellenlängen werden Quarzglasprismen verwendet und zur Erfassung der relativen Intensitäten wurden damals fotografische Platten verwendet (heute passiert die Aufzeichnung digital über serielle Schnittstelle und Computer). In den Siebzigerjahren, nach der Publikation von Molina u. Rowland (1974) haben Gesamtozommessungen stark an Bedeutung gewonnen, deswegen wurden neuere und genauere Geräte wie das Brewer Spektrophotometer entwickelt, welches heute weltweit eingesetzt wird⁴.

3.2.1 Brewer MkIV #93 Spektrophotometer

Das Brewer Instrument basiert auf derselben Messmethode wie das Dobson Gerät, benutzt jedoch holographische Gitter anstatt Quarzglasprismen für die spektrale Zerlegung des Sonnenlichts, außerdem läuft das Gerät über die dazugehörige Gerätesoftware voll automatisiert, seriell über einen PC gesteuert. Das Gerät wurde als Teil des *Global Atmospheric Watch (GAW)* Programms der *World Meteorological Organization (WMO)* von *Environment Canada* erzeugt. Es wurde speziell für höchstgenaue kontinuierliche Langzeitmessungen entwickelt.

Seit 1993 steht das, von BOKU-Met betriebene, #93 Brewer MkIV Spektrophotometer auf der Südterrasse des Sonnblick Observatoriums auf 3106 m. Das Herzstück des Instruments bildet ein modifizierter Ebert f/6 Einfachmonochromator, ausgestattet mit holographischen Gittern (1200 Linien pro Millimeter). Der messbare Wellenlängenbereich liegt zwischen 286.5 und 363.0 nm mit einer Schrittweite von 0.6 nm, für Ozonmessungen (und SO₂ Messungen) werden die Wellenlängen 303.2, 306.3, 310.0, 313.5, 316.8 und 320.0 nm verwendet. Der Monochromator ist in einem witterungsbeständigen Gehäuse, welches auf einem - ebenso wetterfesten - Suntracker sitzt (SCI-TEC, 1995). Gesteuert von der Gerätesoftware am Kontrollcomputer, dem Suntracker und einem drehbaren Prisma am optischen Eingang hinter einem, um 45° geneigten Quarzglasfenster, kann das Gerät in den gesamten Halbraum messen. So kann das Gerät den Sonnenstand genau verfolgen und Messungen direkt in die Sonne machen (*Direktmessungen*) und bei diffusem Wetter in den Zenit messen (*Zenitmessungen*). Zusätzlich befindet sich auf der Oberseite des Geräts eine Quarzglaskuppel mit Diffusor (globaler Messeingang), mit dem das Gerät auch die spektrale UV-Strahlung messen kann

⁴Weltweites Brewer Netzwerk: <http://kippzonen-brewer.com/community/brewer-map/>

(siehe Abb. 3.2). Im Inneren des Geräts befinden sich zwei Lampen, eine Wolfram-Halogen Lampe (*Standardlampe*) um die optische Stabilität zu überprüfen und eine Quecksilberdampfampe (*Hg-Lampe*) um Wellenlängenkalibration durchzuführen. Beide Tests werden planmäßig mehrere Male pro Tag im Rahmen des automatischen Modus der operationellen Gerätesoftware durchgeführt.



Abbildung 3.2: Das #93 Brewer MkIV Spektrophotometer am Hohen Sonnblick. Man sieht die Quarzglaskuppel mit dem Messeingang für spektrale UV-Messungen und die 45° geneigte Quarzglasscheibe mit dem Messeingang für Direktmessungen, Zenitmessungen und Umkehrmessungen. Fotos von Matthias Daxbacher, ZAMG.

Messungen von vertikalen Ozonprofilen durch die Umkehrmethode

Den Umkehreffekt kann man anhand von Messungen der UV-Strahlung mittels Spektrophotometer beobachten. Dabei werden die Strahlungsintensitäten zweier unterschiedlicher Wellenlängen im UV im Himmelszenit bei tief stehender Sonne gemessen. Die kürzere der beiden Wellenlängen (I) wird dabei stärker von Ozon absorbiert als die Längere (I'). Plottet man den Logarithmus des Verhältnisses der beiden Intensitäten ($\log(I/I')$) gegen den Sonnenzenitwinkel, so sieht man, dass dieses kontinuierlich abnimmt, bis es ein Minimum bei ca. 85° erreicht (wenn die gemessenen Wellenlängen 311.4 und 332.4 nm sind). Mit weiter steigenden Zenitwinkel nimmt das Verhältnis jedoch wieder zu. Götze (1931) bezeichnet dieses Phänomen als Umkehreffekt, was in Abb. 3.3 veranschaulicht ist.

Unter der Annahme, dass Licht nur einmal in der Atmosphäre gestreut wird (effektive Streuhöhe), ein bodengestütztes Messinstrument dadurch also immer einen Beitrag des von oben nach unten gestreuten Lichts misst und dem Wissen aus früheren Messungen, dass Ozon ein klar ausgeprägtes Maximum in der Atmosphäre rund um 20 km hat, beschreiben Götze, Meetham, u. Dobson (1934) den Umkehreffekt wie folgt: Die Menge des gestreuten Anteils des Lichts welches das Instrument misst, hängt einerseits (a) von der vorhandenen Anzahl der Luftmoleküle in einer Höhe, der Streuung an diesen und andererseits (b) von der Absorption von Ozon an den Luftmolekülen vor und nach der Streuung ab. Die Effekte

von (a) und (b) gelten für alle Sonnenzenitwinkel. Mit zunehmender Höhe wird die Luft in der Atmosphäre dünner, am Messgerät kommt also weniger Licht beigetragen vom Effekt (a) an. Das ankommende Licht, beigetragen von Effekt (b) nimmt jedoch mit zunehmender Höhe zu, da der diagonale, längere Pfad des Lichts abnimmt und der vertikale, kürzere Weg zunimmt. Insgesamt muss Licht, das weiter oben gestreut wird also einen kürzeren Weg in der Atmosphäre zurücklegen als Licht, das weiter unten gestreut wird. Beide Effekte sind in Abb. 3.4 dargestellt. Es lässt sich eine *effektive Streuhöhe* bestimmen, welche mit proportional dem Absorptionskoeffizienten des Ozons und dem Sonnenzenitwinkel ansteigt. Die effektive Streuhöhe muss für eine kürzere Wellenlänge (I) immer höher sein als für eine Längere (I'), da die kürzere Wellenlänge stärker von Ozon absorbiert wird. Nähert sich die Sonne dem Horizont nehmen beide Intensitäten ab, wobei I schneller sinkt als I' , so nimmt auch das Verhältnis I/I' ab. Gerät jedoch bei noch tiefer stehender Sonne die effektive Streuhöhe von I über das Ozonmaximum, so sinkt I langsamer als I' , da nun die Absorption durch das Ozon hauptsächlich auf dem vertikalen Weg des Lichts (v) und

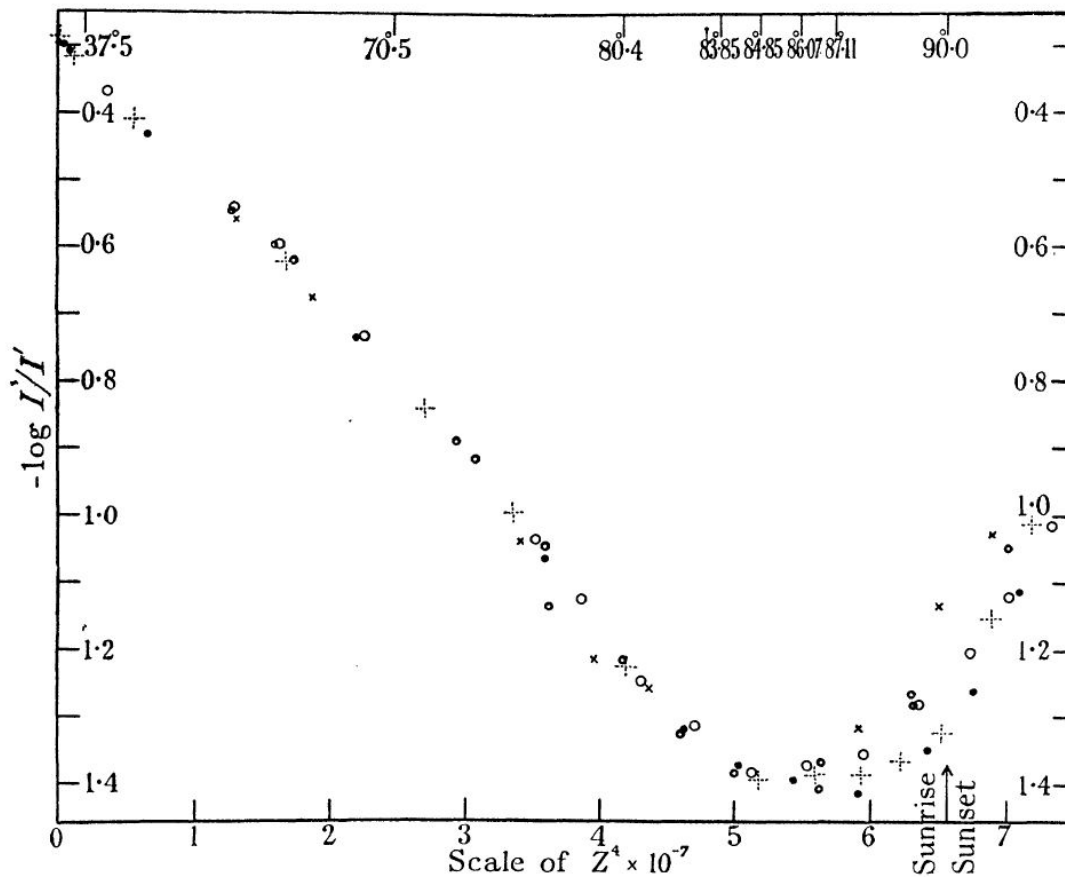


Abbildung 3.3: Der Umkehreffekt illustriert durch das negative, logarithmische Verhältnis zweier Intensitäten im UV aufgetragen gegen die vierte Potenz des Sonnenzenitwinkels. Die hohe Potenz des Zenitwinkels dient der besseren Veranschaulichung des Plots, da es die Werte bei niedrigen Sonnenständen aufspreizt. Abbildung aus Götz u. a. (1934).

nicht mehr auf dem Diagonalen (d) passiert. Das Verhältnis I/I' nimmt also wieder zu, bis schließlich auch die effektive Stauhöhe von I' über dem Ozonmaximum ist und das Verhältnis nunmals abnimmt. Dies geschieht bei allen, von einem Spektrometer messbaren Wellenlängenpaaren erst nachdem die Sonne unter dem Horizont verschwunden ist (Mateer, 1964).

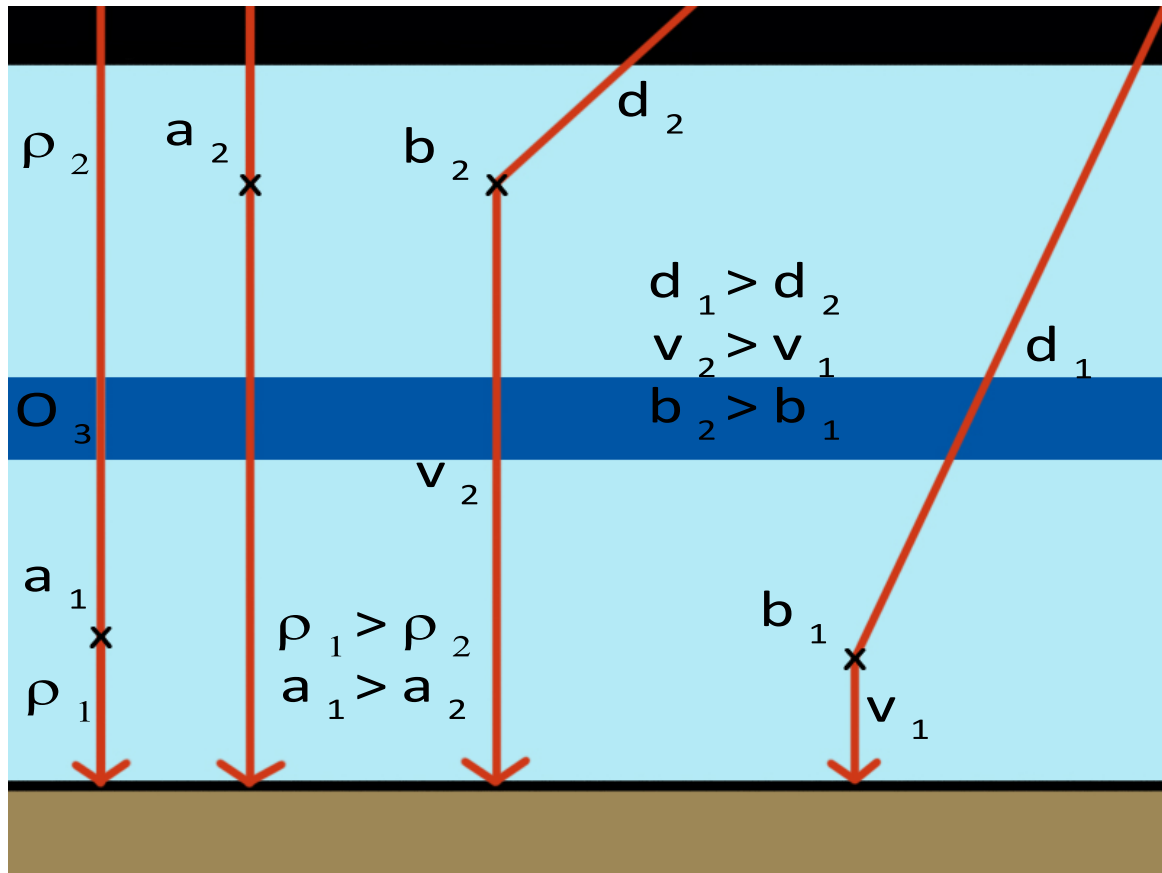


Abbildung 3.4: Das nach unten gestreute Licht, was durch die Effekte (a) und (b) am Boden gemessen wird, dargestellt für 2 verschiedene Höhen. Effekt (a) nimmt mit der Höhe aufgrund der abnehmenden Dichte der Luftmoleküle ($\rho_1 > \rho_2$) ab und Effekt (b) nimmt mit der Höhe aufgrund des kürzeren diagonalen Weges ($d_2 < d_1$) des Lichts durch die Ozonschicht (dunkelblau hinterlegt) zu.

X = Streuung des Lichts (effektive Stauhöhe).

v = vertikaler Weg des gestreuten Lichts.

d = diagonaler Weg des Lichts.

ρ = Dichte der Luft.

Da der Umkehrreffekt nur bei sehr flach stehender Sonne auftritt, kann das Brewer Spektrophotometer nur bei Sonnenauf und Sonnenuntergang Umkehrmessungen durchführen. Um diese Messungen umzusetzen muss das Instrument abwechselnd Direktmessungen in die Sonne (auch wenn diese bereits hinter dem Horizont verschwunden ist) und in den Himmelszenit messen.

3.3 Datenaufbereitung

Die Daten der Ozonwerte müssen vor der Trend- und Extremwertberechnung erst präpariert werden. Das Brewer MkIV Spektrophotometer operiert mit Messungen direkt in die Sonne (Direktmessungen) und den Zenit (Zenitmessungen) für die Erfassung des Gesamt ozonegehalts. Vertikale Ozonprofile werden mittels Umkehrmethode gemessen.

Die operationelle Software, welche das Gerät laufend vom PC aus steuert, gibt bereits Gesamt ozon-Tagesmittelwerte in Dobson Units (DU) - berechnet aus den jeweiligen Zenit- und Direktmessungen - aus. Abhängig von der Witterung (z.B. Bewölkung) kann das Gerät oftmals keine Direktmessungen machen, weswegen Messungen in den Himmelszenit durchgeführt werden müssen. Direktmessungen sind wesentlich genauer, weswegen diese bevorzugt werden. Ozontagesmittelwerte, berechnet aus Direktmessungen, werden daher denen, berechnet aus Zenitmessungen, bevorzugt. Existieren beispielsweise an einem Tag 30 Zenitmessungen und nur fünf Direktmessungen, bevorzugt die Software den Mittelwert aus den Direktmessungen. Des weiteren werden die Tagesmittelwerte von beiden Messmethoden auf Standardabweichung untersucht: haben die Messwerte eine höhere Standardabweichung als 5 DU, so wird der Tageswert vom Datensatz exkludiert. Dieses Prozedere ist notwendig um eine hohe Qualität des Datensatzes zu erhalten, jedoch kann dieser dadurch, besonders bei langanhaltenden Schlechtwetterphasen, lückenhaft werden (siehe Gesamt ozon-Zeitreihe in Abb. 3.5).

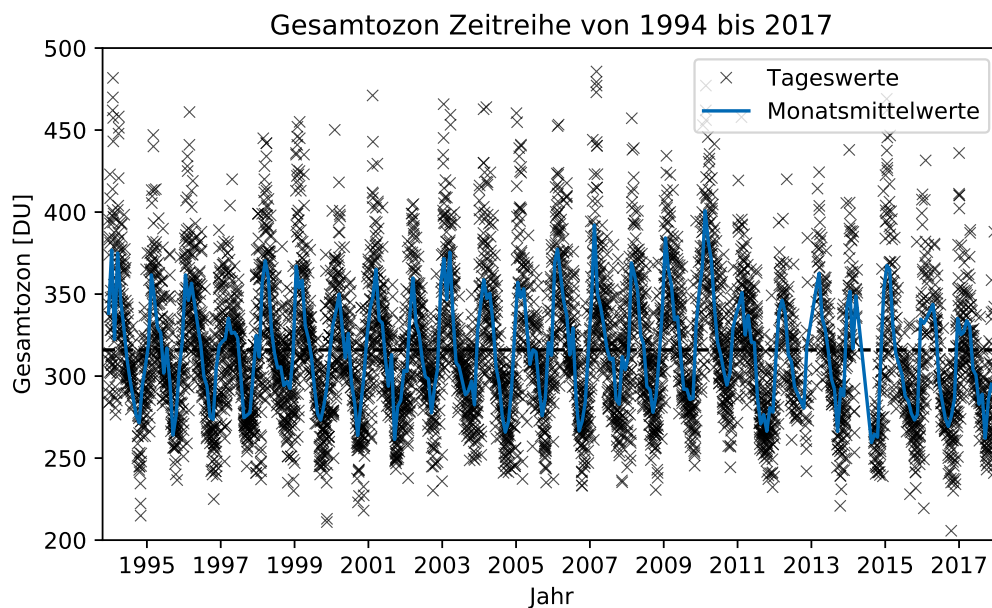


Abbildung 3.5: Die Gesamt ozon Tagesmittelwerte der vollständigen Messperiode von 1994 bis 2017 (schwarz), inklusive der daraus berechneten Monatsmittel (blau). In schwarz strichliert ist der Mittelwert über alle Tageswerte abgebildet. Diese Zeitreihe dient als Grundlage für sämtliche, später durchgeführten Berechnungen.

Für die weitere Bearbeitung werden die Tagesmittelwerte des Gesamt ozons und der Umkehrschichten über das Monat gemittelt, wobei Monate mit weniger als fünf Tageswerten

vom Datensatz entfernt werden.

Um die Umkehrdaten zu bearbeiten und in die Form von Tagesmittelwerten der einzelnen Schichten zu bringen, ist einiges an Rechenaufwand nötig. Dies ist im nächsten Abschnitt genauer beschrieben.

3.3.1 Umkehr Retrieval

Bei Umkehrmessungen handelt es sich um abwechselnde Direktmessungen in die Sonne und den Himmelszenit, die bei sehr großen Zenitwinkeln gemacht werden. Im Falle des Brewer MkIV werden dazu Zählungen von Photonen („Raw-Photon-Counts“) mit Wellenlängen zwischen 310.1 nm und 326.5 nm bei Sonnenzenitwinkeln zwischen 70° und 90° gemacht. Diese Rohdaten müssen mit der „O3BUmk“ Software, entwickelt von Martin Stanek⁵, weiterverarbeitet werden. Die Software bedient sich dem UMK04 Algorithmus, welcher ursprünglich von Petropavlovskikh u. a. (2005) für Dobson Spektrophotometer entwickelt wurde und von Stanek für Brewer Instrumente modifiziert wurde.

Umkehrschichten werden üblicherweise in zehn Schichten (siehe Tabelle 3.1) eingeteilt: Die unterste Schicht L1 ist durch troposphärisches Ozon bestimmt und wird deswegen in

Tabelle 3.1: Die zehn Umkehrschichten L1 bis L10 und deren gerundete Druck, bzw. Höhengniveaus.

Umkehrschicht	Druck [hPa]	Höhe [km]
L1	1000 - 250	0 - 10
L2	250 - 125	10 - 15
L3	125 - 63	15 - 19
L4	63 - 32	19 - 24
L5	32 - 16	24 - 29
L6	16 - 8	29 - 33
L7	8 - 4	33 - 38
L8	4 - 2	38 - 43
L9	2 - 1	43 - 48
L10	1 - 0	≥ 48

dieser Arbeit vernachlässigt. Die unteren Schichten (L2 und L3) charakterisieren die untere Ozonschicht und werden, genauso wie die drei obersten Schichten (L8, L9 und L10), die die obere Ozonschicht ausmachen, auf eine Schicht kombiniert. So resultieren die sechs Schichten:

- L23 (250-63 hPa, 10-19 km).
- L4 (63-32 hPa, 19-24 km).
- L5 (32-16 hPa, 24-29 km).
- L6 (16-8 hPa, 29-33 km).
- L7 (8-4 hPa, 33-38 km).

⁵Siehe <http://www.o3soft.eu/>

- L8910 (4-0 hPa, ≥ 38 km).

Gültige Ozon-Umkehrprofile wurden nach folgenden Kriterien (wie bei früheren Studien, z.B. Fitzka u. a., 2014; Harris u. a., 2008; Zanis u. a., 2006) ausgesucht:

- Die Kalkulation muss weniger als 5 Iterationen benötigen.
- Der Fehler des quadratischen Mittels (RMS) muss kleiner als 1 % sein.
- Die stratosphärische Aerosol-optische Dicke muss geringer als 0.05 im UV Wellenlängenbereich sein.

Daten, die diese Kriterien nicht erfüllen werden aussortiert.

UMK04 Algorithmus

Der Algorithmus wurde speziell für die Berechnung der mittleren monatlichen Abweichungen und der Klimavariabilität in langen Zeitserien optimiert. Umkehrverfahren sind zu stark verrauscht, um kurzzeitige Variationen zu identifizieren. Langzeit-Variationen können jedoch mit weniger als 5 % Unsicherheit festgestellt werden, dies entspricht in etwa der Genauigkeit von Backscatter UV Messungen (BUV) aus der Fernerkundung. Der UMK04 Algorithmus basiert auf der optimierten Schätzmethode von Rodgers u. a. (2000). Rodgers Gleichung beschreibt, wie sich die Zeitabhängigkeit von a priori Informationen in MMAs von gemessenen Ozonwerten fortpflanzen kann:

$$\widehat{M} = A \times M_T + (I - A) \times M_A + G_y \times (\bar{\varepsilon} - \varepsilon_0). \quad (3.1)$$

$M = \frac{\bar{x} - \bar{x}_0}{x_0}$ beschreibt die Ozon MMAs, wobei x und x_0 je die mittlere monatliche und die langjährige Ozonmenge in DU (in unserem Beispiel für die jeweilige Umkehrschicht) bezeichnet. M_A und M_T beziehen sich respektive auf die a priori und die wahren Werte von M , A ist der *Averaging Kernel*, G_y die *Retrieval Gain Matrix* und $(\bar{\varepsilon} - \varepsilon_0)$ repräsentiert die Kalibrierungsdrift des Instruments.

Der erste Term ($A \times M_T$) enthält die Trendinformation, A fungiert hier als Tiefpassfilter, um vertikal hoch aufgelöste Ausreißer zu glätten und diese von der echten Anomalie auszusortieren. Der zweite Term $(I - A) \times M_A$ betrifft speziell Fernerkundungsmethoden und sagt aus, dass zeitabhängige Änderungen des a priori Zustandes auch die gemessenen MMAs der Ozonwerte beeinflussen können, sollten sich diese durch den Hochpassfilter $(I - A)$ durchsetzen. Der dritte Term $((\bar{\varepsilon} - \varepsilon_0))$ beschreibt einfach den Einfluss der Abweichung eines Messinstruments im Langzeitbetrieb (Petropavlovskikh u. a., 2005).

Der Algorithmus teilt die Atmosphäre in 61 Schichten auf, indem die standard Umkehrschichten geviertelt werden. Durch die Analyse dieser 61 *Averaging Kernels* ergibt sich eine Vertikalauflösung von UMK04 von rund 10 km oberhalb von 20 km Höhe und etwas niedriger unterhalb. Um ähnlich viel Information in allen Schichten zu bekommen, werden diese kombiniert, woraus sieben Schichten resultieren. Schicht 2 und 3 bilden zusammen eine rund 10 km dicke Schicht (L23), Schicht 1 (L1) bleibt traditionell bei ca. 10 km. Oberhalb von Schicht 9 (L9) kann keine brauchbare Information mehr extrahiert werden, dafür bietet aber die kombinierte Schicht L8910 (Schicht 8 plus die gesamte Atmosphäre darüber) eine hoch qualitative Information (Petropavlovskikh u. a., 2005).

Es gehen drei Arten von Fehler in den MMAs und den Trends mit dieser Umkehrmethode einher:

1. Durch die geringe vertikale Auflösung der Methode, können viele Details der MMAs der vertikalen Ozonprofile übersehen werden.
2. Stratosphärische Aerosole können große Fehler in Umkehrzonprofilen verursachen, da der Algorithmus Interferenzen durch Aerosol nicht berücksichtigt.
3. Messfehler durch das Instrument.

3.3.2 Entfernen zeitabhängiger Einflüsse vom Datensatz

Die 24 Jahre langen Datensätze der Tagesmittelwerte von Gesamtozon und der sechs Umkehrschichten sind stark mit der Jahreszeit und weiteren Faktoren autokorreliert. Für die Bestimmung von Trends und Extremereignissen in der Ozonsäule, müssen zuvor die Einflüsse der Jahreszeiten, des Sonnenzyklus und des äquivalent effektiven stratosphärischen Chlors (EESC) entfernt werden. Wie bei früheren Studien (Fitzka u. a., 2014; Harris u. a., 2008; Zanis u. a., 2006) wird durch eine *lineare multiple Regression* folgendes Polynom

$$Y_{L_i}(t) = \mu + A \sin\left(\frac{2\pi}{T}t + \Theta\right) + bt + \gamma F_{10.7}(t) + \varepsilon EESC(t) + R_{L_i}(t) \quad (3.2)$$

verwendet um „modellierte“ Monatsmittelwerte von Gesamtozon ($Y(t)$) und den Umkehrprofilen ($Y_{L_i}(t)$) der einzelnen Schichten (L_i) zu beschreiben.

Die in Gleichung (3.2) verwendeten Parameter beschreiben:

- Einen konstanten Offset (Gesamtozonmittelwert) μ .
- Amplitude A , Periode T und Phase Θ einer Sinuswelle, welche den Jahresgang simuliert.
- Den linearen Trend der berechneten Zeitreihe bt .
- Die solare Einstrahlung bei 10.7 cm Wellenlänge $F_{10.7}(t)$, multipliziert mit einem konstanten Gewichtungsfaktor γ , womit der 11-jährige Sonnenzyklus erfasst wird.
- Äquivalent effektives stratosphärisches Chlor $EESC(t)$, multipliziert mit dem konstanten Gewichtungsfaktor ε .
- Das Residuum $R_{L_i}(t)$ beschreibt in dieser Gleichung das Hintergrundrauschen, in unserem speziellen Fall ist es aber genau der Parameter nach dem wir suchen, nämlich die Differenz der gemessenen und der erklärten Ozonwerte ($R_{L_i}(t) = Y_{L_i}(t) - O3_{L_i}(t)$).

Alle die oben genannten Parameter (μ , A , T , Θ , γ , ε und b) sind Unbekannte, lediglich die am Sonnblick gemessenen Gesamtozon- und Umkehrzonwerte ($O3_{L_i}(t)$), die Zeitreihen der solaren Einstrahlung ($F_{10.7}(t)$) und des äquivalent effektiven stratosphärischen Chlors ($EESC(t)$) sind bekannt. Die in den Berechnungen verwendeten Daten der solaren Einstrahlung stammen von NASA⁶, wurden von geostationären Satelliten und Satelliten im Lagrange Punkt L1 gemessen und aneinander angeglichen, die EESC Daten wurden von der World Meteorological Organization (WMO⁷) von 1950 bis 2100 simuliert.

⁶F_{10.7} von <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/hw.html>

⁷WMO Szenario A1-2010

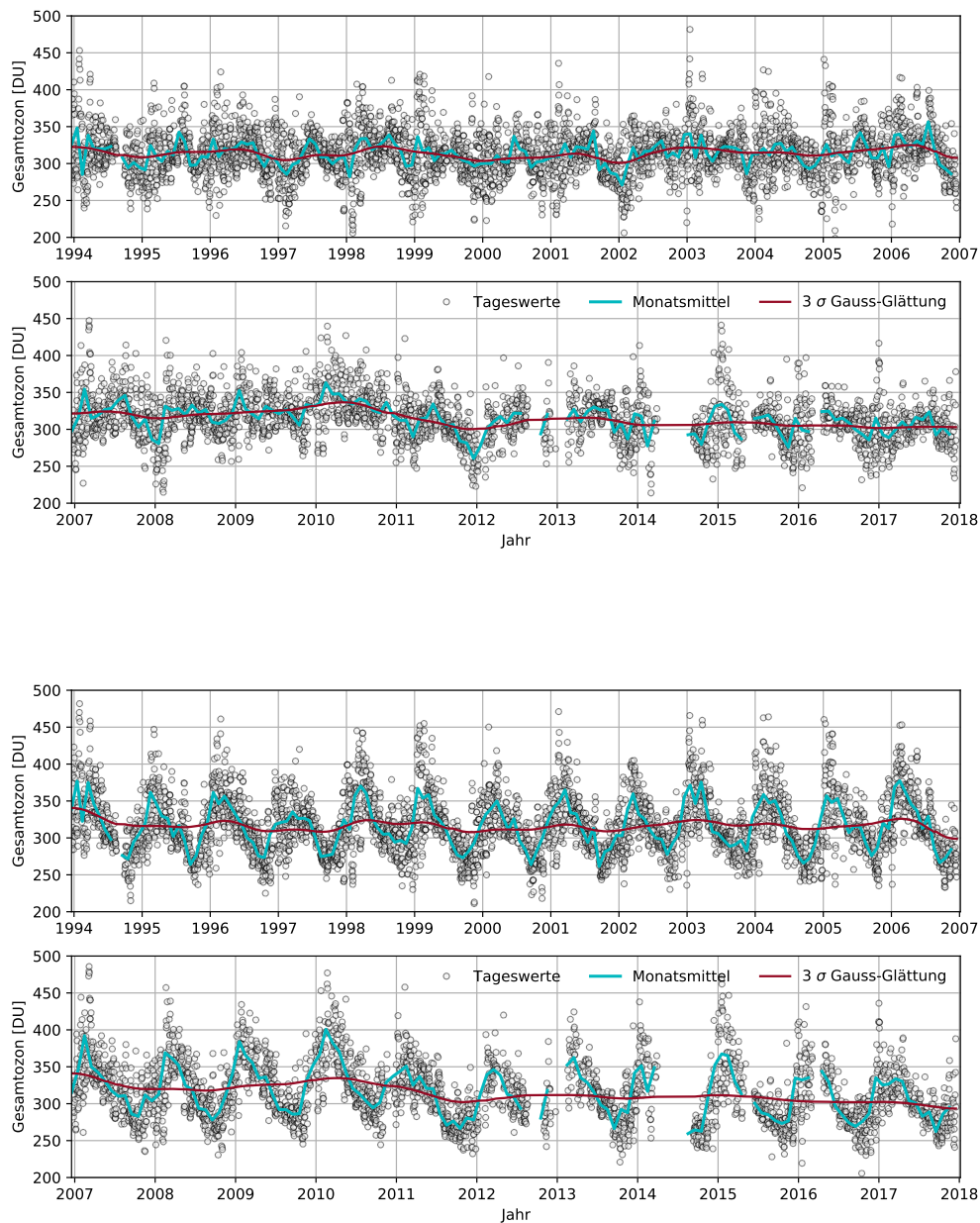


Abbildung 3.6: Der Gesamtozondatensatz von 1994 bis 2017 ohne zeitabhängige Einflüsse (oben) und mit zeitabhängigen Einflüssen (unten). Sichtlich zu erkennen ist, dass der natürliche Gesamtozonjahresgang in der oberen Abbildung ohne den zeitlichen Einflüssen, im Vergleich zur unteren Abbildung fehlt.

Zur Bestimmung des konstanten Faktors γ , im Term des Sonnenzyklus, benötigt man einen deutlich längeren Datensatz als den Vorhandenen, da in 24 Jahren gerade einmal 2 Perioden dieses elf-jährigen Zyklus erfasst werden können. Für den konstanten Faktor ε gilt dasselbe,

da sich die EESC Werte nur langsam und erst seit den 1970er Jahren signifikant ändern. Aus diesem Grund werden die Parameter γ und ε mit selbiger Gleichung (3.2), aber für die Gesamt- und Umkehrwerte des Dobson Datensatzes aus Arosa, Schweiz, geschätzt. Für die restlichen Parameter μ , A , T , Θ und b werden vorerst Schätzwerte herangezogen, zum Beispiel ist für die Periode T der Wert 365 eine gute Schätzung. Betrachtet man nun den Umstand, dass $(R_{L_i}(t) = Y_{L_i}(t) - O3_{L_i}(t))$ und setzt für $Y_{L_i}(t)$ Gleichung (3.2) ein, so folgt

$$R_{L_i}(t) = \mu + A \sin\left(\frac{2\pi}{T}t + \Theta\right) + bt + \gamma F_{10.7}(t) + \varepsilon EESC(t) \quad (3.3)$$

Mittels einer *Least Squares Methode* über die Summe der Quadrate der Residuen können die Parameter dann optimal geschätzt werden.

$$(\mu, A, T, \Theta, \gamma, \varepsilon, b) = \min \left\{ \sum_{t=1994}^{2017} (R(t))^2 \right\}$$

Hat man nun die Parameter für Gesamt- und Umkehrwerte bestimmt, so kann man den Einfluss der Jahreszeiten und des Sonnenzyklus vom Sonnenblick Ozondatensatz befreien (Fitzka u. a., 2014)

$$\widehat{O3}_{L_i}(t) = O3_{L_i}(t) - \left(A \sin\left(\frac{2\pi}{T}t + \Theta\right) + \gamma F_{10.7}(t) \right) \quad (3.4)$$

Die nach diesem Verfahren bearbeiteten Daten werden künftig im Text als *saisonsunabhängige Daten* ($\widehat{O3}_{L_i}(t)$) bezeichnet und sind in Abb. 3.6 zum Vergleich mit den ursprünglichen, saisonabhängigen Daten veranschaulicht.

Für weitere Berechnungen werden diese seasonsunabhängigen Ozontageswerte für jedes Monat gemittelt, solange mehr als 5 Tageswerte dieses Monats verfügbar sind⁸. Die klimatologischen Monatsmittel werden gebildet, indem die gesamte Messperiode von 1994 bis 2017 über die jeweiligen Monate gemittelt wird. Durch Subtraktion der Monatsmittel von den klimatologischen Monatsmittel lassen sich die mittlere monatliche Abweichungen (MMAs) in Prozent bestimmen.

3.3.3 Trendanalyse

Die Berechnung der Trends von Gesamt- und Umkehrwerten erfolgt über die mittleren monatlichen Abweichungen der seasonsunabhängigen Daten. Die Steigung der linearen Trendgeraden wird mittels *Theil-Sen Schätzmethode* (Sen, 1968; Theil, 1992) ermittelt. Der Theil-Sen Schätzer ist eine robuste lineare Regressionsmethode, die unempfindlich gegen Ausreißer ist und daher genauer ist, als einfache lineare Regressionen. Die Trendgerade wird hierbei über den Median aller Geraden, welche zwischen Punktpaaren im statistischen Raum gebildet werden können, bestimmt (*median of all slopes method*). Bildet man die Ozontageswerte als Punkte im Raum ab, bildet Geraden zwischen allen kombinierbaren Punktpaaren und berechnet den Median der Steigungen von all diesen Geraden, so erhält man als Ergebnis die Steigung der Trendgeraden des gesamten Ozondatensatzes.

Die Bestimmung der Trendsignifikanz erfolgt über den Mann-Kendall Trendtest (MK-Test Kendall, 1948; Mann, 1945). Dieser stellt statistisch fest, ob es einen monoton steigenden

⁸Nur 10 Monatsmittelwerte der gesamten Periode konnten dieses Kriterium nicht erfüllen. Sechs davon rühren aus den langanhaltenden Datenausfällen am Hohen Sonnblick 2012 und 2014.

oder fallenden Trend in einer Zeitreihe gibt, es wird also festgestellt, ob eine Variable über die Zeit konstant sinkt oder steigt. Der MK-Test setzt nicht voraus, dass der Datensatz normalverteilt ist, dass der Trend linear ist oder überhaupt vorhanden sein muss und kann auch berechnet werden, wenn Datenlücken vorhanden sind. Die Trends werden in Prozent pro Jahrzehnt ($\%/dec$) und zusätzlich den dazugehörigen Konfidenzintervallen angegeben. Die Trendsignifikanz wird über den statistischen p -Wert als Wahrscheinlichkeit in Prozent angegeben. Die Signifikanzlevels werden nach folgendem Schema notiert:

- ≥ 90 % Trend Signifikanz mit „ δ “.
- ≥ 95 % mit „ γ “.
- ≥ 99 % mit „ β “.
- ≥ 99.9 % mit „ α “.
- Liegt die Signifikanz unter 90 %, wird dies mit „ ϵ “ bezeichnet.

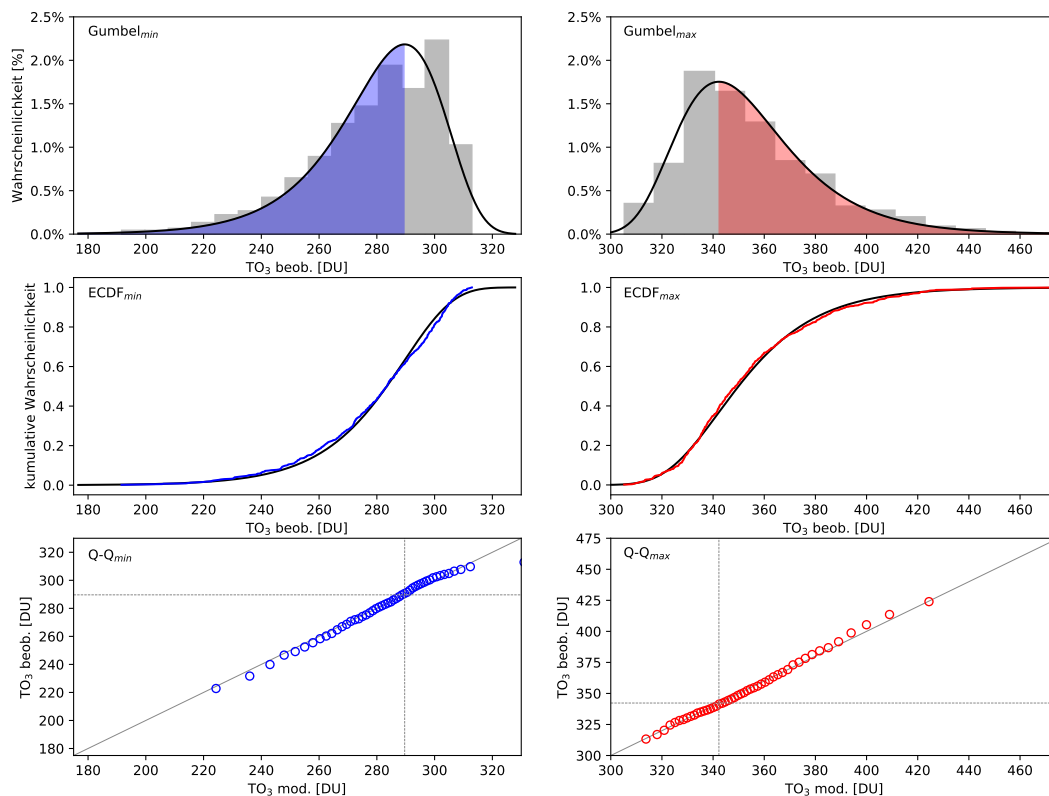


Abbildung 3.7: Hier sind die Clusterminima (linke Spalte) und Maxima (rechte Spalte) je in grau dargestellt und die darüber gefittete **Gumbel Verteilung** veranschaulicht. Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion mit eingefärbten Extrembereichen (oben), empirische kumulative Wahrscheinlichkeitsdichte (mittig) und Q-Q Plots (unten).

3.3.4 Definition von Hochozon und Tiefozon-Ereignissen

Extremwerte sind üblicherweise über eine bestimmte Abweichung von einem Normalwert definiert. In früheren Arbeiten mit Ozondatensätzen wurden Grenzwerte über festgelegte Werte, basierend auf der Standardabweichung von klimatologischen Mittelwerten, oder über 1σ oder 2σ Abweichungen von diesen Mitteln definiert. Sollte der Datensatz annähernd nor-

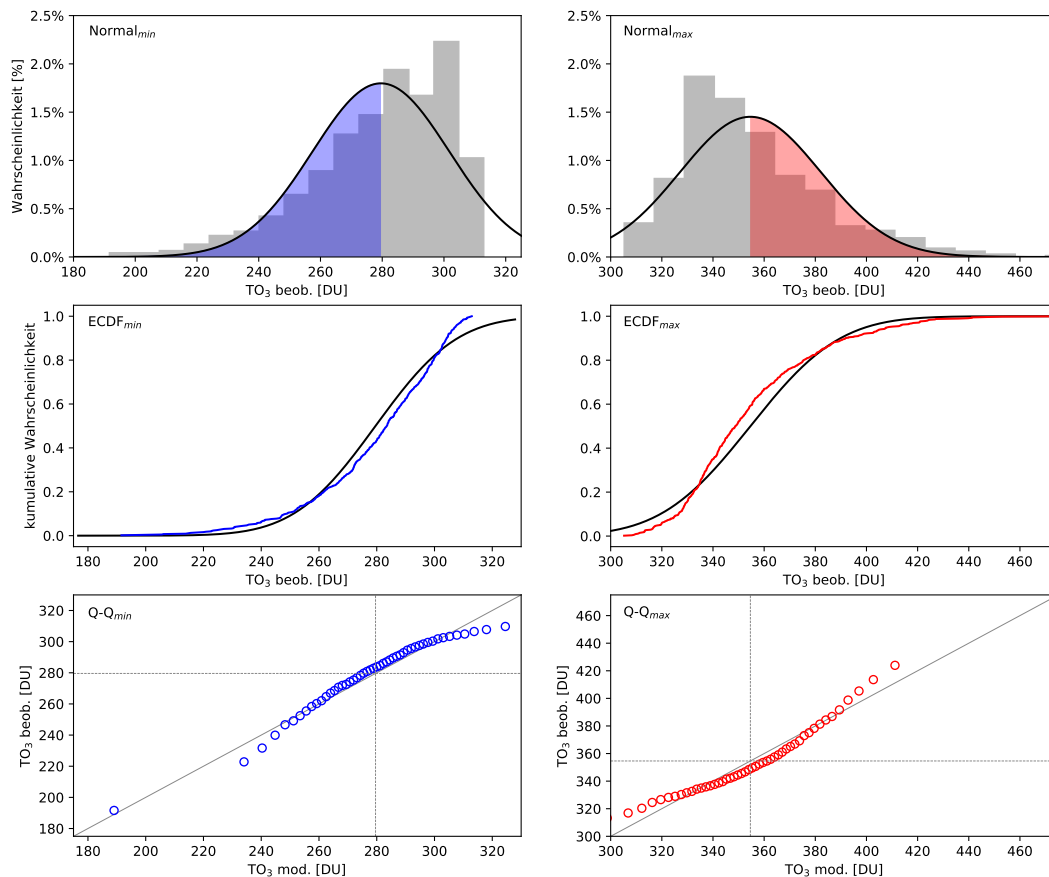


Abbildung 3.8: Hier sind die selben Clusterminima (linke Spalte) und Maxima (rechte Spalte) wie in Abb. 3.7 in grau dargestellt und die darüber gefittete **Normalverteilung** veranschaulicht. Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion mit eingefärbten Extrembereichen (oben), empirische kumulative Wahrscheinlichkeitsdichte (mittig) und Q-Q Plots (unten).

malverteilt sein, ist eine solche Methodik gerechtfertigt. Ein normalverteilter Datensatz ist aber nicht überall vorhanden. Die Ursache warum eine Normalverteilung so häufig verwendet wird, liegt nämlich ihrer Simplität zugrunde und nicht weil ihr die meisten Datensätze entsprechen. Der vorliegende Datensatz von Gesamt ozontageswerten am Hohen Sonnblick folgt keiner Normalverteilung, eine alternative Definition für die Schwellenwerte der Extrembereiche wird deshalb, wie schon in vorangegangenen Arbeiten (Fitzka u. a., 2014; Rieder u. a., 2010a), angewandt. Die Nicht-Normalität lässt sich durch die Anwendung des Kolmogorov-

Smirnov Test (KS-Test) zeigen, dieser lehnt die Nullhypothese für eine Normalverteilung ab. Anstatt einer Normalverteilung, wird der Datensatz mit einer *Gumbel Verteilung*⁹, dessen Verteilungsfunktion wie folgt definiert ist:

$$F(x, \mu, \sigma, \xi) = \exp \left\{ - \left(1 + \xi \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right)^{-1/\xi} \right\} \quad (3.5)$$

gefittet.

Beim Datensatz handelt es sich um eine Beobachtungszeitreihe, welche stark autokorreliert ist. Mathematisch bedeutet dies, dass $TO3(t)$ von $TO3(t - 1)$ abhängig ist, meteorologisch, dass bestimmte Ozonwerte von der gegebenen Witterung abhängen. Herrscht also z.B. ein stark ausgeprägter Hochdruck für mehrere Tage in Europa vor, so wird auch das Ozon an diesen Tagen niedrige Werte aufweisen (was natürlich auch umgekehrt gilt). Eine solche Periode wird künftig als *Cluster* bezeichnet. Um diesem „Clustering“ entgegenzuwirken, wird der Algorithmus aus Smith u. Weissman (1994) am Datensatz angewendet. Ein Low-Cluster (High-Cluster) beginnt, sobald der Tageswert des Gesamtozons einen bestimmten Schwellenwert unterschreitet (überschreitet) und endet erst, wenn dieser für eine bestimmte Periode (*Clusterparameter*) von Tagen wieder durchgängig überschritten (unterschritten) ist. Nun wird nicht jeder Wert der individuellen Cluster als Extremwert angenommen, sondern nur der jeweilige Minimal- bzw. Maximalwert (*Clusterminimum*, *Clustermaximum*). Die drei Parameter auf denen dieser *Clusteralgorithmus* aufbaut, werden durch den Clusterparameter (3 Tage) und dem unteren und oberen Schwellenwert (-4 %, bzw. +2.5 % Abweichung vom klimatologischen Tagesmittel) bestimmt.

Anhand von Abbildung 3.7 und 3.8 lässt sich sehr gut erkennen, dass die Gumbel Verteilung der bessere Fit für den Datensatz ist. Dies zeigt sich vor allem in der Form der Quantil-Quantil Plots (Q-Q Plots), die eine eindeutige Wölbung in Abb. 3.8 aufweisen, da gerade in den „Enden“ der Plots eine Abweichung zwischen den beobachteten und den modellierten Daten vorhanden ist. Diese Wölbung ist bei der gefitteten Gumbel Verteilung in Abb. 3.7 nicht vorhanden. Auch rein visuell erkennt man, dass die Kurve der Gumbel Verteilung besser zu der Verteilung der Clusterminima und Maxima als die Normalverteilung passt.

⁹Für die Bestimmung der Minima Grenzwerte wird eine negative und für die Bestimmung der Maxima Grenzwerte eine positive Gumbel Verteilung verwendet. Für eine positive Verteilung wird $+x$, für eine negative $-x$ in Formel (3.5) eingesetzt.

4 Ergebnisse

4.1 Trends

Gesamtozon und die vertikalen Ozonprofile werden für drei Zeitperioden auf Trends untersucht. Einmal wird der gesamte Zeitraum von 1994 bis 2017 untersucht, dann wird diese Periode in zwei zehnjährige Perioden unterteilt (1997-2007 und 2008-2017). Die unterschiedlichen Ergebnisse in den unterschiedlichen Untersuchungsperioden sollen hierbei vor allem den großen Einfluss der Auswahl des Analysezeitraums auf die langfristige Änderung und der Interaktion der Einflussparameter auf die Trendberechnung der Gesamtozonsäule demonstrieren.

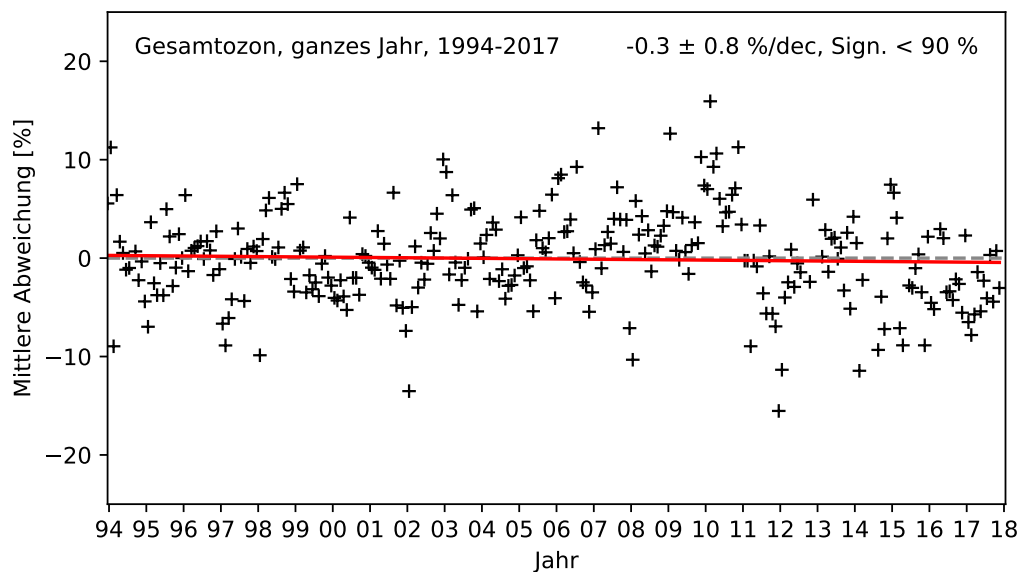


Abbildung 4.1: Mittlere monatliche Abweichung von Gesamtozon im Zeitraum 1994 bis 2017. Eine nach Theil-Sen berechnete Trendgerade, die keinen signifikanten Trend aufweist, ist in rot dargestellt

Zusätzlich wurden mittlere monatliche Medianwerte der Gesamtozonsäule nach der selben Methode analysiert, jedoch ergeben sich so keinerlei Unterschiede in den Trendberechnungen, deswegen werden diese auch nicht näher diskutiert. Aufgrund der Nichtnormalität der Gesamtozondaten wurde eine Trendanalyse des 25 % und des 75 % Quantils für die Zeiträume 1994-2017, 1997-2007 und 2008-2017 gemacht. Für keines der Quantile des gesamten Messzeitraumes und beider Subperioden können statistisch signifikante Trends identifiziert werden.

Tabelle 4.1: Die linearen Trends inklusive ihrer Konfidenzintervalle von Gesamtozon und den jeweiligen Umkehrschichten für die Untersuchungszeiträume 1994-2017, 1997-2007 und 2008-2017, alle Zahlenwerte sind in Prozent pro Jahrzehnt (%/dec) angegeben. Im Superskript sind die Signifikanzlevels der Trends, wie zuvor in Kapitel 3.3.3 beschrieben, mit ϵ ($< 90\%$), δ (90.0 %), γ (95.0 %), β (99.0 %) und α (99.9 %) angegeben.

1994-2017							
	TO3	L23	L4	L5	L6	L7	L8910
Jahr	$-0.3 \pm 0.8^\epsilon$	$-0.3 \pm 1.9^\epsilon$	$-1.0 \pm 1.2^\epsilon$	$-0.7 \pm 0.8^\epsilon$	$-0.3 \pm 0.7^\epsilon$	$-0.8 \pm 0.9^\delta$	$-1.6 \pm 1.3^\gamma$
Frühling	$-0.0 \pm 1.9^\epsilon$	$2.0 \pm 4.7^\epsilon$	$-1.1 \pm 3.2^\epsilon$	$-0.8 \pm 2.0^\epsilon$	$-0.9 \pm 1.6^\epsilon$	$-1.4 \pm 2.0^\epsilon$	$-3.3 \pm 3.1^\delta$
Sommer	$-0.5 \pm 1.1^\epsilon$	$-1.4 \pm 2.3^\epsilon$	$-0.6 \pm 1.6^\epsilon$	$0.0 \pm 1.3^\epsilon$	$0.6 \pm 1.2^\epsilon$	$0.2 \pm 1.9^\epsilon$	$-0.4 \pm 2.5^\epsilon$
Herbst	$-0.7 \pm 1.3^\epsilon$	$-0.4 \pm 2.8^\epsilon$	$-1.2 \pm 1.8^\epsilon$	$-1.2 \pm 1.3^\delta$	$-1.0 \pm 1.2^\epsilon$	$-1.4 \pm 1.5^\delta$	$-1.5 \pm 2.1^\epsilon$
Winter	$0.2 \pm 2.4^\epsilon$	$0.0 \pm 6.1^\epsilon$	$-1.4 \pm 3.7^\epsilon$	$-0.9 \pm 2.1^\epsilon$	$-0.2 \pm 1.8^\epsilon$	$-0.7 \pm 2.3^\epsilon$	$-1.5 \pm 3.0^\epsilon$
1997-2007							
	TO3	L23	L4	L5	L6	L7	L8910
Jahr	$3.2 \pm 2.2^\beta$	$2.4 \pm 5.8^\epsilon$	$1.3 \pm 4.0^\epsilon$	$-0.4 \pm 2.8^\epsilon$	$-0.6 \pm 2.2^\epsilon$	$0.8 \pm 2.8^\epsilon$	$0.3 \pm 4.1^\epsilon$
Frühling	$5.4 \pm 4.2^\gamma$	$5.0 \pm 13.0^\epsilon$	$0.8 \pm 11.2^\epsilon$	$1.2 \pm 5.9^\epsilon$	$1.7 \pm 4.6^\epsilon$	$0.5 \pm 5.7^\epsilon$	$-4.0 \pm 9.6^\epsilon$
Sommer	$2.5 \pm 3.5^\epsilon$	$-2.7 \pm 6.7^\epsilon$	$2.3 \pm 5.8^\epsilon$	$1.1 \pm 6.0^\epsilon$	$-1.3 \pm 4.5^\epsilon$	$5.5 \pm 6.7^\epsilon$	$9.2 \pm 11.5^\delta$
Herbst	$0.8 \pm 4.3^\epsilon$	$-4.9 \pm 9.6^\epsilon$	$0.2 \pm 6.3^\epsilon$	$-1.9 \pm 4.8^\epsilon$	$-2.2 \pm 4.6^\epsilon$	$0.1 \pm 5.1^\epsilon$	$-0.6 \pm 5.8^\epsilon$
Winter	$3.7 \pm 5.9^\epsilon$	$18.2 \pm 17.9^\delta$	$2.6 \pm 11.1^\epsilon$	$-1.0 \pm 5.7^\epsilon$	$-0.2 \pm 5.5^\epsilon$	$-1.5 \pm 6.3^\epsilon$	$-1.3 \pm 8.3^\epsilon$
2008-2017							
	TO3	L23	L4	L5	L6	L7	L8910
Jahr	$-7.1 \pm 2.7^\alpha$	$-7.4 \pm 6.6^\gamma$	$-5.5 \pm 4.5^\gamma$	$-1.4 \pm 2.9^\epsilon$	$0.4 \pm 2.6^\epsilon$	$-1.0 \pm 3.7^\epsilon$	$-2.3 \pm 4.7^\epsilon$
Frühling	$-11.3 \pm 6.5^\beta$	$-6.2 \pm 18.7^\epsilon$	$-9.6 \pm 13.1^\epsilon$	$-4.5 \pm 8.6^\epsilon$	$-4.9 \pm 6.5^\epsilon$	$-9.2 \pm 11.1^\delta$	$-9.5 \pm 13.9^\epsilon$
Sommer	$-5.4 \pm 3.7^\beta$	$0.2 \pm 8.0^\epsilon$	$-3.5 \pm 6.9^\epsilon$	$-1.0 \pm 3.8^\epsilon$	$1.2 \pm 5.4^\epsilon$	$-1.6 \pm 6.9^\epsilon$	$-3.5 \pm 8.9^\epsilon$
Herbst	$-5.5 \pm 4.7^\gamma$	$-6.4 \pm 8.1^\epsilon$	$-2.8 \pm 7.5^\epsilon$	$0.0 \pm 5.1^\epsilon$	$0.8 \pm 5.6^\epsilon$	$-0.2 \pm 7.3^\epsilon$	$-0.0 \pm 6.2^\epsilon$
Winter	$-7.2 \pm 10.3^\epsilon$	$-11.4 \pm 23.8^\epsilon$	$-6.4 \pm 15.1^\epsilon$	$-0.4 \pm 8.3^\epsilon$	$5.8 \pm 5.7^\epsilon$	$5.5 \pm 8.2^\epsilon$	$2.7 \pm 12.1^\epsilon$

4.1.1 Trends von Gesamtozon

Aufgrund des Rückganges der ozonabbauende Substanzen (ODS) Mitte der 1990er Jahre sollte laut Projektionen eine Erholung der Ozonschicht stattfinden. Der erwartete Anstieg des Ozons in den mittleren Breiten ist jedoch nur klein (+1 % pro Jahrzehnt), relativ gesehen zur jährlichen Variation (ca. 5 %) (WMO, 2018). Das Erkennen und Zuordnen von Ozontrends während des langsamen ODS-Abfalls ist schwierig, weil die natürliche Ozonvariabilität stark vom Klimawandel und anderen Faktoren beeinflusst wird.

Trendanalyse der mittleren monatlichen Abweichungen von Gesamtozon für den gesamten Messzeitraum von 1994 bis 2017 liefert keine statistisch signifikanten Ergebnisse mit -0.3 ± 0.8 Prozent pro Jahrzehnt (%/dec) (siehe Abb. 4.1 und Tabelle 4.1). Analyse der

selben Zeitreihe von 1994 bis 2011 von Fitzka u. a. (2012) zeigen hingegen noch einen leicht positiven Trend mit $+1.9 \pm 1.3$ %/dec. Das Ergebnis der Trendanalyse 1994-2017 passt zu den Beobachtungen von Weber u. a. (2018), wo bei Trendanalysen von fünf kombinierten Datensätzen von Gesamtozon zwischen 1979 und 2016 auch nur schwach positive (0.5 %/dec) Trends für die gemäßigten Breiten der Nordhemisphäre gefunden werden, während frühere Analysen (1979 - 2010) noch einen größeren Anstieg von 1 %/dec, wenn auch weniger signifikant, liefern.

Im Datensatz lässt sich ein „Wendepunkt“ in der ersten Dekade des 21. Jahrhunderts erkennen, um dies genauer zu veranschaulichen, wurde der Datensatz in zwei zehnjährige Perioden nämlich 1997-2007 und 2008-2017 eingeteilt. Während in der ersten Periode (1997-2017) ein leichter aber signifikanter (99 %) Anstieg des Gesamtozons um $+3.2 \pm 2.2$ %/dec beobachtet werden kann (siehe Abb. 4.2), ist ein hochsignifikanter (99.9 %) Rückgang des Gesamtozons um -7.1 ± 2.7 %/dec in der zweiten Periode (2008-2017) zu verzeichnen (siehe Abb. 4.3 und Tabelle 4.1). Im zweiten Zeitraum treten einige, teils große Datenlücken auf.

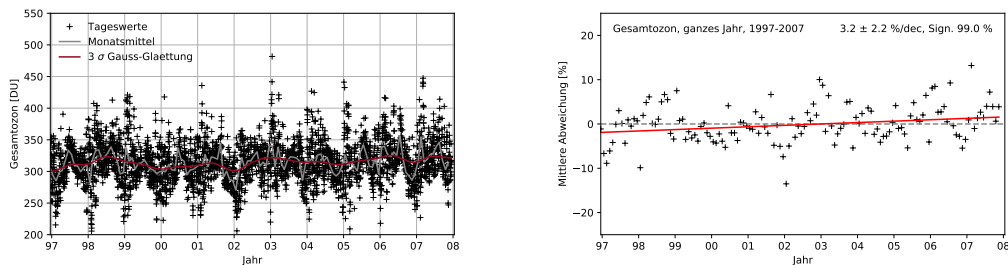


Abbildung 4.2: Gesamtozontageswerte und Monatsmittelwerte (links) und MMAs von Gesamtozon inklusive linearem Trend (rechts) für den Zeitraum 1997-2007. Der lineare Trend ist mit $+3.17$ %/dec leicht positiv und statistisch signifikant (99 %).

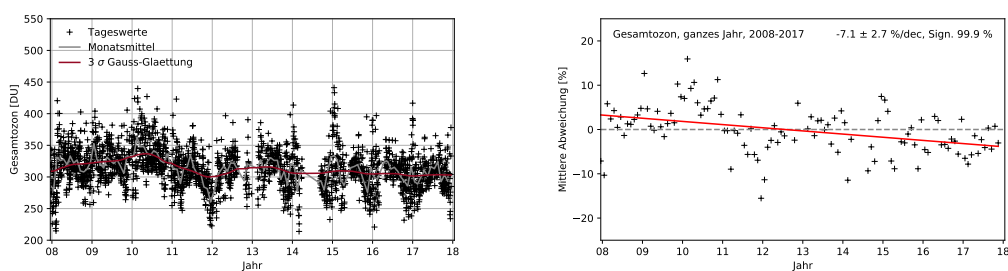


Abbildung 4.3: Gesamtozontageswerte und Monatsmittelwerte (links) und MMAs von Gesamtozon inklusive linearem Trend (rechts) für den Zeitraum 2008-2017. Der Trend ist mit -6.53 %/dec stark negativ und weist eine hohe statistische Signifikanz auf (99.9 %).

So fehlen im Jahr 2016 der April, 2014 Mai bis August, 2013 Januar und Februar und 2012 September und Oktober. Dies könnte einen Einfluss auf die Trends in dieser Periode haben, vor allem weil der Ozontrend maßgeblich von den Ozonextrema beeinflusst wird und die Datenlücken in jenen Perioden (meist im Frühjahr) auftreten, wo die mittleren Ozonwerte

am höchsten sind und auch die meisten Hochozon-Ereignisse (HOE) auftreten. Füllt man die Datenlücken mit „klimatologischen“ Tagesmittelwerten (1994-2017) und führt erneut eine Trendanalyse durch, bleiben die Ergebnisse, mit $-0.2 \pm 0.6 \text{ \%/dec}$ für den Zeitraum 1994-2017 (siehe Abb. 4.4) und $-5.0 \pm 1.9 \text{ \%/dec}$ für den Zeitraum 2008-2017, aber annähernd gleich. Ob die Ursachen für die negative Trendentwicklung in einer Veränderung der atmosphärischen Dynamik, dem Klimawandel oder chemischen Einflüssen (z.B. Montzka u. a. (2018)) zugrunde liegt, kann nicht genau gesagt werden.

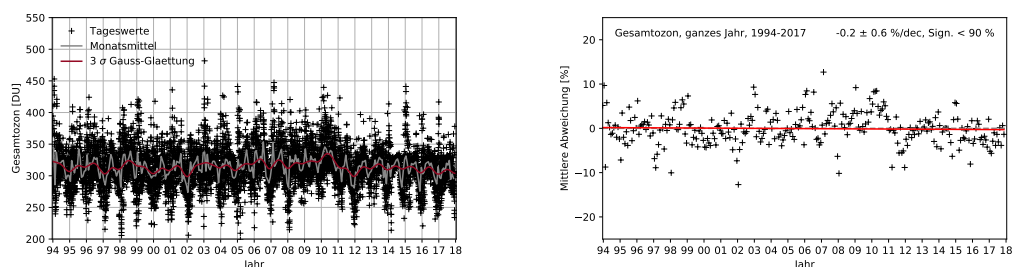


Abbildung 4.4: Mittlere monatliche Abweichung von Gesamtozon im Zeitraum 1994 bis 2017 inklusive linearem Trend, gleich berechnet wie bei Abb. 4.1. Hier wurden jedoch Datenlücken durch klimatologische Tagesmittelwerte für die jeweiligen Werte ersetzt. Auch hier gibt es keinen feststellbaren linearen Trend.

Gesamtozontrends in den einzelnen Jahreszeiten

Spaltet man die Zeitreihe 1994-2017 in die vier Jahreszeiten auf und führt Trendanalysen durch, kommt man, wie auch schon bei der Analyse des ganzen Jahres, auf keine statistisch signifikanten Ergebnisse (siehe Abb. 4.5).

Bei der Untersuchung der Periode 1997-2007 sieht man, wie auch schon bei der Analyse des ganzen Jahres, durchwegs positive Trends (siehe Abb. 4.6). Den stärksten Anstieg verzeichnet man hierbei im Frühjahr mit $+5.4 \pm 4.2 \text{ \%/dec}$ mit einer Trendsignifikanz von 95 %. Sommer und Winter sind schwach positiv aber insignifikant mit $+2.5 \pm 3.5 \text{ \%/dec}$ und $+3.7 \pm 5.9 \text{ \%/dec}$ respektive. Auch im Herbst lässt sich kein Trend finden.

Analysiert man den Zeitraum 2008-2017, in dem Gesamtozon über das ganze Jahr negative Trends aufweist, für die einzelnen Jahreszeiten (Abb. 4.7), so zeigen sich auch hier durchwegs negative Trends. Am stärksten negativ ist der Trend dabei im Frühjahr mit $-11.3 \pm 6.5 \text{ \%/dec}$ (Trends signifikanz 99 %). Auch im Winter gibt es eine Abnahme mit $-7.2 \pm 10.3 \text{ \%/dec}$, jedoch nicht ist diese statistisch nicht signifikant. Dass die Trends genau im Frühjahr am stärksten negativ sind kann auf eine Zunahme der Tiefzon-Ereignisse (TOE), aufgrund sich ändernder atmosphärischer Dynamik hindeuten oder aber von den vermehrten Datenlücken in den Frühlingsmonaten dieser Periode verursacht worden sein. Jedenfalls erhält man deutlich abgeschwächte Trends im Frühjahr, wenn man die Datenlücken mit klimatologischen Mittelwerten auffüllt, während die Trends im Herbst und Sommer annähernd gleich bleiben (siehe Abb. 4.8). Für den Winter erhält man auch eine abgeschwächte Abnahme mit den aufgefüllten Datenlücken, jedoch ist diese immer noch statistisch insignifikant.

Die Gesamtozontrends aller Perioden sind für jede Jahreszeit in der linken Spalte in Tabelle 4.1 zu finden.

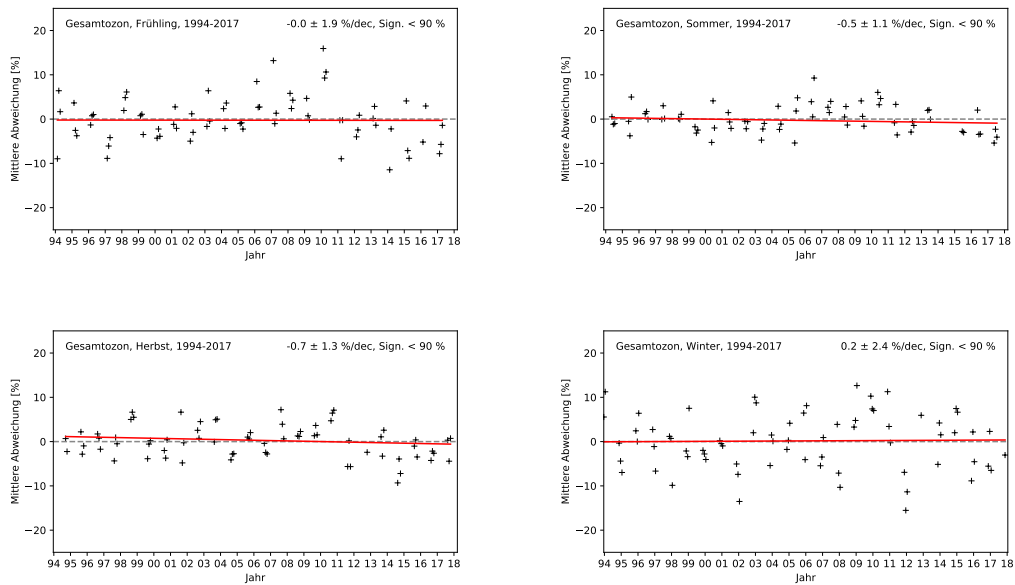


Abbildung 4.5: MMAs von Gesamtozon für die gesamte Untersuchungsperiode 1994-2017, aufgeteilt in die vier Jahreszeiten und auf lineare Trends untersucht.

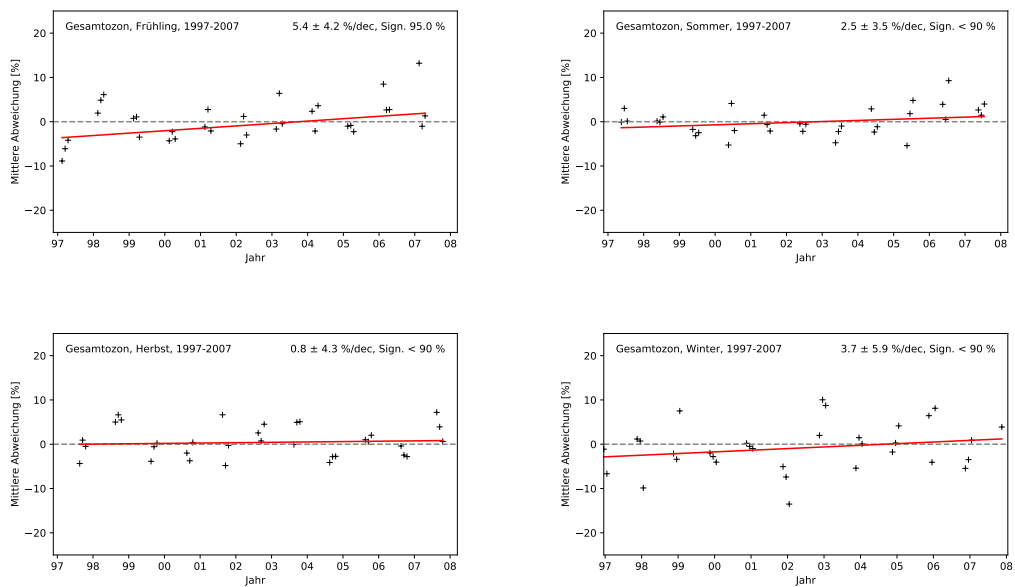


Abbildung 4.6: MMAs von Gesamtozon für die geteilte Untersuchungsperiode 1997-2007, aufgeteilt in die vier Jahreszeiten und auf lineare Trends untersucht.

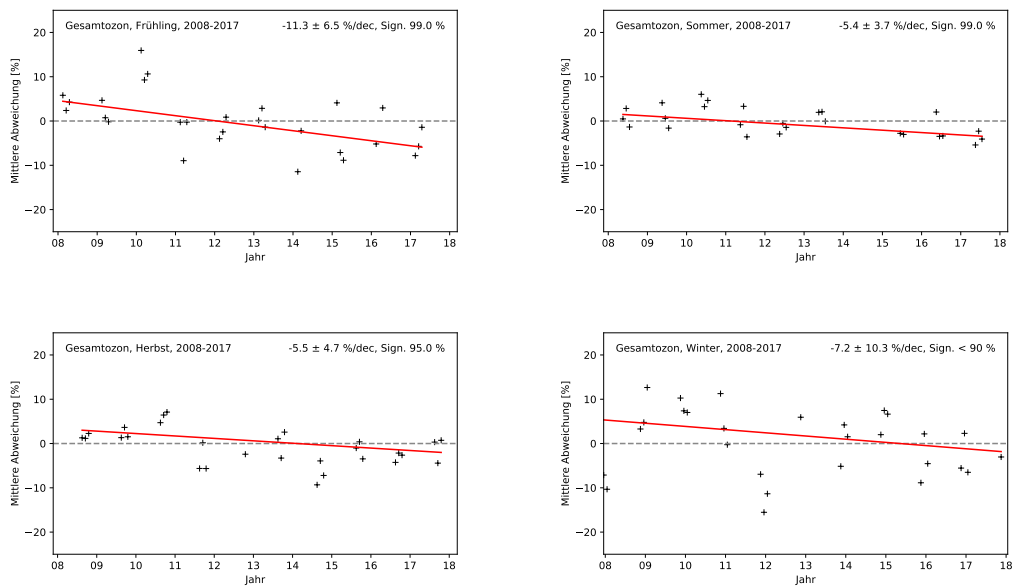


Abbildung 4.7: MMAs von Gesamttozon für die geteilte Untersuchungsperiode 2008-2017, aufgeteilt in die vier Jahreszeiten und auf lineare Trends untersucht.

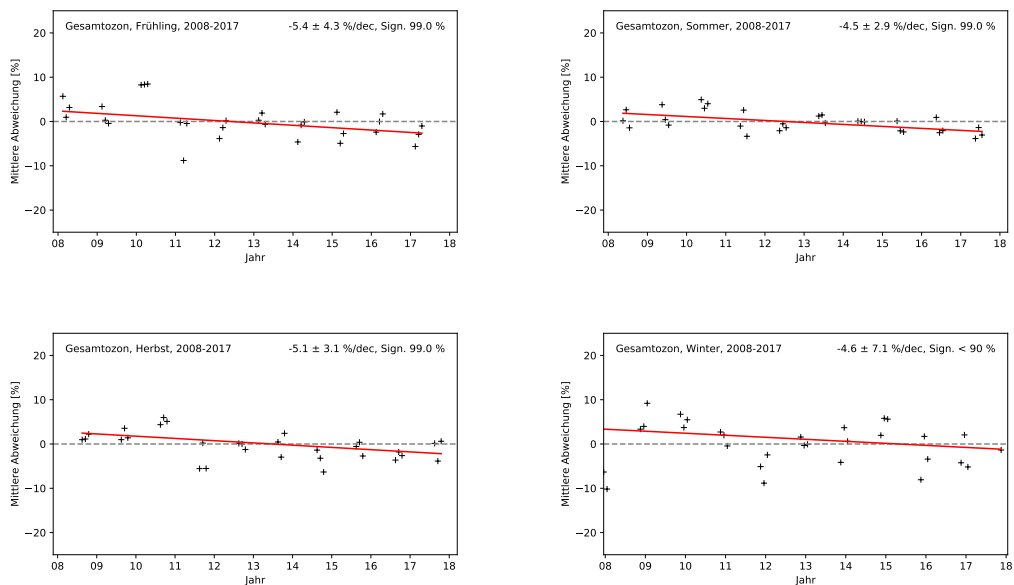


Abbildung 4.8: MMAs von Gesamttozon für die geteilte Untersuchungsperiode 2008-2017, mit klimatologischen Mittelwerten aufgefüllten Datenlücken, aufgeteilt in die vier Jahreszeiten und auf lineare Trends untersucht. Die stark negativen Trends im Frühjahr sind nach dem Auffüllen der Datenlücken abgeschwächt.

4.1.2 Trends vertikaler Ozonprofile

Die selbe Methode der Trendanalyse wird an den einzelnen Umkehrschichten L23, L4, L5, L6, L7 und L8910 angewandt. Aufgrund mangelnder Daten erweist sich die Trendanalyse der Umkehrschichten als schwieriger. Trendanalysen der Umkehrschichten des Zeitraumes 1994-2017 in Abb. 4.9 zeigen ähnliche Ergebnisse wie die Trends von Gesamt Ozon derselben Periode, nämlich fast durchwegs nur schwache oder keine Trends. Einzig die oberste Schicht L8910 weist einen negativen Trend von -1.6 ± 1.3 %/dec mit mittlerer Signifikanz (95 %) auf, was ein durchaus interessantes Ergebnis ist, da sich laut vielen aktuellen Studien (Steinbrecht u. a., 2009; Zanis u. a., 2006) Ozon in der oberen Stratosphäre der mittleren Breiten erholen sollte. Fitzka u. a. (2014) kommen beim Untersuchen desselben Datensatzes bis 2011 auf ähnliche Ergebnisse für L8910 mit -3.6 ± 1.1 %/dec. Abbildung 4.9 veranschaulicht auch schön, wie die atmosphärische Dynamik in der unteren Ozonschicht größere Varianz (man beachte die deutlich größere Streuung der MMAs, als in den Schichten darüber) verursacht.

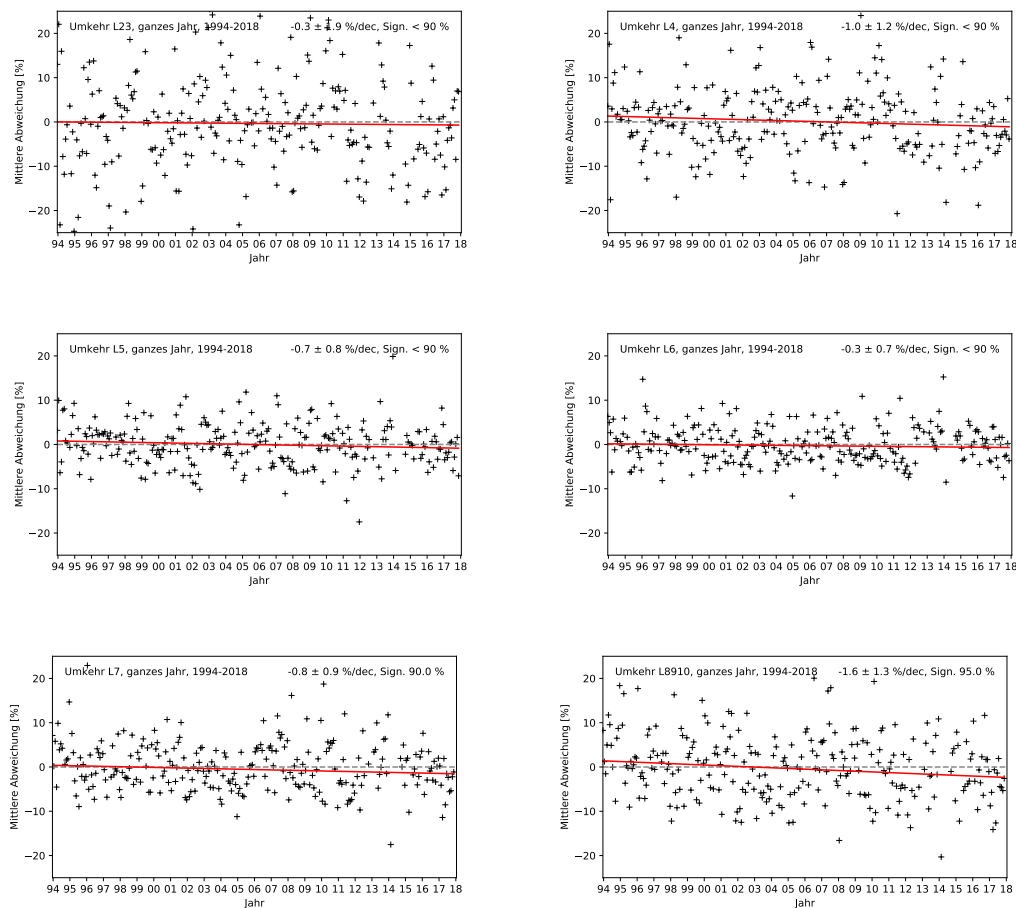


Abbildung 4.9: Lineare Trends der mittleren monatlichen Abweichungen der, in Kapitel 3 definierten, sechs Umkehrschichten. Die Trends sind allesamt schwach negativ und insignifikant, bis auf die oberste Schicht *L8910*, welche einen negativen Trend mit Trendsignifikanz ≥ 95 % aufweist.

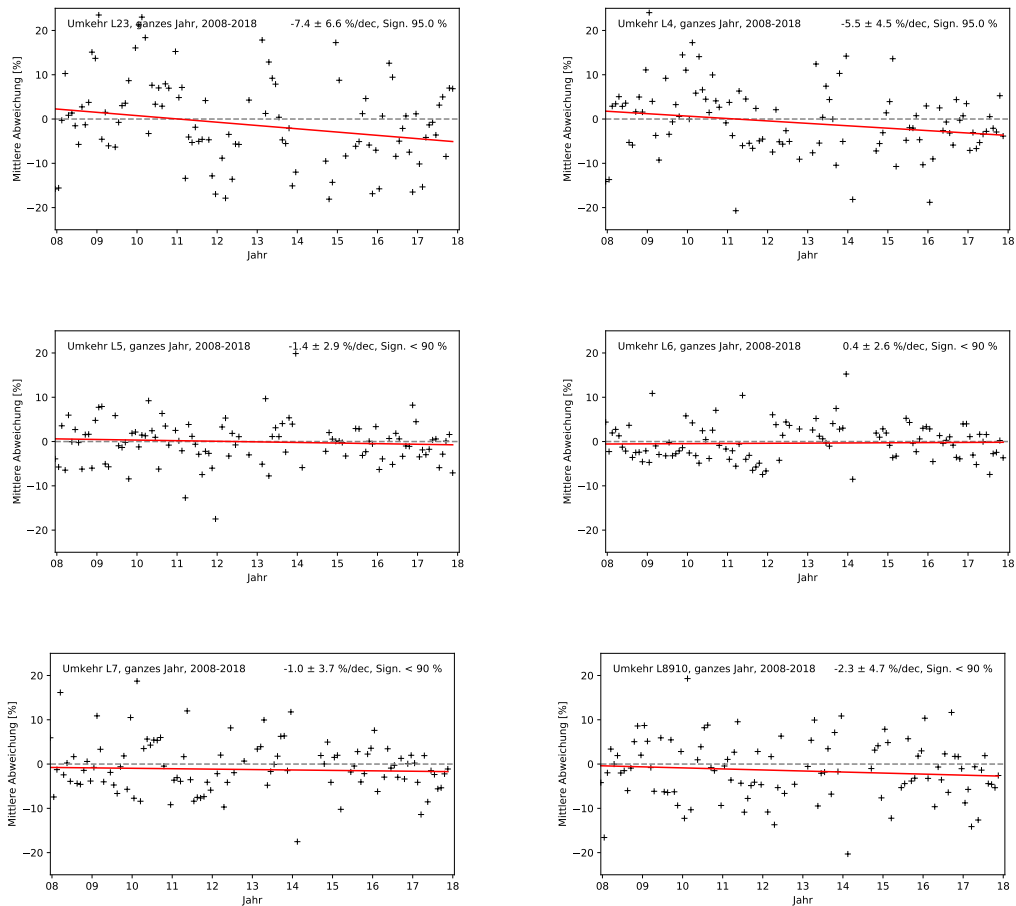


Abbildung 4.10: Lineare Trends der mittleren monatlichen Abweichungen der Umkehrschichten für den Zeitraum 2008-2017.

Bei der Untersuchung des Zeitraumes 1997 bis 2007 können keine signifikanten, bzw. nennenswerten Trends identifiziert werden. Jedoch findet man bei der Trendanalyse der Umkehrschichten im Zeitraum 2008-2017 in Abbildung 4.10 durchaus interessante Ergebnisse. Während in L5, L6 und L7 keine signifikanten Trends identifiziert werden können, sind die Trends in der unteren Ozonschicht eindeutig negativ mit $-7.4 \pm 6.6 \text{ %/dec}$ in L23 und $-5.5 \pm 4.5 \text{ %/dec}$ in L4. Die untere Ozonschicht macht mit L23 und L4 zusammen ca. die Hälfte des Gesamt Ozons aus und wird hauptsächlich von dynamischen Einflussfaktoren bestimmt. Dies würde also darauf hindeuten, dass der beobachtete negative Trend des Gesamt ozons zwischen 2008 und 2017 auf Veränderungen der atmosphärischen Dynamik des Alpenraumes hindeutet. Eine größere Tropopausenhöhe, verursacht durch subtropische Hochdruckeinflüsse und Temperaturerhöhungen, sorgen für Ozonabbau in der unteren Ozonschicht (L23 und L4). Im Alpenraum gibt es einen nachgewiesenen Anstieg der mittleren Temperaturen (Chimani u. a., 2013; Rubel u. a., 2017), was mit einem Anstieg der Tropopausenhöhe einhergeht. Die Trends der Umkehrschichten sind in den rechten Spalten in Tabelle 4.1 zu finden.

Trends der Vertikalprofile der einzelnen Jahreszeiten

In Abbildung 4.11 a) sind die Verhältnisse der Umkehrschichten in den Jahreszeiten im Vergleich zum ganzen Jahr abgebildet. Hierbei ist zu sehen, dass das Vertikalprofil im Sommer und im Winter dem des ganzen Jahres sehr ähnlich ist, aber im Frühling mehr und im Herbst weniger Ozon in den unteren Schichten (L1-L4) im Vergleich zum ganzen Jahr zu verzeichnen ist. Abbildung 4.11 b) zeigt, dass die größten Abnahmen der MMAs des Ozons in der obersten Schicht (L8910) im Frühjahr zu verzeichnen sind, was auch in Tabelle 4.1 zu sehen ist. Im ozonreichen Winter kann man Abnahmen in der unteren Ozonschicht (L23 und L4) feststellen, was häufigeren Hochdruckeinflüssen, die ozonarme Luft aus dem Süden nach Europa transportieren, zuzuschreiben wäre.

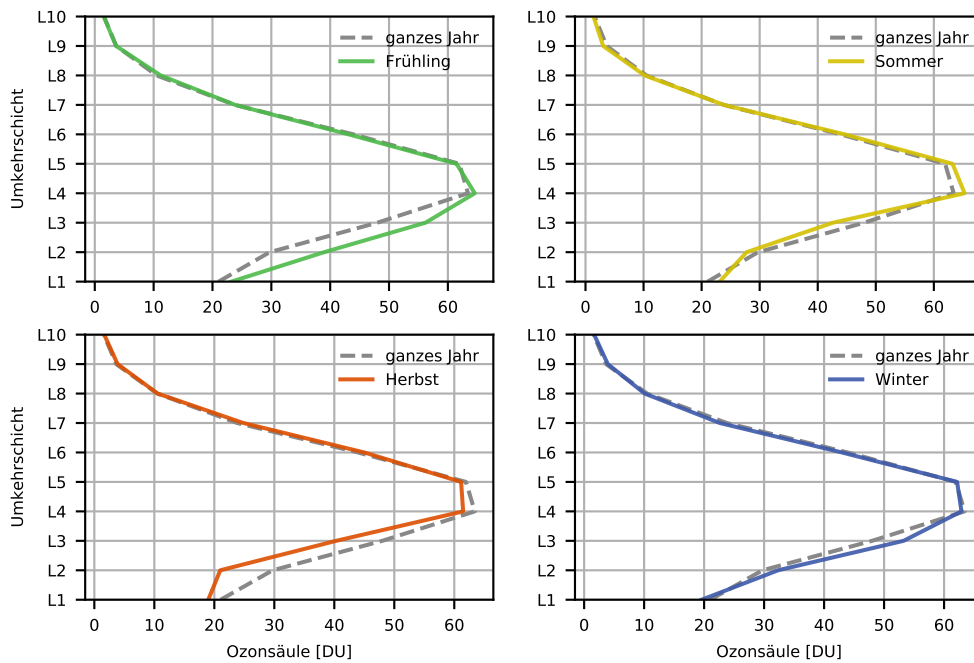
4.2 Extremwertanalyse von Gesamtozon

Wie bereits beschrieben, machen Extremereignisse, welche in dieser Arbeit als HOE und TOE bezeichnet werden, den Großteil des Trends im Gesamtozon aus. Ergebnisse der Extremwertanalyse (beschrieben in Kapitel 3.3.4) werden auf Häufigkeit des Auftretens untersucht und wie schon bei der Trendanalyse in zwei kürzere Untersuchungsperioden (1997-2007 und 2007-2017¹⁰) unterteilt.

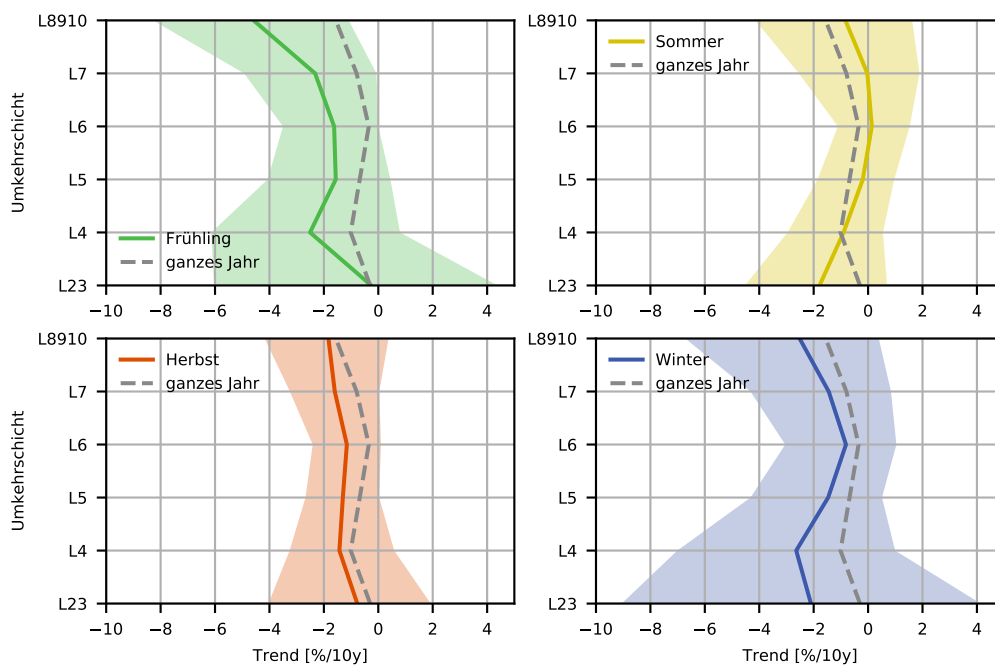
Die Ereignisse werden neben der Häufigkeit des Auftretens auch auf Magnitude untersucht, diese Analyse liefert jedoch keine signifikanten Ergebnisse. Da die Variabilität und Datenlücken der Umkehrschichten zu groß sind, wird die Extremwertanalyse nur für Gesamtozondaten durchgeführt.

Tabelle 4.2: Lineare Trends der Anzahl der aufgetretenen TOE und HOE, angegeben in Ereignissen pro Jahrzehnt (#/dec) für die jeweiligen Jahreszeiten in den Zeiträumen 1994-2017, 1997-2007 und 2007-2017.

	TOE			HOE		
	94-17	97-07	07-17	94-17	97-07	07-17
Jahr	-4.0 ^{-16.7} _{+5.0}	-36.7 ^{-65.0} _{-10.0}	+30.0 ^{-16.7} _{+75.0}	-9.0 ^{-22.0} _{+6.0}	+30.0 ^{-14.0} _{+60.0}	-51.2 ^{-110.1} _{0.0}
Frühling	-5.2 ^{-10.0} _{0.0}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	-3.5 ^{-7.1} _{+1.1}	+13.3 ^{-10.0} _{+22.0}	-15.0 ^{-30.0} _{+1.7}
Sommer	0.0 ^{-3.3} _{+3.6}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	-2.5 ^{-6.7} _{+1.5}	+13.3 ^{-6.0} _{+30.0}	0.0 ^{0.0} _{0.0}
Herbst	0.0 ^{-4.3} _{+5.2}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	-2.2 ^{-8.0} _{+3.1}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	-17.5 ^{-37.5} _{-5.0}
Winter	-0.6 ^{-5.7} _{+3.3}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	+8.0 ^{-7.5} _{+23.3}	-2.6 ^{-6.7} _{+1.6}	0.0 ^{0.0} _{0.0}	-3.3 ^{-20.0} _{+15.7}



(a) Ozonsäule [DU] in den Umkehrschichten



(b) Trends der MMAs der Ozonsäule [%/dec] in den Umkehrschichten

Abbildung 4.11: **a)** Mittleres Ozonvertikalprofil der einzelnen Jahreszeiten im Vergleich zum ganzen Jahr (Untersuchungszeitraum 1994-2017). **b)** Trends der Umkehrschichten inklusive Trendsicherheit in den einzelnen Jahreszeiten im Vergleich zum Trend des ganzen Jahres für den Untersuchungszeitraum 1994 bis 2017.

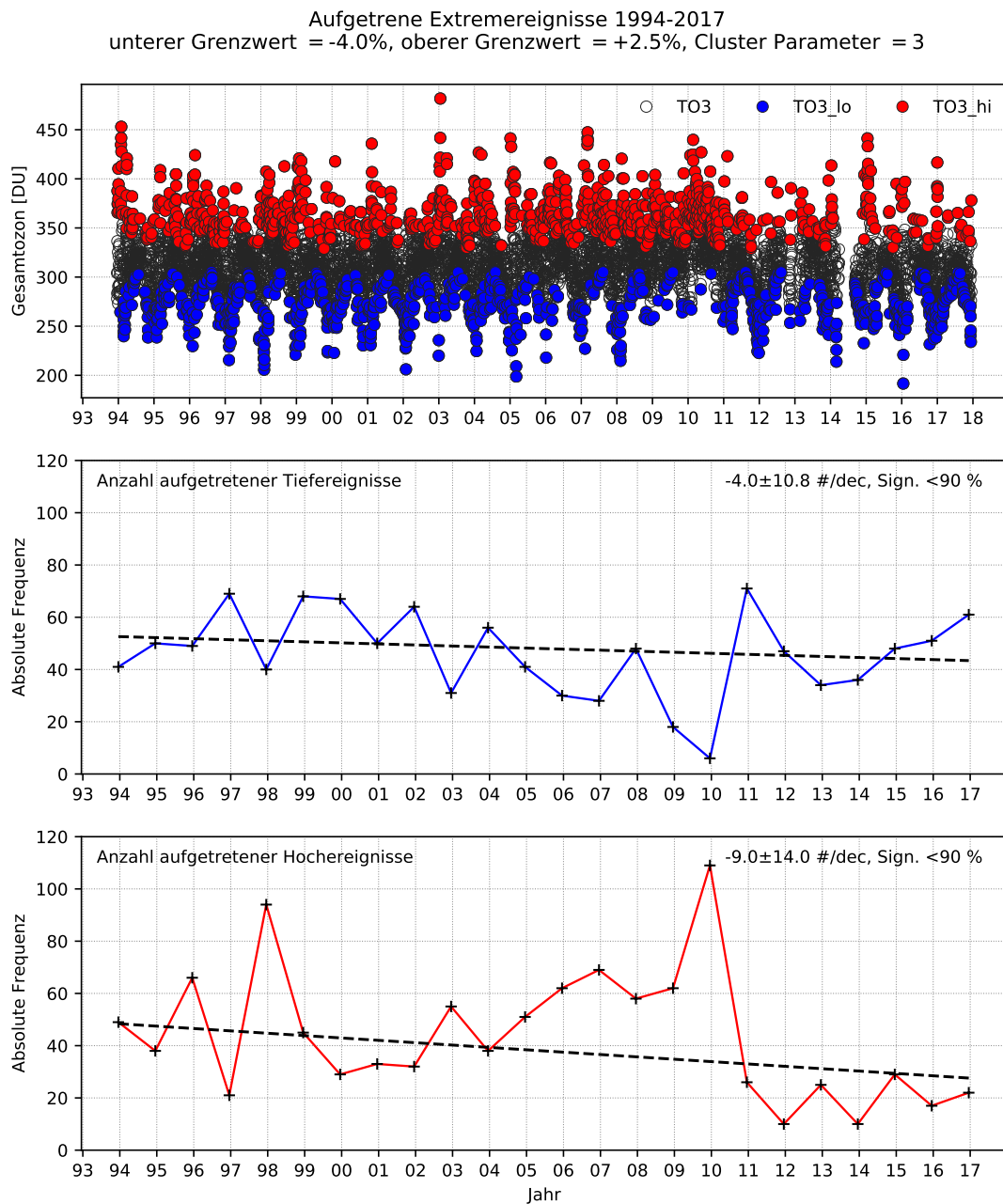


Abbildung 4.12: Oben: Ozontageswerte (schwarz) mit aufgetretenen TOE (blau) und HOE (rot) für den gesamten Zeitraum 1994 bis 2017. Mitte (Unten): Die Anzahl pro Jahr aufgetretener TOE (HOE) mit linearem Trend. Sowohl positive, als auch negative Extremereignisse des Gesamttozon am Hohen Sonnblick haben im Zeitraum 1994-2017 in ihrer Häufigkeit abgenommen.

4.2.1 Anzahl aufgetretener Tiefozon und Hochozon-Ereignisse

Wie Abbildung 4.12 verdeutlicht, hat sowohl die Häufigkeit der HOE (-9 Ereignisse pro Jahrzehnt), als auch der TOE (-4.0 Ereignisse pro Jahrzehnt) im Zeitraum 1994 bis 2017 abgenommen. Die Abnahmen sind jedoch statistisch nicht signifikant (< 90 %). Besonders auffallend sind die niedrigen Frequenzen der HOE in den Jahren 2011 bis 2017, während im selben Zeitraum dafür vermehrt TOE aufgetreten sind. Dies deutet darauf hin, dass Großwetterlagen bzw. atmosphärische Strömungen, die HOE begünstigen in ihrer Häufigkeit abnehmen, während Situationen, die TOE begünstigen zunehmen. Dies wird genauer in Kapitel 4.4 untersucht.

Teilt man die Häufigkeitsanalyse der aufgetretenen HOE und TOE in zwei kürzere Zeiträume auf, verdeutlicht sich das Bild, nämlich sieht man dass TOE (HOE) in der Periode 1997-2008 abnehmen (zunehmen) und TOE (HOE) in der Periode 2008-2017 zunehmen (abnehmen), siehe Abb. 4.13 und 4.14 respektive.

Häufigkeit von HOE und TOE in den Jahreszeiten

Analysiert man das Auftreten von TOE in den Jahreszeiten, sieht man anhand Abb. 4.15, dass die stärksten (und statistisch signifikanten) Abnahmen im Frühjahr mit -5.2 ± 5.0 #/dec auftreten, während in den anderen Jahreszeiten kein Trend vorzufinden ist. Dies macht Sinn, da TOE vorwiegend im Frühjahr auftreten, also sind auch gerade hier die stärksten Abnahmen zu erwarten. Diese Abnahme wird in den letzten Jahren jedoch gebremst, so ist in der Periode 2007-2017 kein negativer Trend mehr zu verzeichnen, dafür jedoch eine Zunahme der TOE im Winter (siehe Tab. 4.2). Dies könnte daran liegen, dass es im Frühjahr nun häufiger Einflüsse subtropischer Luft gibt, als Kaltlufteinflüsse aus dem Norden, welche in früheren Jahren vermehrt stattgefunden haben. Die Abnahme der HOE im Frühling in der Periode 2007-2017 können auch auf diesen Fakt zurückgeführt werden. Interessant ist jedoch die starke und statistisch signifikante Abnahme der HOE um -17.5 ± 16.3 #/dec im Herbst, da in dieser Jahreszeit wenig Variation des Gesamt ozons auftritt. Dies sollte darauf hindeuten, dass in den letzten Jahren weniger Polarlufteinbrüche im Herbst stattfinden, als in den Jahren zuvor, was auf die Klimaerwärmung zurückzuführen wäre.

4.3 Strömungslagenanalyse des ostalpinen Raums

Der untere Teil der Ozonschicht macht ca. die Hälfte der Gesamt ozonsäule aus. In diesen Höhen ist die Stratosphäre (bis ca. 25 km) nicht vollständig vom Wettergeschehen in der Troposphäre entkoppelt. Das bedeutet dass dynamische Transportprozesse aus der Troposphäre, insbesondere die Tropopausenhöhe welche durch Hoch und Tiefdruck steigt, bzw. sinkt und der Ursprung der Luftmassen einen großen Einfluss auf die Gesamt ozonsäule haben. Um genau diese Einflüsse zu veranschaulichen wird in diesem Kapitel eine Wetterlagen-Analyse vorgenommen.

Die Einteilung bzw. Klassifikation von Wetterlagen ist ein relativ schwieriges Unterfangen, da sich atmosphärische Massen- und Windfelder nie gänzlich wiederholen. Es muss also eine

¹⁰Bei der Häufigkeitsanalyse der Extremwerte wird als Startpunkt für den zweiten Untersuchungszeitraum 2007 anstatt 2008 (wie im vorangegangenen Kapitel 4.1) verwendet, da hier die gezählten Ereignisse nur noch einen Punktwert, anstatt mehrerer Werte (Monatswerte und Tageswerte) pro Jahr haben.

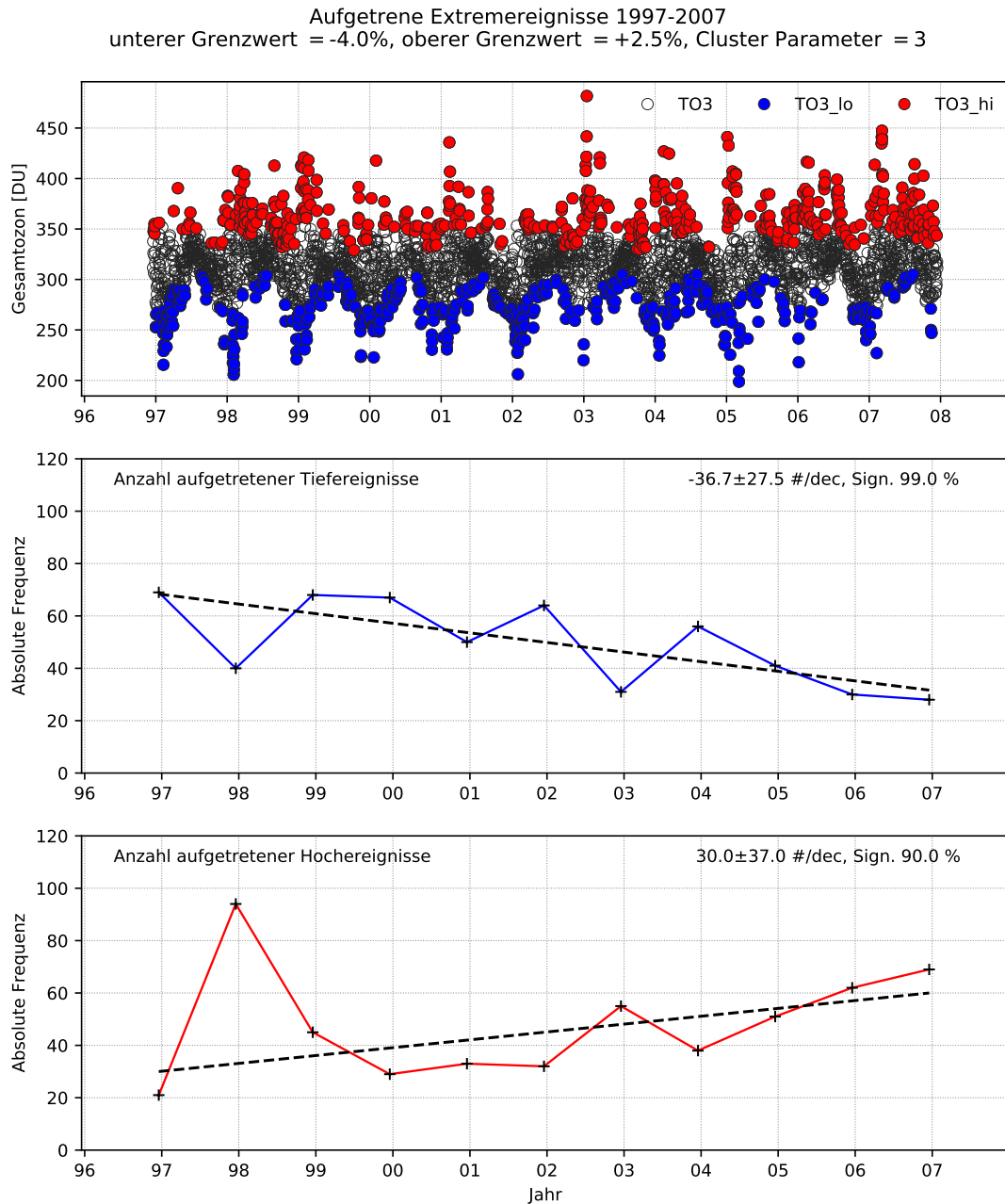


Abbildung 4.13: Oben: Ozontageswerte (schwarz) mit aufgetretenen TOE (blau) und HOE (rot) für den gesamten Zeitraum 1997 bis 2007. Mitte (Unten): Die Anzahl pro Jahr aufgetretener TOE (HOE) mit linearem Trend. Im Zeitraum 1997 bis 2007 ist eine signifikante Abnahme (Zunahme) der Häufigkeit von TOE (HOE) erkennbar.

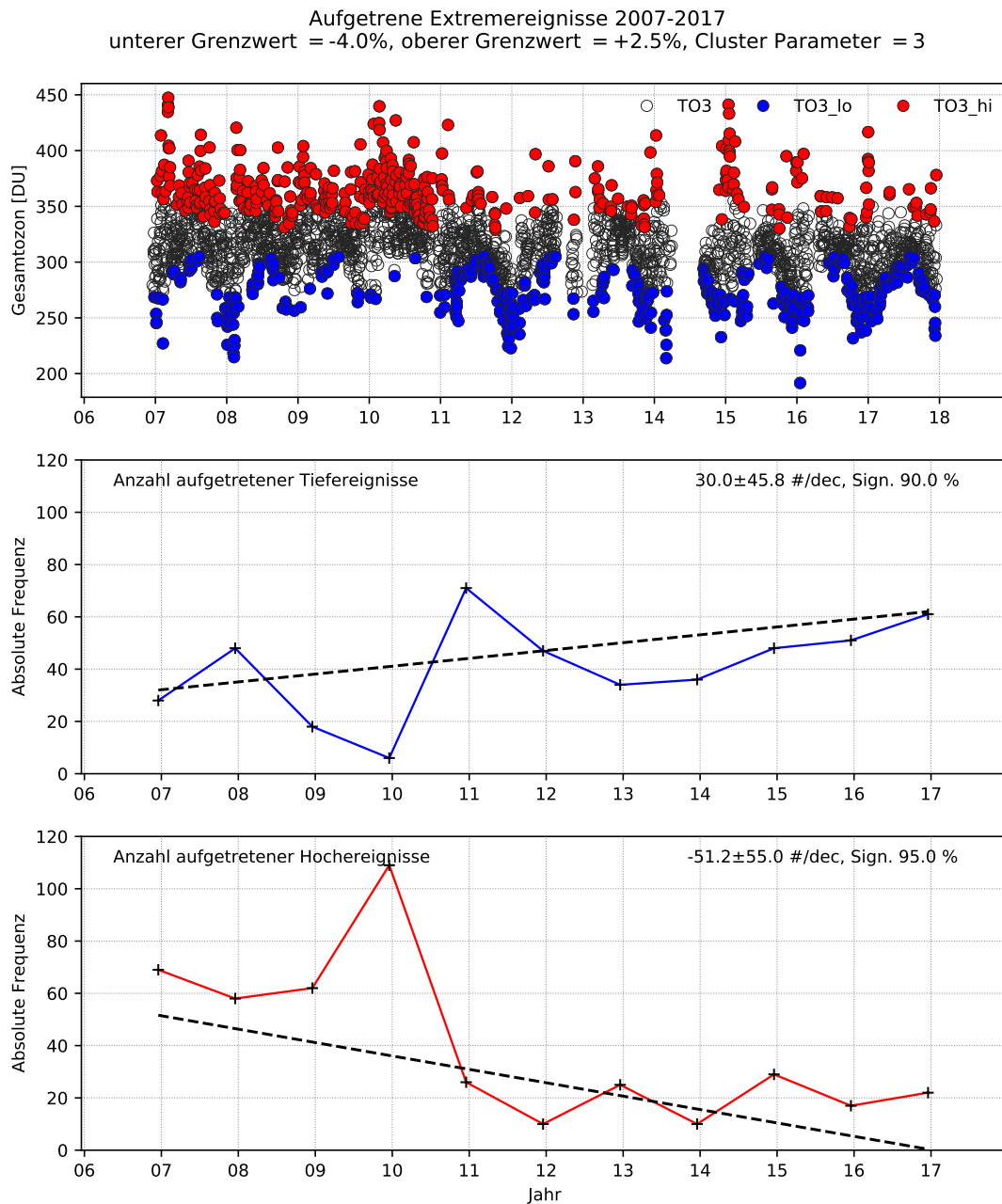


Abbildung 4.14: Oben: Ozontageswerte (schwarz) mit aufgetretenen TOE (blau) und HOE (rot) für den gesamten Zeitraum 2007 bis 2017. Mitte (Unten): Die Anzahl pro Jahr aufgetretener TOE (HOE) mit linearem Trend. Im Zeitraum 2007 bis 2017 sind leicht signifikante Zunahmen der Häufigkeit der TOE und starke Abnahmen der HOE zu sehen.

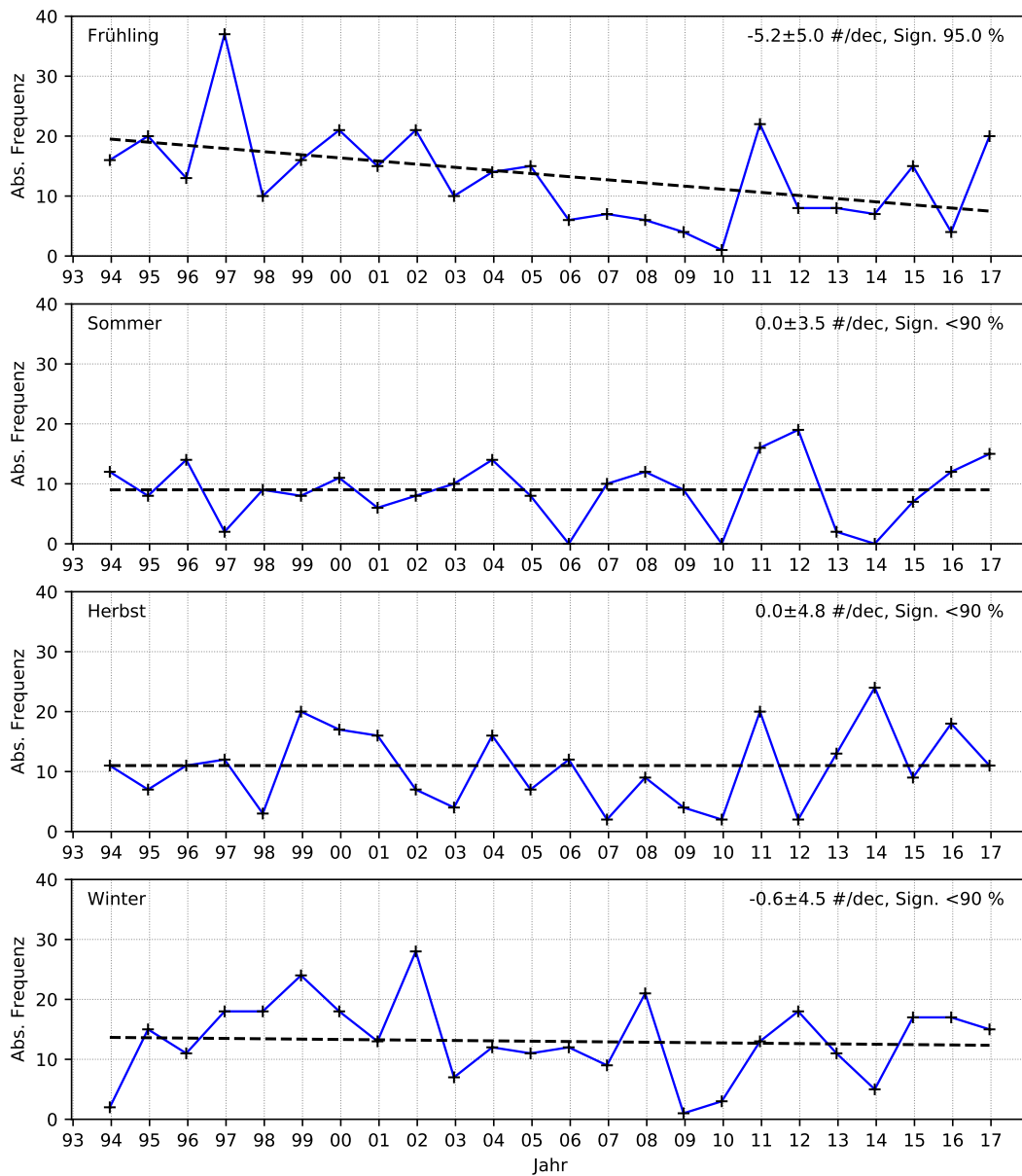


Abbildung 4.15: Häufigkeit des Auftretens von Tief-Ozon Ereignissen pro Jahr, für jede Jahreszeit im Zeitraum 1994 bis 2017. Im Sommer, Herbst und Winter sind keine Abnahmen der Häufigkeit von TOE zu erkennen, dafür aber eine deutliche und statistisch signifikante Abnahme im Frühling.

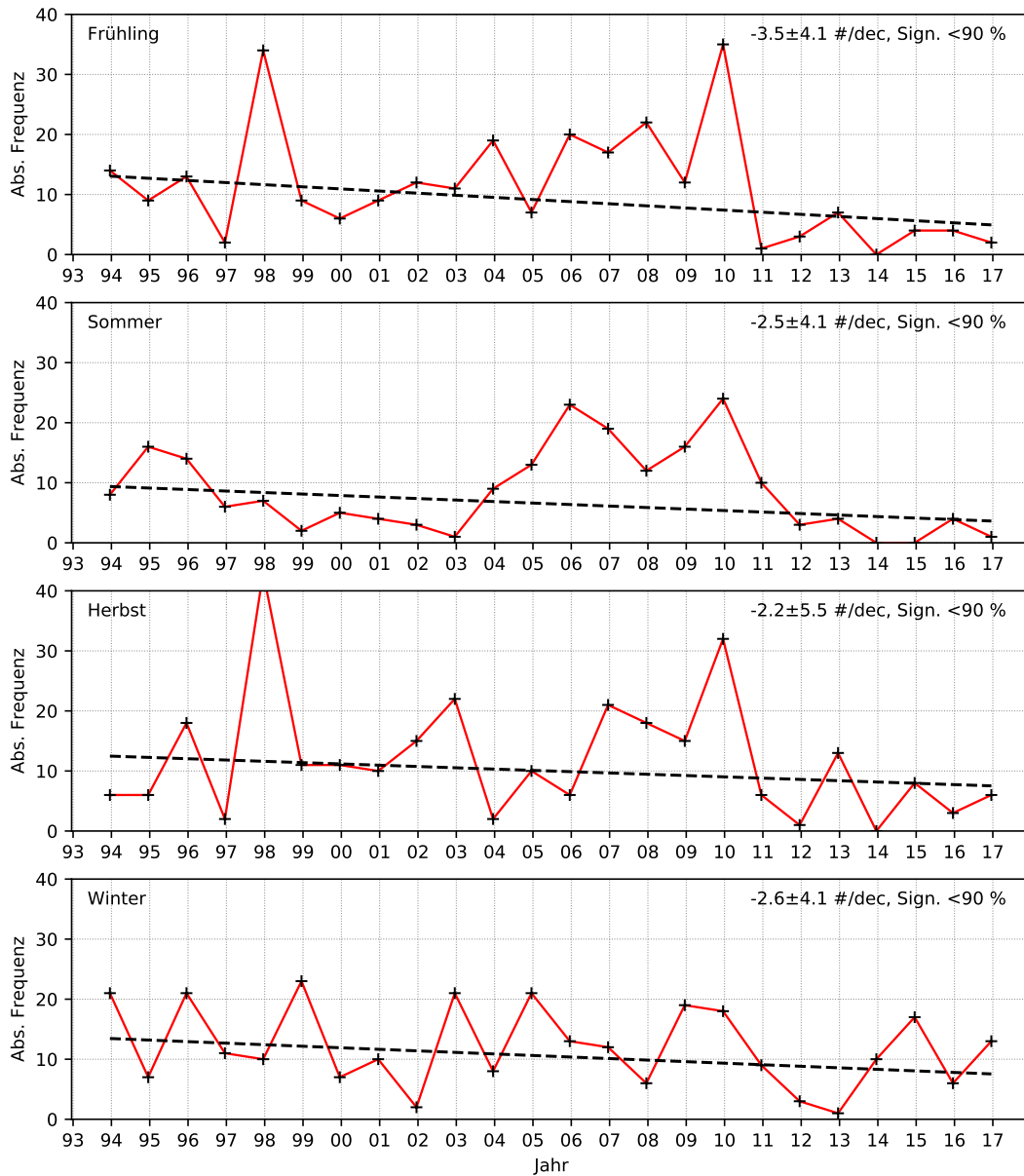


Abbildung 4.16: Häufigkeit des Auftretens von Hoch-Ozon Ereignissen pro Jahr, für jede Jahreszeit im Zeitraum 1994 bis 2017. Es ist generell eine Abnahme der HOE zu sehen, diese ist jedoch im Frühling am stärksten, wenn auch statistisch nicht signifikant.

Approximation vorgenommen werden, die der Annahme, dass bei ähnlichen Verhältnissen der Hauptströmung auch ähnliche Advektionsverhältnisse und ähnliche Vertikalbewegungen auftreten, zugrunde liegt.

Die Strömungslagenklassifikation von Steinacker (1991) konzentriert sich auf die Strömung im Ostalpenraum vom Bodensee bis zum Neusiedlersee, ist also geographisch ideal für den Standort Hoher Sonnblick. Der Datensatz umspannt den Zeitraum 1961 bis 2015. Die Lagen werden anhand der Hauptströmung der 850 hPa Fläche bestimmt. Diese ist nicht von der Bodenströmung entkoppelt und wird vom Alpenhauptkamm überragt, daher ist sie nicht ideal für eine Untersuchung der Höhenströmung wie sie hier vorgenommen wird. Trotzdem kann eine Klassifikation basierend auf Hauptströmungsrichtung und Windgeschwindigkeit der 850 hPa Fläche als gute Approximation für die Höhenströmung dienen. Die Klassifikation besteht aus zehn Lagen, nämlich den acht Hauptwindrichtungen Norden (N), Nordosten (NE), Osten (E), Südosten (SE), Süden (S), Südwesten (SW), Westen (W), und Nordwesten (NW), einer gradientschwachen Lage (H), bei der die Windgeschwindigkeiten auf 850 hPa unter 15 kt liegen und einer variablen Lage (V), in der sich die Richtung der Hauptströmung innerhalb des Tages maßgeblich ändert (z.B. bei einer Frontpassage).

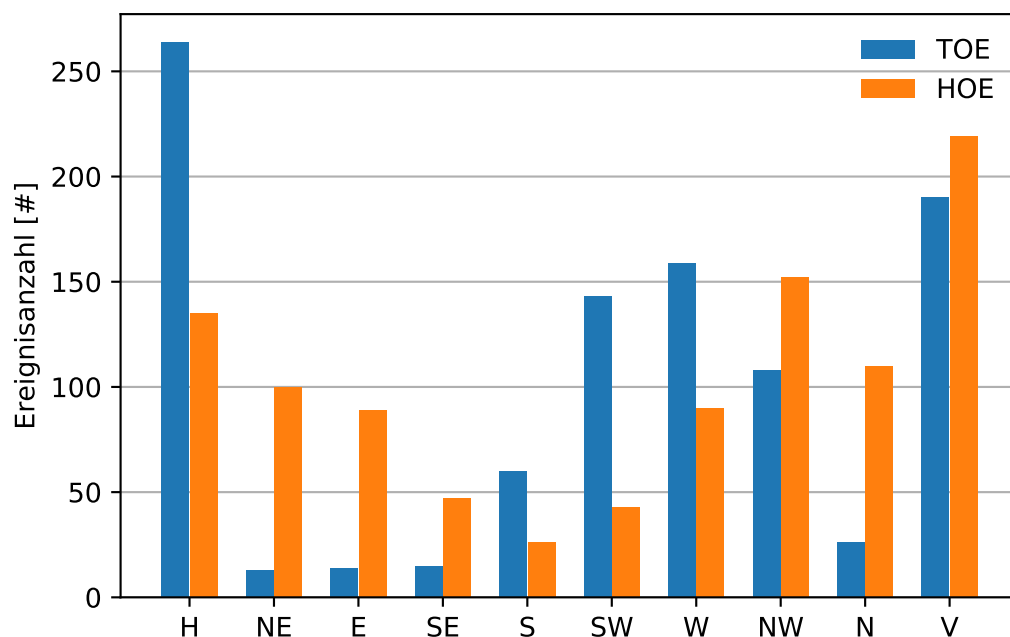


Abbildung 4.17: Anzahl der TOE (blau) und HOE (orange) Tage bei den jeweiligen Strömungslagen nach der Klassifikation von Steinacker (1991) für den Zeitraum 1994 bis 2015.

In Abbildung 4.17 ist die Anzahl der HOE und der TOE, die bei den jeweiligen Wetterlagen zwischen 1994 und 2015 aufgetreten sind, dargestellt. Die mit Abstand größte Anzahl an TOE ist bei gradientschwachen Tagen aufgetreten, wobei an diesen Tagen auch eine große Zahl von HOE aufgetreten ist. Bei Variablen Wetterlagen ist die größte Anzahl an HOE

aufgetreten und eine fast ebenso hohe Anzahl von TOE. An Tagen mit Hauptströmung aus östlichen Richtungen treten vermehrt HOE auf, während TOE eher bei Strömungen aus Süden bis Westen auftreten, bei Nordströmungen und Nordwestströmungen sind HOE dafür in der Mehrzahl.

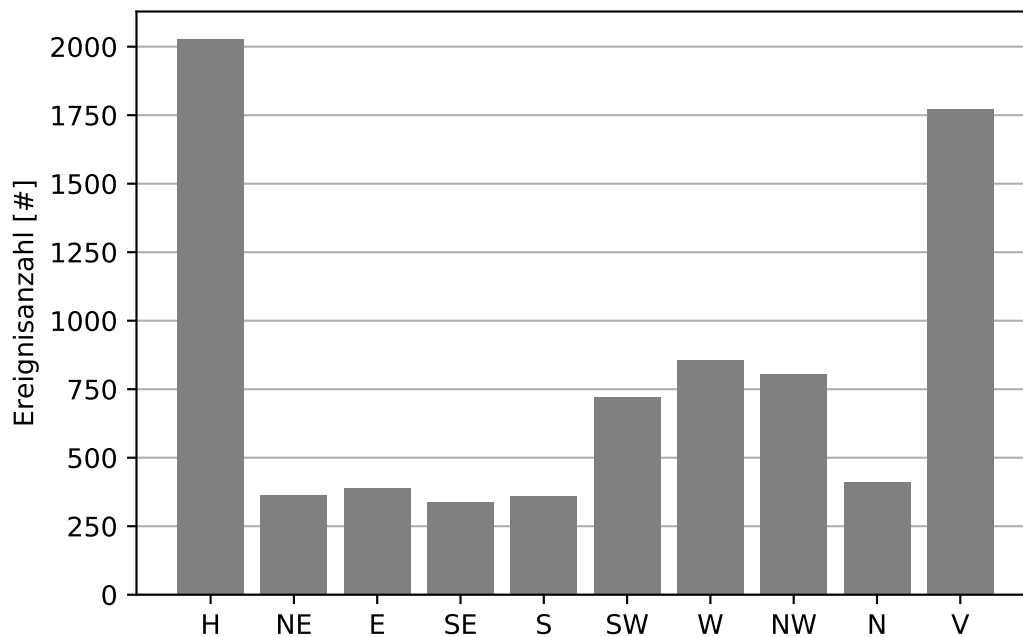


Abbildung 4.18: Anzahl der Tage an denen die jeweiligen Strömungslagen nach der Klassifikation von Steinacker (1991) für den Zeitraum 1994 bis 2015 im Ostalpenraum aufgetreten sind.

An dieser Stelle muss bemerkt werden, dass gradientsschwache Wetterlagen mit rund 2000 Tagen, dicht gefolgt von variablen Wetterlagen mit rund 1750 Tagen mit Abstand am häufigsten im Ostalpenraum im Zeitraum 1994 bis 2015 vorgekommen sind (siehe Abbildung 4.18). Bei den restlichen Wetterlagen nach den acht Himmelsrichtungen ist es wenig überraschend, dass die Westwindrichtungen W, SW und NW mit je rund 750 Tagen klar dominieren. Die restlichen Windrichtungen sind mit je rund 300 Tagen ähnlich oft aufgetreten. Deswegen werden die HOE und TOE nach der Anzahl der Häufigkeit der jeweiligen Strömungslagen normiert, indem die Anzahl der jeweiligen Strömungslage durch den Mittelwert aller Strömungslagen dividiert wird und mit der Häufigkeit der Ozonereignisse, die während der jeweiligen Lage aufgetreten sind, multipliziert wird. Nun, da die Häufigkeit der jeweiligen Strömungslagen keinen Einfluss mehr auf die Ozonereignisse hat, treten die meisten HOE bei Windrichtungen aus Norden, Nordosten, Osten und Südosten auf, während die meisten TOE bei Windrichtungen aus Süden, Südwesten und Westen auftreten. Gradientsschwache und variable Lagen stechen nicht mehr durch überproportional hohe Werte hervor (siehe Abbildung 4.19).

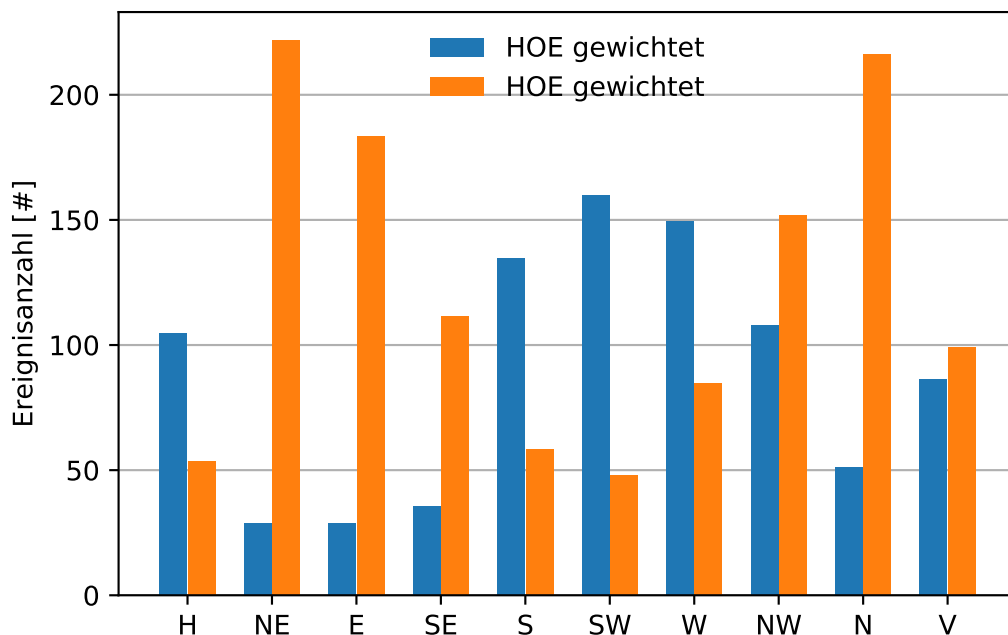


Abbildung 4.19: Die Anzahl der HOE und TOE normiert nach der Häufigkeit der Strömungslagen von Steinacker (1991) für den Zeitraum 1994 bis 2015.

Das hohe Auftreten von TOE an Tagen mit gradientschwacher Lage (H) macht Sinn, treten doch solche Lagen bei starken Hochdrucksystemen, bzw. Omega-Wetterlagen auf. Bei solchen Hochdrucksystemen wird die Tropopause auf ein höheres Niveau angehoben, wodurch ein Ozonverlust in den unteren Schichten (L23) stattfindet und dadurch die Gesamtozonsäule sinkt (siehe hierfür Abbildung 4.20 (a)). Variable Wetterlagen (V) sorgen für eine hohe Anzahl von sowohl HOE und TOE. Variable Wetterlagen werden über eine Richtungsänderung der Hauptströmung definiert, diese gehen mit einem Luftmassenwechsel einher, wodurch sowohl sehr ozonarme als auch sehr ozonreiche Luft advehiert werden kann. Bei Nord-Wetterlagen (N) werden Luftmassen aus Norden, welche typischerweise (und mit besonderen Ausnahmesituationen, wie zum Beispiel bei Mini-Ozonlöchern) sehr ozonreich sind, advehiert, deswegen treten an diesen Tagen vermehrt HOE auf (siehe Abbildung 4.20 (i)). Nordost- (NE) und Ost-Wetterlagen (E) sorgen normiert für die größte Anzahl an HOE. Dies rührt daher, dass polare Luftmassen oft über Osteuropa nach Mitteleuropa advehiert werden (zB. bei einem „Kaltlufttropfen“, siehe Abbildung 4.20 (b) und (c)). Diese Luftmassen sind ohnehin im Normalfall sehr ozonreich, des weiteren sorgen sie durch tieferen Druck auch für ein Absinken der Tropopause, was zusätzlich zu einer höheren Gesamtozonsäule führt. Bei Süd- (S) und Südwest-Wetterlagen (SW) werden subtropische Luftmassen aus Süden und der Atlantikhochregion advehiert, welche ozonarm sind. Dies erklärt die große Anzahl an TOE an diesen Tagen (siehe Abbildung 4.20 (e) und (f)). Dominiert die Westströmung (W), so treten auch eher TOE auf, wobei der Größenunterschied zu HOE nicht so

groß ist wie bei Süd- und Südwestwetterlagen. Bei einer starken Westströmung gibt es wenige Störungen des zonalen Stroms, dadurch können keine subtropischen Luftmassen aus dem Süden und polare Luftmassen aus dem Norden in den Alpenraum verfrachtet werden (siehe Abbildung 4.20 (g)). Die Gesamtozonsäule hängt hier also hauptsächlich davon ab, ob der Alpenraum eher in den südlichen oder den nördlichen Luftmassen der Westwindströmung liegt. Bei Nordwest-Wetterlagen (NW) treten zwar vermehrt HOE auf, jedoch treten auch TOE in einer fast so großen Zahl auf. Ob ein TOE oder ein HOE Ereignis bei einer Nord-

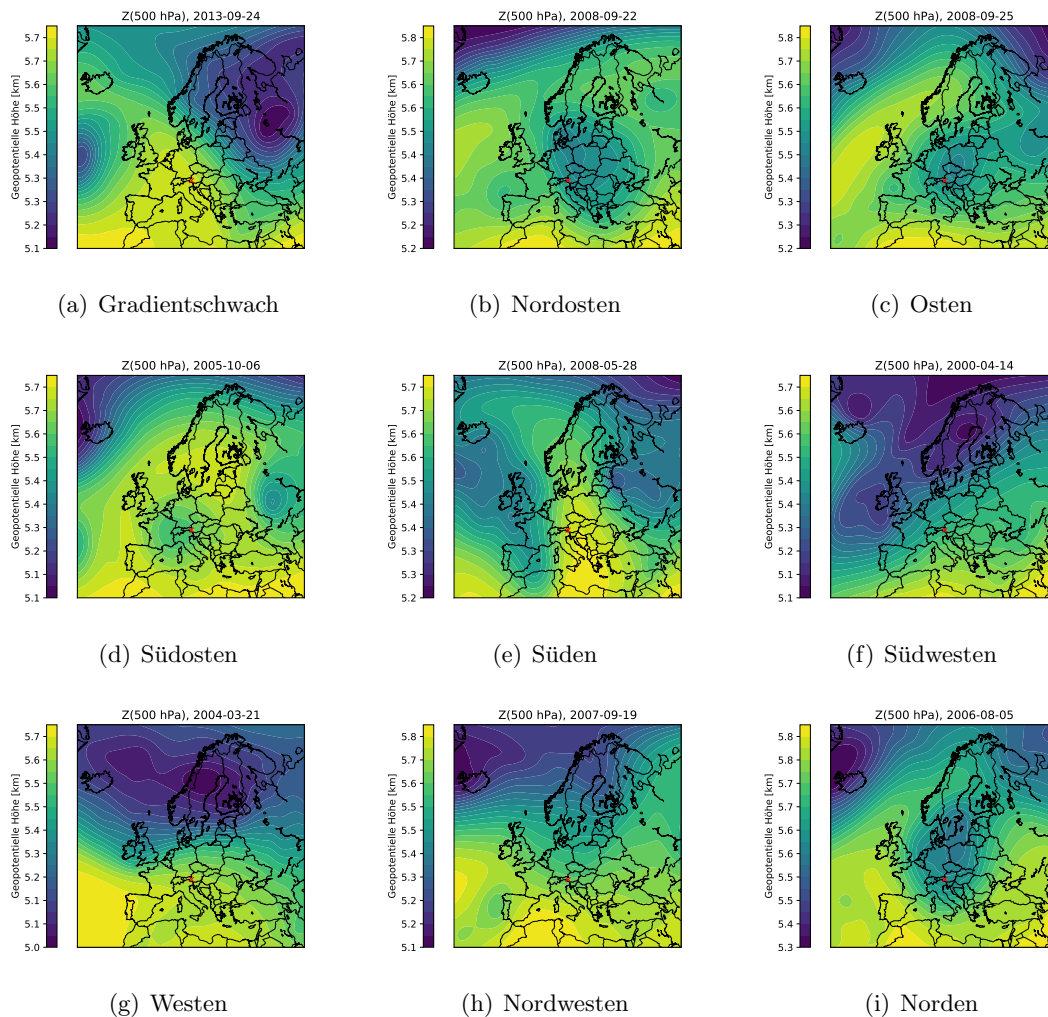


Abbildung 4.20: Ausgewählte Großwittersituationen über Europa für 500 hPa und 1000 hPa, die als gutes Beispiel für Strömungslagenklassifikation nach Steinacker (1991) dienen. Für variable Situationen wird kein Beispiel gezeigt, da variable Wetterlagen bei jeder Strömungsrichtung und einer Änderung dieser durch einen Luftmassenwechsel stattfinden.

westströmung auftritt hängt von der Luftmasse ab, welche nach Mitteleuropa transportiert wird. Wie in Abbildung 4.20 (h) zu sehen ist, herrschen bei einer solchen Wetterlage ein klar ausgeprägtes Islandtief und Azorenhoch vor. Ein HOE tritt eher auf, wenn die polare, ozonreiche Luftmasse advehiert wird, ein TOE eher, wenn die subtropische, ozonarme Luft-

masse über den Hohen Sonnblick strömt. Südost-Wetterlagen (SE) sind interessant, da es die einzige Situation ist, wo HOE bei einer Strömungsrichtung aus Süden klar überwiegen. Das liegt daran, dass bei Südostlagen typischerweise ein Tiefdruckgebiet südlich der Alpen (z.B. Italientief) vorherrscht (siehe Abbildung 4.20 (d)). Durch die niedrige Tropopause kommt es so also zu einer größeren Gesamtozonsäulenhöhe.

In Abbildung 4.17 ist eine gut ausgeprägte Trennschärfe bei Strömungen aus nördlichen und südlichen Richtungen und der aufgetretenen HOE und TOE zu erkennen. Es bietet sich daher an, die Gesamtozonzeitreihe und die Zeitreihe der Strömungslagen der betreffenden Richtungen auf eine Korrelation zu untersuchen. Die Strömungslagen werden in zwei Gruppen geteilt, in nördliche Strömungen (Nord- und Nordostströmungen) und südliche Strömungen (Süd- und Südwestströmungen) und gegen die mittlere monatliche Gesamtozonsäule aufgetragen (siehe Abb. 4.21). Sowohl für Strömungen aus südlichen Richtungen besteht eine schwach negative Korrelation ($\rho = -0.24$), als auch für Strömungen aus nördlichen Richtungen besteht eine schwach positive Korrelation ($\rho = 0.32$) mit den mittleren monatlichen Gesamtozonwerten.

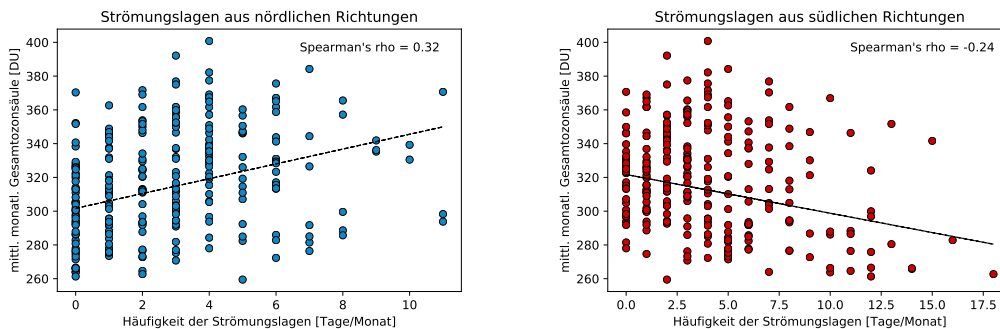


Abbildung 4.21: Mittlere monatliche Gesamtozonwerte aufgetragen gegen die Anzahl der pro Monat aufgetretenen Strömungslagen aus nördlichen (oben) und südlichen (unten) Richtungen. Der Korrelationskoeffizient wurde nach der Spearman Methode bestimmt.

4.4 Fallstudien an Tagen mit Hochozon und Tiefzonereignissen

In den unten angeführten Fallstudien werden die enorm großen Einflüsse der atmosphärischen Dynamik auf den Gesamtozonwert veranschaulicht und die dadurch verursachte große Variabilität. So ist die Gesamtozonsäule während der beiden Hochozon-Ereignisse mehr als doppelt so hoch wie bei den beiden Tiefzon-Ereignissen.

4.4.1 Ozonvariabilität und Häufigkeit von Hochozon und Tiefzon-Ereignissen

Um dynamische Einflüsse auf die Gesamtozonkonzentration zu veranschaulichen, werden die synoptischen Situationen an den Tagen von HOE und TOE neben dem dazugehörigen Ozonvertikalprofil abgebildet. Durch die oben beschriebene Methode der Extremwerttheorie traten im Zeitraum 1994 bis 2017 1104 Tiefzon und 1050 Hochozon-Ereignisse auf, für 607 Tage sind die dazugehörigen Vertikalprofile vorhanden.

Gesamtozon weist einen stark ausgeprägten Jahresgang mit klarem Minimum im Spätherbst und klarem Maximum im frühen Frühjahr auf. Gleichzeitig tritt aber auch die größte Gesamtozonvariabilität zur Zeit mit den höchsten Werten und die geringste Variabilität zur Zeit mit den niedrigsten Gesamtozonwerten auf. So treten die meisten HOE aber eben auch TOE im Frühjahr auf, wo die Gesamtozonsäule im Mittel ja die höchsten Werte aufweist. Im Herbst wo die Gesamtozonsäule im Mittel am niedrigsten ist, treten fast keine HOE und TOE auf, da zu diesem Zeitpunkt die Variabilität am niedrigsten ist. Dies ist in Abb. 4.22 veranschaulicht, wo die saisonale Variabilität der klimatologisch gemittelten Gesamtozonwerten zu sehen ist.

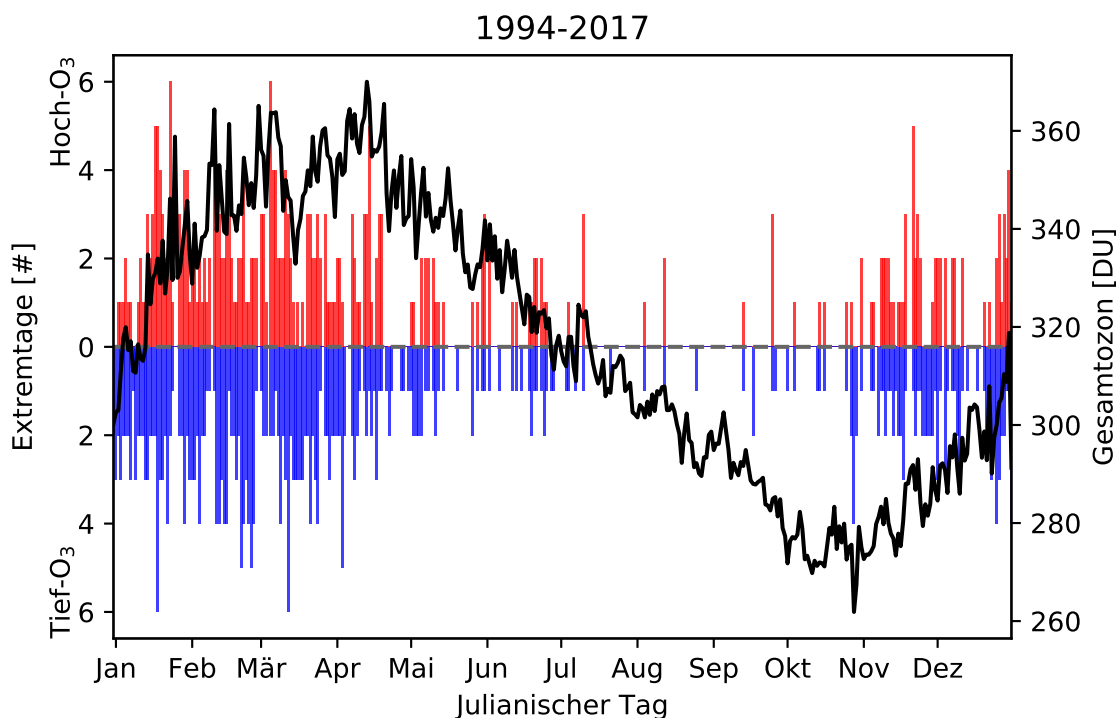


Abbildung 4.22: Jahresgang der Tagesmittelwerten von Gesamtozon für die gesamte Messperiode (1994-2017), zusammen mit der Anzahl der, von 1994 bis 2017, an den jeweiligen Tagen aufgetretenen Hoch-Ozon und Tief-Ozon Ereignissen. Zeitgleich mit dem Ozonmaximum (Minimum) tritt die höchste (geringste) Variabilität auf.

Bildet man den seasonsunabhängigen Datensatz der klimatologischen Tagesmittelwerte der Gesamtozonsäule ab, bleibt nur noch die „natürliche“ Variabilität des Ozons übrig, auch die Grenzbereiche für HOE und TOE lassen sich so gut veranschaulichen (siehe Abb. 4.23). Da der Jahresgang nun entfernt ist, gibt es kein klares Minimum und Maximum mehr im Herbst und im Frühjahr, stattdessen ist nun ein leichtes Maximum im Sommer und ein leichtes Minimum im Winter zu erkennen. Den Jahresgang der Variabilität selbst erkennt man einerseits am Abstand der beiden Schwellenwert-Kurven, ist dieser geringer bzw. größer, ist es auch die Variabilität. Andererseits erkennt man die sich ändernde Variabilität auch gut an der Unregelmäßigkeit der Gesamtozonkurve, im Frühjahr ist diese unregelmäßiger,

weist also eine höhere Variabilität als im Herbst auf, wo die Kurve glatter ist.

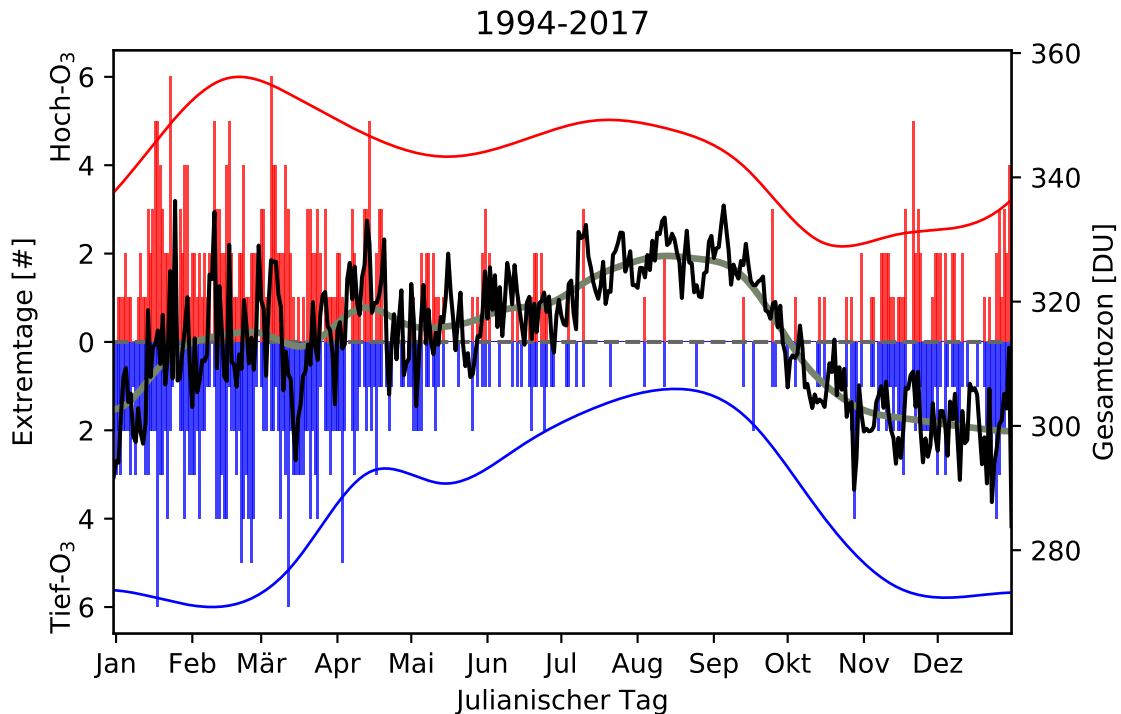


Abbildung 4.23: Jahresgang der Tagesmittelwerte der seasonsunabhängigen Gesamtozondaten für die gesamte Messperiode (1994-2017). Die Anzahl der im Zeitraum an den jeweiligen Tagen aufgetretenen HOE und TOE ist in rot bzw. in blau dargestellt. Die rote und die blaue Kurve stellen respektive den oberen und den unteren Schwellenwert dar.

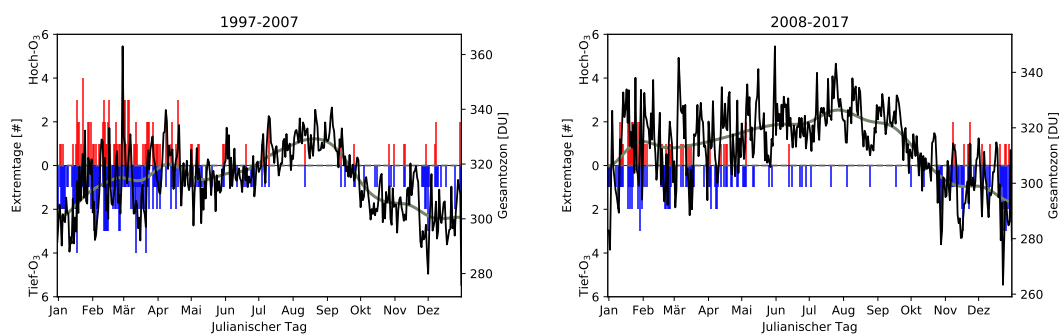


Abbildung 4.24: Die beiden Subperioden des seasonsunabhängigen Datensatzes: Links 1997-2007, rechts 2008-2017. Um den klimatologischen Jahresgang des Gesamtozons der beiden Perioden und insbesondere deren Unterschiede besser zu visualisieren, wurde eine 1 σ Gauss Glättung an die beiden Kurven angepasst (graue Linie). Die roten und blauen Säulen stellen die Anzahl der, an den jeweiligen Tagen aufgetretenen, HOE und TOE dar.

Unterteilt man den seasonsunabhängigen Datensatz wieder in die Subperioden 1997-2007 und 2008-2017, lässt sich der Unterschied im Jahresgang und der Variabilität der mittleren täglichen Gesamtozonsäule und der Verteilung und Häufigkeit der Tage mit HOE und TOE zeigen (siehe Abb. 4.24). Hier machen sich sofort einige Unterschiede zwischen den beiden Perioden bemerkbar. Die beiden Kurven sind sich zwar relativ ähnlich, jedoch ist der mittlere Gesamtozonwert in der zweiten Periode (2008-2017) um ca. 10 DU niedriger als in der ersten (1997-2007) und auch die Anzahl von sowohl HOE als auch TOE ist in der zweiten Periode generell geringer. Das leichte Maximum im Spätsommer in der ersten Periode ist in der zweiten Periode schwächer ausgeprägt und auch die mittleren Tageswerte im November und Dezember sind in der zweiten Periode niedriger, was sich auch in der Anzahl der TOE während dieser Zeit auswirkt.

HOE und TOE zeigen eine sehr ähnliche Häufigkeitsverteilung, so macht es also Sinn, das Jahr in drei Untersuchungszeiträume für eine Fallstudienanalyse zu unterteilen. So wird das Jahr in drei Kategorien unterteilt:

- Kategorie I: Januar, Februar, März
- Kategorie II: April, November, Dezember
- Kategorie III: Mai, Juni, Juli, August, September, Oktober

In Kapitel 4.4 werden einzelne ausgewählte HOE und TOE anhand des Vertikalprofils und zweier Druckfelder (200 hPa und 50 hPa) hinsichtlich dynamischer Ursachen diskutiert.

198.7 DU, Tief-Ozon Extremereignis 2005-03-20

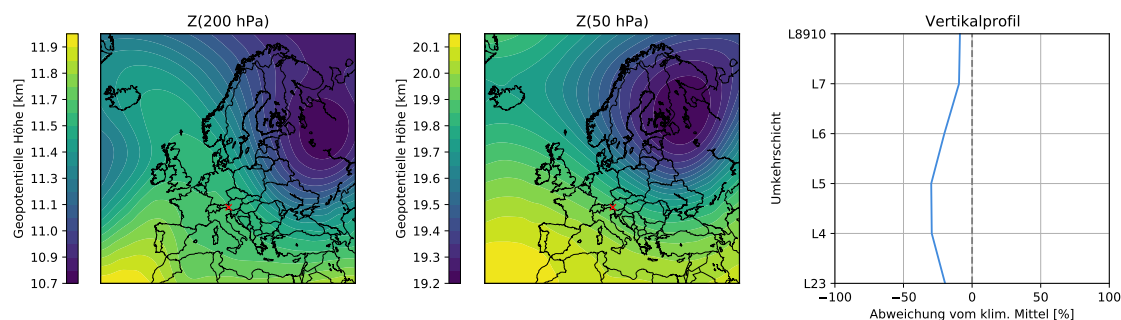


Abbildung 4.25: Das Tiefozon-Ereignis am 20. März 2005 bei einer variablen Wettersituation (V) wird als Mini-Ozonloch klassifiziert. Während des Ereignisses konnte der niedrigste Ozontageswert der gesamten Messreihe mit 198.7 DU festgestellt werden. Geopotentielle Höhe [km] auf 200 hPa (links), auf 50 hPa (mittig) und das Ozonvertikalprofil, angegeben in der Abweichung des klimatologischen Mittelwertes in Prozent.

4.4.2 Fall 1: Tiefozon-Ereignis am 20. März 2005

Beim ersten Fall handelt es sich um den niedrigsten, jemals gemessenen Gesamtozontageswert der gesamten Messperiode des Hohen Sonnblicks mit 198.7 DU am 20. März 2005. Dass dieser extrem tiefe Wert im Frühjahr, wo im Mittel die Gesamtozonsäule am höchsten ist, aufgetreten ist, verdeutlicht die große Variabilität, die Gesamtozon im Frühjahr haben kann.

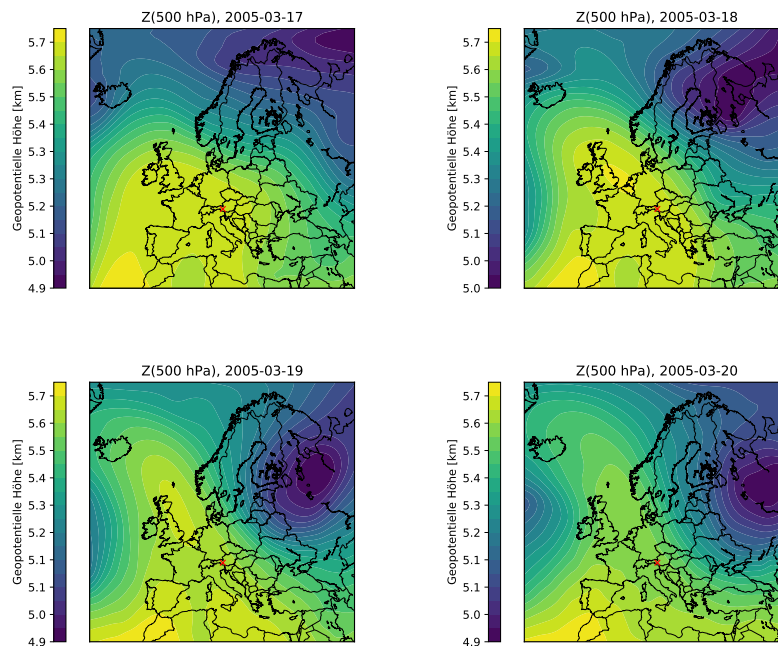


Abbildung 4.26: ERA Reanalysen des 500 hPa Geopotentials für den 17., 18., 19. und 20. März 2005, jeweils 12 UTC. Schnell baute sich während einer Westströmung (W) innerhalb von nur zwei Tagen ein steiler Keil auf, der die Hauptströmung auf Nordwesten (NW) drehte. Während eines Luftmassenwechsels (V) am 20. März wurde ein Fragment des Polarwirbels mit einer extrem niedrigen Ozonsäule von Osten her nach Süden verfrachtet. Diese Luftmasse streifte am selben Tag den Ostalpenraum und verursachte den tiefsten, jemals gemessenen Gesamtozonwert von 198.7 DU am Hohen Sonnblick.

Im Winter 2004/2005 gab es einen stark ausgeprägten Polarwirbel und großer horizontaler Ausdehnung. Dadurch waren die Temperaturen in der Arktis extrem niedrig, was zu einer vermehrten Bildung von PSCs (was ungewöhnlich für die Arktis ist) führte (Von Hobe u. a., 2006). Der Wirbel bildete sich im Oktober 2004 und war im November vollständig ausgeprägt, bis er im Februar durch Störungen stark erwärmt wurde und schließlich am 25. Februar zusammenbrach. Der Wirbel konnte sich jedoch erneut bilden, wenn auch mit höheren Temperaturen. Anfang März wurde er durch ein plötzliches Stratosphärenwärmungsereignis (SSW) um 35 °C erwärmt und Ende März brach er schließlich durch starke Störungen in drei Fragmente auseinander (Werner u. a., 2009).

Am 17. März befand sich ein stark ausgeprägtes Hochdrucksystem über Westeuropa und ein starkes Tief über dem Atlantik, der Ostalpenraum befand sich in einer Westwindsituation (W). Innerhalb von zwei Tagen entstand ein steiler, weit nach Norden reichender Keil über Frankreich, den britischen Inseln bis nach Island, welcher bis in die Stratosphäre reichte und den Polarwirbel störte. Im Keil wurde subtropische, warme, trockene und ozonarme Luft von Süden weit nach Norden advehiert, was durch die sehr starke Scherung an der westlichen Flanke durch das ausgeprägte Tief über dem Atlantik geschah (siehe Abb. 4.26). Zusätzlich zur Horizontaladvektion von Süden nach Norden entstand durch die starke Windscherung zwischen dem Trog über dem Atlantik und dem Keil über Mitteleuropa Vertikaladvektion

im Scherungsbereich. Subtropische Luftmassen sind ohnehin schon ozonarm und weisen eine höhere Tropopause auf. Beim Luftmassenwechsel am 20. März (V) drehte die Strömung kurzzeitig auf Süden. Durch die von Süden advehierte Luft und die Vertikaladvektion wurde die Tropopause nach oben transportiert und durch die Überströmung der Alpen noch zusätzlich weiter angehoben, wodurch diese extrem niedrigen Gesamtozonwerte im Alpenraum auftraten.

Zusammenfassend verursachten also, durch starke Rossbywellenaktivität ausgelöste Windscherung und die damit verbundene Horizontal- und Vertikaladvektion, gemeinsam mit topographischer Hebung eine stark angehobene Tropopause, in der es zu extrem tiefen Gesamtozonwerten gekommen ist, ein Ereignis das als Mini-Ozonloch über Europa klassifiziert wird (Abb. 4.25).

206.1 DU, Tief-Ozon Extremereignis 2002-02-12

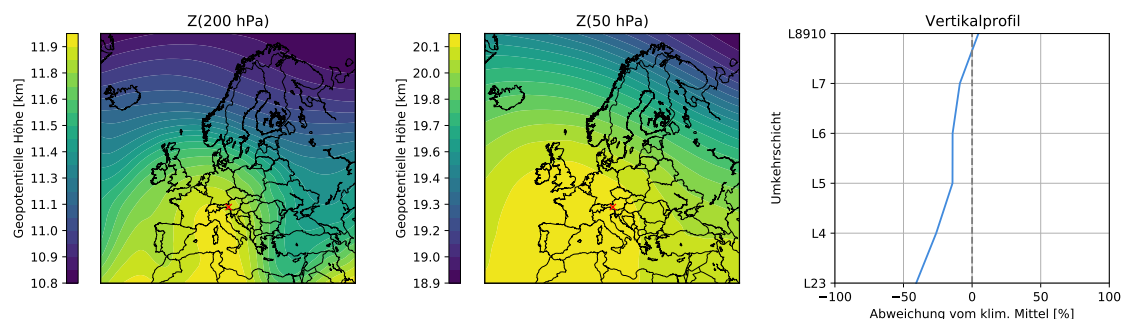


Abbildung 4.27: Das TOE am 12. Februar 2002 bei einer Westwindsituation (W) und einer Gesamtozonsäule von 206.1 DU. Geopotentielle Höhe [km] auf 200 hPa (links), auf 50 hPa (mitig) und das Ozonvertikalprofil, angegeben in der Abweichung des klimatologischen Mittelwertes in Prozent.

4.4.3 Fall 2: Tiefozon-Ereignis am 12. Februar 2002

Am 12. Februar 2002 kam es zu einem extrem niedrigem Gesamtozonmesswert am Hohen Sonnblick mit 206.1 DU. Dieser Wert ist zwar fast so tief wie der historische Tiefstwert in Fall 1, anhand Abbildung 4.27 kann man jedoch erkennen, dass eine völlig andere synoptische Situation dieses TOE ausgelöst hat. Durch einen sehr steilen und gut ausgeprägten Keil konnte subtropische, ozonarme Luft von weit aus dem Süden über Mitteleuropa verfrachtet werden.

Vom 08. Februar an herrschte eine Westwindsituation (W) über dem Ostalpenraum mit stark ausgeprägtem Islandtief und Azorenhoch und starker Scherungszone über dem Atlantik vor. Im Laufe der nächsten Tage tropfte ein Höhentief vom Trog über Europa ab und der stark ausgeprägte Keil wanderte vom Atlantik ostwärts Richtung Europa. Durch den starken Druckgradienten in der Westströmung am 12. Februar konnte subtropische, ozonarme Luft weit über Mitteleuropa strömen und durch das ausgeprägte Hochdrucksystem wurde die Tropopausehöhe zusätzlich stark angehoben.

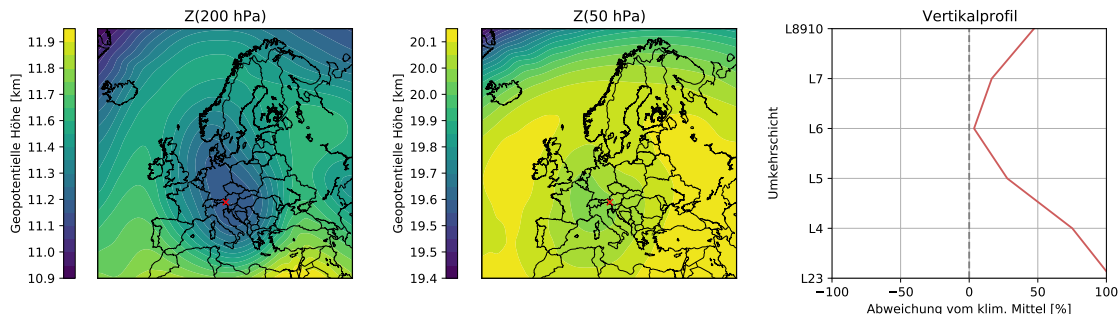
438.8 DU, Hoch-Ozon Extremereignis 2007-03-23

Abbildung 4.28: Das HOE am 23. März 2007 bei einer variablen Situation (V) und einer Gesamt ozonsäule von 438.8 DU. Geopotentielle Höhe [km] auf 200 hPa (links), auf 50 hPa (mittig) und das Ozonvertikalprofil, angegeben in der Abweichung des klimatologischen Mittelwertes in Prozent.

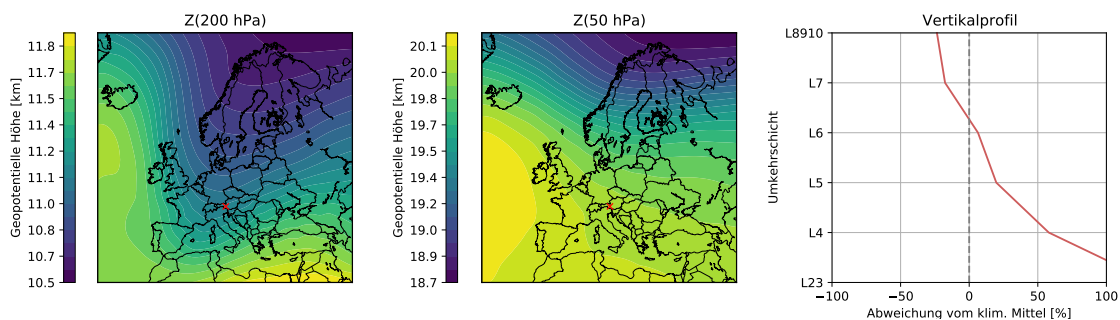
441.7 DU, Hoch-Ozon Extremereignis 2003-01-30

Abbildung 4.29: Das HOE am 30. Januar 2003 bei einer Westwindsituation (W) und einer Gesamt ozonsäule von 441.7 DU. Geopotentielle Höhe [km] auf 200 hPa (links), auf 50 hPa (mittig) und das Ozonvertikalprofil, angegeben in der Abweichung des klimatologischen Mittelwertes in Prozent.

4.4.4 Fall 3: Hochozon-Ereignis am 23. März 2007

Am 23. März 2007 wurde ein Gesamt ozonwert von 438.8 DU am Hohen Sonnblick beobachtet. Der Polarwirbel war im Dezember 2006 und im Januar 2007 stabil mit positiver AO von rund +2. Der Polarwirbel brach Ende Januar bereits zum ersten mal auf und blieb bis Ende Februar instabil. Am 24. Februar wurde der Wirbel so stark gestört, dass ein SSW Ereignis auftrat und sich die polaren Luftmassen nachhaltig erwärmten. Daraufhin herrschten im Wirbel keine besonders tiefen Temperaturen mehr vor, es konnten also weniger photochemische Ozonabbauprozesse beim arktischen Sonnenaufgang im März stattfinden und PSCs konnten sich nicht bilden. Dies bewirkte, dass die arktischen Luftmassen im Frühjahr sehr ozonreich waren. Beim endgültigen Aufbrechen des Polarwirbels Ende März 2007 tropfte schließlich ein Kaltlufttropfen von einem ausgeprägten Trog über Mitteleuropa ab. Durch die dadurch sehr tiefe Tropopause und die ozonangereicherte Luft, besonders in den unteren Schichten L23 und L4 wurde am Sonnblick bei einer variablen Wettersituation (V) am 23.

März 2007 eine Gesamtozonsäule von 438.8 DU gemessen (siehe Abbildung 4.28).

4.4.5 Fall 4: Hoch-Ozon Ereignis am 30. Januar 2003

Das HOE am 30. Januar 2003 wurde durch tiefes Ausgreifen eines Troges von Nordosteuropa verursacht. Die AO im Winter 2002/2003 war negativ, was einen geschwächten Polarwirbel mit vielen Störungen verursachte. Dadurch sanken die Temperaturen im Wirbel den ganzen Winter lang nie in tiefe Bereiche, wodurch die arktische Luft sehr stark mit Ozon angereichert wurde. Eine Störung des Polarwirbels entwickelte sich am 22. Januar in eine Omega-Wetterlage mit einem stark ausgeprägten Tiefdrucksystem über dem Atlantik und einem steilen Keil über Osteuropa (siehe Abb.4.29). Mit dem Auflösen der Omega-Wetterlage drehte die Hauptströmung auf Westen (W) wobei die Überbleibsel des Atlantiktiefs arktische Luftmassen innerhalb eines Troges über Mitteleuropa bis weit nach Süden beförderten. Dadurch wurde am 30. Januar eine Gesamtozonsäule von 441.7 DU am Hohen Sonnblick gemessen.

5 Schlussfolgerungen

Die Analysen des linearen Trends des Gesamt Ozons und den vertikalen Ozonprofilen kann als Fortsetzung der Ergebnisse der Arbeit von Fitzka u. a. (2014) gesehen werden. Über den gesamten Analysezeitraum 1994 bis 2017 kann kein linearer Trend der Gesamt Ozonsäule festgestellt werden. In der vorangegangenen Arbeit konnte hier noch ein leichter Anstieg verzeichnet werden. Dieser Anstieg ist nicht mehr vorhanden, da das Gesamt Ozon in den letzten zehn Jahren des Analysezeitraums (2008-2017) einen Abfall aufweist. Dieser Abfall kann den teils großen Datenlücken des Datensatzes der letzten paar Jahre zugrunde liegen, oder auch dynamische oder chemische Ursachen haben. Es bedarf weiterer Analyse und einer möglichst kontinuierlichen Fortsetzung des Ozondatensatzes am Hohen Sonnblick um weitere Schlüsse daraus ziehen zu können. Wie auch schon in der vorangegangenen Arbeit weist die oberste Ozonschicht L8910 einen leichten negativen Trend auf, was nicht von anderen Arbeiten, wo Trends der vertikalen Ozonprofile der mittleren Breiten untersucht wurden, gestützt wird. Warum die Ergebnisse so aussehen, kann im Moment nicht beantwortet werden, eine Fortsetzung der Messreihe und weitere Untersuchungen sind notwendig. Für die untere Ozonschicht kann im Zeitraum 1994 bis 2017 kein linearer Trend identifiziert werden, jedoch weisen die Schichten L23 und L4 im Zeitraum 2008 bis 2017 einen klaren Abfall auf. Da die untere Ozonschicht hauptsächlich von dynamischen Faktoren bestimmt wird, deutet auf eine Veränderung der atmosphärischen Dynamik hin. Der Ozongehalt in diesen Schichten hängt insbesondere von der Tropopausenhöhe ab, welche bei Hochdruckeinfluss und Advektion subtropischer Luftmassen aus dem Süden ansteigt. Eine höhere Tropopause hängt mit einer höheren Temperatur zusammen, die Ergebnisse passen also gut zu dem nachgewiesenen Temperaturanstieg des gesamten Alpenraums. Auch in Zukunft dürften die Temperaturen im Alpenraum steigen, es bleibt also von großer Bedeutung die Ozonschicht, insbesondere die unteren Schichten in den nächsten Jahren genau zu beobachten und zu analysieren. Die stärksten Abnahmen der unteren Ozonschicht werden im Frühjahr und im Winter beobachtet, den Jahreszeiten wo zum einen die größte Gesamt Ozonmenge vorzufinden ist und zum anderen die stärksten Temperaturveränderungen im sich wandelnden Klima stattfinden.

Die Extremwertanalyse, die Tage mit extrem wenig Ozon (TOE) und Tage mit extrem viel Ozon (HOE) nach dem selben Verfahren wie bei vorangegangenen Studien identifiziert, liefert im Beobachtungszeitraum 1994 bis 2017 Abnahmen bei sowohl TOE als auch HOE. In den letzten zehn Jahren (2008-2017) sind aber weniger HOE aufgetreten, während TOE in ihrer Anzahl zunehmen. Auch dies stützt sich mit einer Veränderung der Häufigkeit des Auftretens bestimmter synoptischer Situationen über dem Alpenraum, ausgelöst durch ein sich änderndes Klima.

Um die dynamischen Einflüsse der Atmosphäre auf die Ozonschicht, insbesondere den unteren Teil davon zu demonstrieren, wird die Häufigkeit des Auftretens bestimmter Störungslagen nach der Klassifikation von Steinacker (1991) herangezogen und bestimmte Fallbeispiele an Tagen mit extrem wenig Ozon (TOE) und extrem viel Ozon (HOE) untersucht. Die Analyse zeigt, dass TOE am ehesten bei Strömungen mit Südkomponente, gradientschwachen Si-

tuationen (vorwiegend bei starkem Hochdruckeinfluss vorherrschend) und Westströmungen auftreten, während HOE am ehesten bei Strömungen mit Nord und Ostkomponente auftreten. Variable Störungslagen, wo sich die Hauptströmung innerhalb des Tages durch den Durchgang eines Luftmassenwechsels ändert, verursachen einen großen Teil beider Extremereignisse des Gesamtozons. Die Ergebnisse sind schlüssig, da man die Gesamtozonsäule im Süden generell niedriger ist und im Norden generell höher ist, man also die Ereignisse gut anhand der Hauptströmungsrichtung nachvollziehen kann. Jedoch zeigen auch gerade diese Ergebnisse und die Analysen der Fallstudien auf, wie komplex die Zusammenhänge der Dynamik und der Ozonschicht wirklich sind und zum Beispiel auch gerade bei synoptischen Situationen und einer Jahreszeit wo man ein HOE erwarten würde, ein extrem starkes TOE auftreten kann, insofern die Bedingungen passen. Des weiteren wird der enorm große Einfluss der Entwicklung und des Zustands des Polarwirbels auf die Gesamtozonsäule über Europa gezeigt. Insbesondere im sich wandelnden Klima wird es weiter von großer Bedeutung sein, den Polarwirbel genau zu analysieren um daraus Schlüsse, oder sogar Vorhersagen der Ozonschicht gewinnen zu können. Durch die genaue Kenntnis der Gesamtozonsäule bestimmter Luftmassen, dem Zustand des Polarwirbels und einer Analyse von Lagrange-Trajektorien könnte man in Zukunft den genauen Ursprung sehr ozonarmer und ozonreicher Luftmassen bestimmen und sogar Vorhersagen treffen.

Die Ozonmesstation am Hohen Sonnblick ist in ihrer Art und ihrem Standort auf einem 3000 m hohen Gipfel am Alpenhauptkamm einzigartig und muss bestehen bleiben um weiterhin genaue Aussagen über den Zustand der Ozonschicht über der Alpenregion machen zu können.

Literaturverzeichnis

- [Appenzeller u. a. 2000] APPENZELLER, Christof ; WEISS, Andrea K. ; STAEHELIN, Johannes: North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends. In: *Geophysical Research Letters* 27 (2000), Nr. 8, S. 1131–1134
- [Benson u. Axworthy Jr 1957] BENSON, Sidney W. ; AXWORTHY JR, Arthur E.: Mechanism of the gas phase, thermal decomposition of ozone. In: *The Journal of Chemical Physics* 26 (1957), Nr. 6, S. 1718–1726
- [Böhm u. a. 2011] BÖHM, 1948-2012 Reinhard ; AUER, Ingeborg ; SCHÖNER, Wolfgang: *Labor über den Wolken; die Geschichte des Sonnblick-Observatoriums*. Wien [u.a.] : Böhlau, 2011. – ISBN 978-3-205-78723-5 geb. : EUR 39,00
- [Brewer 1949] BREWER, AW: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 75 (1949), Nr. 326, S. 351–363
- [Breycha 1996] BREYCHA, Marina: *Stratosphärische Ozondynamik in mittleren Breiten*, Universität Wien, Diss., 1996
- [Brönnimann u. a. 2004] BRÖNNIMANN, Stefan ; LUTERBACHER, J ; STAEHELIN, J ; SVENDBY, TM ; HANSEN, G ; SVENØE, T: Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940–42 related to El Nino. In: *Nature* 431 (2004), Nr. 7011, S. 971–974
- [Brunner u. a. 2006] BRUNNER, Dennis ; STAEHELIN, J ; MAEDER, JA ; WOHLTMANN, Ingo ; BODEKER, GE: Variability and trends in total and vertically resolved stratospheric ozone based on the CATO ozone data set. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6 (2006), Nr. 12, S. 4985–5008
- [Butler u. Polvani 2011] BUTLER, Amy H. ; POLVANI, Lorenzo M.: El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record. In: *Geophysical Research Letters* 38 (2011), Nr. 13
- [Butler u. a. 2017] BUTLER, Amy H. ; SJOBERG, Jeremiah P. ; SEIDEL, Dian J. ; ROSENLOF, Karen H.: A sudden stratospheric warming compendium. In: *Earth System Science Data* 9 (2017), Nr. 1
- [Cariolle u. Déqué 1986] CARIOLLE, D ; DÉQUÉ, M: Southern Hemisphere medium-scale waves and total ozone disturbances in a spectral general circulation model. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 91 (1986), Nr. D10, S. 10825–10846
- [Catling u. Claire 2005] CATLING, David C. ; CLAIRE, Mark W.: How Earth's atmosphere evolved to an oxic state: a status report. In: *Earth and Planetary Science Letters* 237 (2005), Nr. 1, S. 1–20

- [Chandra u. McPeters 1994] CHANDRA, S ; MCPETERS, RD: The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 99 (1994), Nr. D10, S. 20665–20671
- [Chapman 1930] CHAPMAN, S.: *A Theory of Upper-atmospheric Ozone*. Edward Stanford, 1930 (Memoirs of the Royal Meteorological Society). <https://books.google.at/books?id=Dd0VGwAACAAJ>
- [Chimani u. a. 2013] CHIMANI, Barbara ; MATULLA, Christoph ; BÖHM, Reinhard ; HOFSTÄTTER, Michael: A new high resolution absolute temperature grid for the Greater Alpine Region back to 1780. In: *International journal of climatology* 33 (2013), Nr. 9, S. 2129–2141
- [Chipperfield u. a. 2015] CHIPPERFIELD, Martyn P. ; DHOMSE, Sandip S. ; FENG, Wuhu ; MCKENZIE, RL ; VELDEERS, Guus J. ; PYLE, John A.: Quantifying the ozone and ultraviolet benefits already achieved by the Montreal Protocol. In: *Nature communications* 6 (2015), S. 7233
- [Crutzen 1970] CRUTZEN, Paul J.: The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96 (1970), Nr. 408, S. 320–325
- [Dameris 2005] DAMERIS, M: Klima-Chemie-Wechselwirkungen und der stratosphärische Ozonabbau. In: *Mittlere und obere Atmosphäre* (2005), S. 2
- [Dhomse u. a. 2006] DHOMSE, S ; WEBER, M ; WOHLTMANN, Ingo ; REX, Markus ; BURROWS, JP: On the possible causes of recent increases in northern hemispheric total ozone from a statistical analysis of satellite data from 1979 to 2003. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6 (2006), Nr. 5, S. 1165–1180
- [Dobson u. a. 1946] DOBSON, GM ; BREWER, AW ; CWILONG, BM: Meteorology of the lower stratosphere. In: *Proceedings of the Royal Society of Medicine* 185 (1946), Nr. Ser A, S. 144
- [Dobson 1956] DOBSON, GMB: Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. In: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 236 (1956), Nr. 1205, S. 187–193
- [Dobson u. a. 1929] DOBSON, Gordon M. ; HARRISON, DN ; LAWRENCE, J: Measurements of the amount of ozone in the Earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions. Part III. In: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character* 122 (1929), Nr. 790, S. 456–486
- [Dobson 1968] DOBSON, Gordon Miller B.: Forty years' research on atmospheric ozone at Oxford: a history. In: *Applied Optics* 7 (1968), Nr. 3, S. 387–405
- [Dobson u. a. 1930] DOBSON, Gordon Miller B. ; KIMBALL, HH ; KIDSON, E: Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere, and its relation to other geophysical conditions.—Part IV. In: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character* 129 (1930), Nr. 811, S. 411–433

- [Dütsch 1978] DÜTSCH, HU: Vertical ozone distribution on a global scale. In: *pure and applied geophysics* 116 (1978), Nr. 2, S. 511–529
- [Eluszkiewicz u. a. 1996] ELUSZKIEWICZ, Janusz ; CRISP, David ; ZUREK, Richard ; ELSON, Lee ; FISHBEIN, Evan ; FROIDEVAUX, Lucien ; WATERS, Joe ; GRAINGER, RG ; LAMBERT, Alyn ; HARWOOD, Robert u. a.: Residual circulation in the stratosphere and lower mesosphere as diagnosed from Microwave Limb Sounder data. In: *Journal of the atmospheric sciences* 53 (1996), Nr. 2, S. 217–240
- [Eyring u. a. 2010] EYRING, V ; CIONNI, I ; BODEKER, GE ; CHARLTON-PEREZ, AJ ; KINISON, DE ; SCINocca, JF ; WAUGH, DW ; AKIYOSHI, H ; BEKKI, S ; CHIPPERFIELD, MP ; DAMERIS, M ; DHOMSE, S ; FRITH, SM ; GARNY, H ; GETTELMAN, A ; KUBIN, A ; LANGEMATZ, U ; MANCINI, E ; MARCHAND, M ; NAKAMURA, T ; OMAN, LD ; PAWSON, S ; PITARI, G ; PLUMMER, DA ; ROZANOV, E ; MORGENSTERN, O ; PYLE, JA ; SMALE, D ; YAMASHITA, Y: Multi-model assessment of stratospheric ozone return dates and ozone recovery in CCMVal-2 models. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 10 (2010), S. 9451–9472
- [Fabry u. Buisson 1921] FABRY, Charles ; BUISSON, H: A Study of the Ultra-violet End of the Solar Spectrum. In: *The Astrophysical Journal* 54 (1921), S. 297
- [Fahey u. Hegglin 2011] FAHEY, David W. ; HEGGLIN, Michaela I.: *Twenty Questions and Answers about the Ozone Layer 2010 Update: Scientific Assessment of Ozone Depletion 2010*. World Meteorological Organisation, 2011
- [Farman u. a. 1985] FARMAN, JC ; GARDINER, BG ; SHANKLIN, JD: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. (1985)
- [Fioletov u. a. 2002] FIOLETOV, VE ; BODEKER, GE ; MILLER, AJ ; MCPETERS, RD ; STOLARSKI, R: Global and zonal total ozone variations estimated from ground-based and satellite measurements: 1964–2000. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107 (2002), Nr. D22, S. ACH–21
- [Fitzka u. a. 2014] FITZKA, M ; HADZIMUSTAFIC, J ; SIMIC, S: Total ozone and Umkehr observations at Hoher Sonnblick 1994–2011: Climatology and extreme events. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119 (2014), Nr. 2, S. 739–752
- [Fitzka u. a. 2012] FITZKA, M ; SIMIC, S ; HADZIMUSTAFIC, J: Trends in spectral UV radiation from long-term measurements at Hoher Sonnblick, Austria. In: *Theoretical and Applied Climatology* 110 (2012), Nr. 4, S. 585–593
- [Frossard u. a. 2013] FROSSARD, Linda ; RIEDER, Harald E. ; RIBATET, Mathieu ; STAEHELIN, Johannes ; MAEDER, Joerg A. ; ROCCO, S D. ; DAVISON, Anthony C. ; PETER, Thomas: On the relationship between total ozone and atmospheric dynamics and chemistry at mid-latitudes–Part 1: Statistical models and spatial fingerprints of atmospheric dynamics and chemistry. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 13 (2013), Nr. 1, S. 147–164
- [Geller 2013] GELLER, Marvin A.: Middle atmosphere research before Alan Plumb. In: *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry* (2013), S. 5–22

- [Götz 1931] GÖTZ, Friedrich Wilhelm P.: *Zum Strahlungsklima des Spitzbergensommers: Strahlungs-und Ozonmessungen in der Königsbucht 1929*, Akademische Verlagsgesellschaft, Diss., 1931
- [Götz u. a. 1934] GÖTZ, FW P. ; MEETHAM, Alfred R. ; DOBSON, Gordon Miller B.: The vertical distribution of ozone in the atmosphere. In: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character* (1934), S. 416–446
- [Gray u. Dunkerton 1990] GRAY, Lesley J. ; DUNKERTON, Timothy J.: The role of the seasonal cycle in the quasi-biennial oscillation of ozone. In: *Journal of the atmospheric sciences* 47 (1990), Nr. 20, S. 2429–2452
- [Hampson 1964] HAMPSON, John: *Photochemical behaviour of the ozone layer*. Canadian Armament Research and Development Establishment, 1964
- [Harris u. a. 2008] HARRIS, Neil R. ; KYRO, E ; STAEHELIN, J ; BRUNNER, Dennis ; ANDERSEN, SB ; GODIN-BEEKMANN, Sophie ; DHOMSE, S ; HADJINICOLAOU, P ; HANSEN, G ; ISAKSEN, I u. a.: Ozone trends of northern mid-and high latitudes—A European perspective. In: *Annales geophysicae: atmospheres, hydrospheres and space sciences* Bd. 26, 2008, S. 1207
- [Harris u. a. 2014] HARRIS, Neil R. ; WUEBBLES, Donald J. ; DANIEL, John S. ; HU, Jianxin ; KUIJPERS, Lambert J. ; LAW, Kathy S. ; PRATHER, Michael J. ; SCHOFIELD, Robyn: *Scenarios and information for policymakers*. 2014
- [Haynes u. a. 1991] HAYNES, PH ; MCINTYRE, ME ; SHEPHERD, TG ; MARKS, CJ ; SHINE, K P.: On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 48 (1991), Nr. 4, S. 651–678
- [Holton 1975] HOLTON, James R.: The dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere. In: *Research supported by the National Science Foundation Boston, American Meteorological Society (Meteorological Monograph. Volume 15, No. 37), 1975. 224 p* Bd. 15, 1975
- [Holton u. a. 1995] HOLTON, James R. ; HAYNES, Peter H. ; MCINTYRE, Michael E. ; DOUGLASS, Anne R. ; ROOD, Richard B. ; PFISTER, Leonhard: Stratosphere-troposphere exchange. In: *Reviews of Geophysics* 33 (1995), Nr. 4, S. 403–439
- [Holton u. Tan 1980] HOLTON, James R. ; TAN, Hsiu-Chi: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 37 (1980), Nr. 10, S. 2200–2208
- [Holton u. Tan 1982] HOLTON, James R. ; TAN, Hsiu-Chi: The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere. In: *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 60 (1982), Nr. 1, S. 140–148
- [Hood u. Soukharev 2005] HOOD, LL ; SOUKHAREV, BE: Interannual variations of total ozone at northern midlatitudes correlated with stratospheric EP flux and potential vorticity. In: *Journal of the atmospheric sciences* 62 (2005), Nr. 10, S. 3724–3740

- [Hoskins u. a. 1985] HOSKINS, Brian J. ; MCINTYRE, ME ; ROBERTSON, Andrew W.: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 111 (1985), Nr. 470, S. 877–946
- [Hurrell 2009] HURRELL, J: *Hurrell PC-Based North Atlantic Oscillation Index (Monthly. 2009.* – see references in Frossard et al., 2013
- [James 1998] JAMES, Pi M.: A climatology of ozone mini-holes over the Northern Hemisphere. In: *International Journal of Climatology* 18 (1998), Nr. 12, S. 1287–1303
- [Johnston 1971] JOHNSTON, Harold: Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalysts from supersonic transport exhaust. In: *Science* 173 (1971), Nr. 3996, S. 517–522
- [Kawahira 1982] KAWAHIRA, Kohji: A Two-Dimensional Model for Ozone Changes by Planetary Waves in the Stratosphere I. Formulation and the Effect of Temperature Waves on the Zonal Mean Ozone Concentration By Kohji Kawahira. In: *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 60 (1982), Nr. 5, S. 1058–1062
- [Kendall 1948] KENDALL, Maurice G.: Rank correlation methods. (1948)
- [Kuttippurath u. Nair 2017] KUTTIPPURATH, Jayanarayanan ; NAIR, Prijitha J.: The signs of Antarctic ozone hole recovery. In: *Scientific reports* 7 (2017), Nr. 1, S. 585
- [Mäder u. a. 2010] MÄDER, JA ; STAEHELIN, J ; PETER, T ; BRUNNER, D ; RIEDER, HE ; STAHEL, WA: Evidence for the effectiveness of the Montreal Protocol to protect the ozone layer. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 10 (2010), Nr. 24, S. 12161–12171
- [Mäder u. a. 2007] MÄDER, Jörg A ; STAEHELIN, Johannes ; BRUNNER, Dominik ; STAHEL, Werner A. ; WOHLTMANN, Ingo ; PETER, Thomas: Statistical modeling of total ozone: Selection of appropriate explanatory variables. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112 (2007), Nr. D11
- [Mann 1945] MANN, Henry B.: Nonparametric tests against trend. In: *Econometrica: Journal of the Econometric Society* (1945), S. 245–259
- [Manney u. a. 2011] MANNEY, Gloria L. ; SANTEE, Michelle L. ; REX, Markus ; LIVESEY, Nathaniel J. ; PITTS, Michael C. ; VEEFKIND, Pepijn ; NASH, Eric R. ; WOHLTMANN, Ingo ; LEHMANN, Ralph ; FROIDEVAUX, Lucien u. a.: Unprecedented Arctic ozone loss in 2011. In: *Nature* 478 (2011), Nr. 7370, S. 469–475
- [Mateer 1964] MATEER, Carlton L.: A study of the information content of Umkehr observations. (1964)
- [Miyagawa u. a. 2009] MIYAGAWA, Koji ; SASAKI, Toru ; NAKANE, Hideaki ; PETROPAVLOVSKIKH, Irina ; EVANS, Robert D.: Reevaluation of long-term Umkehr data and ozone profiles at Japanese stations. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 114 (2009), Nr. D7
- [Molina u. Rowland 1974] MOLINA, Mario J. ; ROWLAND, F S.: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalysed destruction of ozone. In: *Nature* 249 (1974), Nr. 28, S. 810–812

- [Montzka u. a. 2018] MONTZKA, Stephen A. ; DUTTON, Geoff S. ; YU, Pengfei ; RAY, Eric ; PORTMANN, Robert W. ; DANIEL, John S. ; KUIJPERS, Lambert ; HALL, Brad D. ; MONDEEL, Debra ; SISO, Carolina u. a.: An unexpected and persistent increase in global emissions of ozone-depleting CFC-11. In: *Nature* 557 (2018), Nr. 7705, S. 413
- [Müller 2009] MÜLLER, Rolf: A brief history of stratospheric ozone research. In: *Meteorologische Zeitschrift* 18 (2009), Nr. 1, S. 3–24
- [Newman u. a. 2007] NEWMAN, PA ; DANIEL, JS ; WAUGH, DW ; NASH, ER: A new formulation of equivalent effective stratospheric chlorine (EESC). In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 7 (2007), Nr. 17, S. 4537–4552
- [Newman u. a. 2003] NEWMAN, PA ; PYLE, JA ; AUSTIN, J ; BRAATHEN, GO ; CANZIANI, PO ; CARSLAW, KS ; F. FORSTER, PM de ; GODIN-BEEKMAN, S ; KNUDSEN, BM ; KREHER, K ; NAKAE, H ; PAWSON, S ; RAMASWAMY, V ; REX, M ; SALAWITCH, RJ ; SHINDELL, DT ; TABAZADEH, A ; TOOHEY, A u. a.: Polar Stratospheric Ozone: Past and Future, Chapter 3 of the Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. In: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002* (2003)
- [Newman 2010] NEWMAN, Paul A.: Chemistry and dynamics of the Antarctic ozone hole. In: *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry* (2010), S. 157–171
- [Newman u. a. 1988] NEWMAN, Paul A. ; LAIT, Leslie R. ; SCHOEBERL, Mark R.: The morphology and meteorology of southern hemisphere spring total ozone mini-holes. (1988)
- [Newman u. McKenzie 2011] NEWMAN, Paul A. ; MCKENZIE, Richard: UV impacts avoided by the Montreal Protocol. In: *Photochemical & Photobiological Sciences* 10 (2011), Nr. 7, S. 1152–1160
- [Newman u. a. 2006] NEWMAN, Paul A. ; NASH, Eric R. ; KAWA, S R. ; MONTZKA, Stephen A. ; SCHAUFFLER, Sue M.: When will the Antarctic ozone hole recover? In: *Geophysical Research Letters* 33 (2006), Nr. 12
- [NOAA 2019] NOAA: ENSO: Recent evolution, current status and predictions. (2019)
- [Ohring u. Muench 1960] OHRING, George ; MUENCH, H S.: Relationships between ozone and meteorological parameters in the lower stratosphere. In: *Journal of Meteorology* 17 (1960), Nr. 2, S. 195–206
- [Oman u. a. 2010] OMAN, LD ; PLUMMER, DA ; WAUGH, DW ; AUSTIN, J ; SCINOCCA, JF ; DOUGLASS, AR ; SALAWITCH, RJ ; CANTY, T ; AKIYOSHI, H ; BEKKI, Slimane u. a.: Multimodel assessment of the factors driving stratospheric ozone evolution over the 21st century. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115 (2010), Nr. D24
- [Orsolini u. Limpasuvan 2001] ORSOLINI, Yvan J. ; LIMPASUVAN, Varavut: The North Atlantic Oscillation and the occurrences of ozone miniholes. In: *Geophysical Research Letters* 28 (2001), Nr. 21, S. 4099–4102
- [Paetzold u. Regener 1957] PAETZOLD, HK ; REGENER, E: Ozon in der Erdatmosphäre. In: *Geophysik II/Geophysics II*. Springer, 1957, S. 370–426

- [Pawson u. a. 2014] PAWSON, Steven ; STEINBRECHT, Wolfgang ; CHARLTON-PEREZ, Andrew ; FUJIWARA, Masatomo ; KARPECHKO, Alexey Y. ; PETROPAVLOVSKIKH, Irina ; URBAN, Joachim ; WEBER, Mark: Update on global ozone: past, present and future. (2014)
- [Petropavlovskikh u. a. 2005] PETROPAVLOVSKIKH, I ; BHARTIA, PK ; DELUISI, J: New Umkehr ozone profile retrieval algorithm optimized for climatological studies. In: *Geophysical research letters* 32 (2005), Nr. 16
- [Plumb u. Eluszkiewicz 1999] PLUMB, R A. ; ELUSZKIEWICZ, Janusz: The Brewer–Dobson circulation: Dynamics of the tropical upwelling. In: *Journal of the atmospheric sciences* 56 (1999), Nr. 6, S. 868–890
- [Reed 1950] REED, Richard J.: The role of vertical motions in ozone-weather relationships. In: *Journal of Meteorology* 7 (1950), Nr. 4, S. 263–267
- [Reinsel u. a. 2005] REINSEL, Gregory C. ; MILLER, Alvin J. ; WEATHERHEAD, Elizabeth C. ; FLYNN, Lawrence E. ; NAGATANI, Ronald M. ; TIAO, George C. ; WUEBBLES, Donald J.: Trend analysis of total ozone data for turnaround and dynamical contributions. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 110 (2005), Nr. D16
- [Rieder u. a. 2011] RIEDER, Harald E. ; JANCOSO, Leonhardt M. ; ROCCO, Stefania D. ; STAEHELIN, Johannes ; MAEDER, Joerg A. ; PETER, Thomas ; RIBATET, Mathieu ; DAVISON, Anthony C. ; DE BACKER, Hugo ; KOEHLER, Ulf u. a.: Extreme events in total ozone over the Northern mid-latitudes: an analysis based on long-term data sets from five European ground-based stations. In: *Tellus B* 63 (2011), Nr. 5, S. 860–874
- [Rieder u. a. 2013] RIEDER, HE ; FROSSARD, Linda ; RIBATET, Mathieu ; STAEHELIN, J ; MAEDER, JA ; ROCCO, S D. ; DAVISON, AC ; PETER, T ; WEIHS, P ; HOLAWE, F: On the relationship between total ozone and atmospheric dynamics and chemistry at mid-latitudes–Part 2: The effects of the El Niño/Southern Oscillation, volcanic eruptions and contributions of atmospheric dynamics and chemistry to long-term total ozone changes. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 13 (2013), Nr. 1, S. 165–179
- [Rieder u. a. 2010a] RIEDER, HE ; STAEHELIN, J ; MAEDER, JA ; PETER, Th ; RIBATET, Mathieu ; DAVISON, AC ; STÜBI, R ; WEIHS, P ; HOLAWE, F: Extreme events in total ozone over Arosa–Part 1: Application of extreme value theory. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 10 (2010a), Nr. 20, S. 10021–10031
- [Rieder u. a. 2010b] RIEDER, HE ; STAEHELIN, J ; MAEDER, JA ; PETER, Th ; RIBATET, Mathieu ; DAVISON, AC ; STÜBI, R ; WEIHS, P ; HOLAWE, F: Extreme events in total ozone over Arosa–Part 2: Fingerprints of atmospheric dynamics and chemistry and effects on mean values and long-term changes. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 10 (2010b), Nr. 20, S. 10033–10045
- [Rodgers u. a. 2000] RODGERS, Clive D. u. a.: *Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice*. 2000
- [Rosenlof 1995] ROSENLOF, Karen H.: Seasonal cycle of the residual mean meridional circulation in the stratosphere. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 100 (1995), Nr. D3, S. 5173–5191

- [Rubel u. a. 2017] RUBEL, Franz ; BRUGGER, Katharina ; HASLINGER, Klaus ; AUER, Ingeborg: The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800–2100. In: *Meteorologische Zeitschrift* 26 (2017), Nr. 2, S. 115–125
- [Schoeberl u. Rodriguez 2009] SCHOEBERL, Mark R. ; RODRIGUEZ, Jose M.: The Rise and Fall of Dynamical Theories of the Ozone Hole. In: *Twenty Years of Ozone Decline*. Springer, 2009, S. 263–272
- [SCI-TEC 1995] SCI-TEC: *BREWER MKIV Spectrophotometer Operator's Manual*. 1526 Fletcher Road, Saskatoon, Sask., Canada: SCI-TEC Instruments Inc., Aug. 1995
- [Seckmeyer u. a. 1994] SECKMEYER, G ; MAYER, B ; ERB, R ; BERNHARD, G: UV-B in Germany higher in 1993 than in 1992. In: *Geophysical Research Letters* 21 (1994), Nr. 7, S. 577–580
- [Seinfeld u. Pandis 2012] SEINFELD, John H. ; PANDIS, Spyros N.: *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons, 2012
- [Sen 1968] SEN, Pranab K.: Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. In: *Journal of the American statistical association* 63 (1968), Nr. 324, S. 1379–1389
- [Shepherd 2008] SHEPHERD, Theodore G.: Dynamics, stratospheric ozone, and climate change. In: *Atmosphere-Ocean* 46 (2008), Nr. 1, S. 117–138
- [Smith u. Weissman 1994] SMITH, Richard L. ; WEISSMAN, Ishay: Estimating the extremal index. In: *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* (1994), S. 515–528
- [Solomon u. a. 1986] SOLOMON, Susan ; GARCIA, Rolando R. ; ROWLAND, F S. ; WUEBBLES, Donald J.: On the depletion of Antarctic ozone. In: *Nature* 321 (1986), Nr. 6072, S. 755–758
- [Solomon u. a. 2016] SOLOMON, Susan ; IVY, Diane J. ; KINNISON, Doug ; MILLS, Michael J. ; NEELY, Ryan R. ; SCHMIDT, Anja: Emergence of healing in the Antarctic ozone layer. In: *Science* (2016), S. aae0061
- [Staehelin u. a. 1998] STAEHELIN, Johannes ; KEGEL, Rainer ; HARRIS, Neil R.: Trend analysis of the homogenized total ozone series of Arosa (Switzerland), 1926–1996. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103 (1998), Nr. D7, S. 8389–8399
- [Steinacker 1991] STEINACKER, R: Eine ostalpine Strömungslagenklassifikation. In: *Mitt. Inst. Met. Geophys. Innsbruck* (1991)
- [Steinbrecht u. a. 2009] STEINBRECHT, W ; CLAUDE, H ; SCHÖNENBORN, F ; MCDERMID, I S. ; LEBLANC, Thierry ; GODIN-BEEKMANN, Sophie ; KECKHUT, Philippe ; HAUCHECORNE, Alain ; VAN GIJSEL, JAE ; SWART, DPJ u. a.: Ozone and temperature trends in the upper stratosphere at five stations of the Network for the Detection of Atmospheric Composition Change. In: *International journal of remote sensing* 30 (2009), Nr. 15-16, S. 3875–3886
- [Stolarski u. a. 1986] STOLARSKI, Richard S. ; KRUEGER, Arlin J. ; SCHOEBERL, Mark R. ; MCPETERS, Richard D. ; NEWMAN, Patricia A. ; ALPERT, JC: Nimbus 7 satellite

- measurements of the springtime Antarctic ozone decrease. In: *Nature* 322 (1986), Nr. 6082, S. 808–811
- [Theil 1992] THEIL, Henri: A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. In: *Henri Theil's contributions to economics and econometrics*. Springer, 1992, S. 345–381
- [Trenberth 1997] TRENBERTH, Kevin E.: The definition of el nino. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (1997), Nr. 12, S. 2771–2778
- [Trenberth u. a. 1998] TRENBERTH, Kevin E. ; BRANSTATOR, Grant W. ; KAROLY, David ; KUMAR, Arun ; LAU, Ngar-Cheung ; ROPELEWSKI, Chester: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103 (1998), Nr. C7, S. 14291–14324
- [Van Loon u. Labitzke 1987] VAN LOON, H ; LABITZKE, K: The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation. In: *Monthly Weather Review* 115 (1987), Nr. 2, S. 357–369
- [Von Hobe u. a. 2006] VON HOBE, M ; ULANOVSKY, A ; VOLK, CM ; GROOSS, J-U ; TILMES, S ; KONOPKA, Paul ; GÜNTHER, G ; WERNER, A ; SPELTEN, N ; SHUR, G u. a.: Severe ozone depletion in the cold Arctic winter 2004–05. In: *Geophysical research letters* 33 (2006), Nr. 17
- [Weber u. a. 2018] WEBER, Mark ; COLDEWEY-EGBERS, Melanie ; FIOLETOV, Vitali E. ; FRITH, Stacey M. ; WILD, Jeannette D. ; BURROWS, John P. ; LONG, Craig S. ; LOYOLA, Diego: Total ozone trends from 1979 to 2016 derived from five merged observational datasets—the emergence into ozone recovery. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 18 (2018), Nr. 3, S. 2097–2117
- [Werner u. a. 2009] WERNER, Rolf ; VALEV, D ; ATANASSOV, At ; KOSTADINOV, I ; PETKOV, B ; GIOVANELLI, G ; STEBEL, K ; PETRITOLI, A ; PALAZZI, E ; GAUSA, M u. a.: Ozone mini-hole observation over the Balkan Peninsula in March 2005. In: *Advances in Space Research* 43 (2009), Nr. 2, S. 195–200
- [WMO 2018] WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018. In: *Global Ozone Research and Monitoring Project Report* (2018), Nr. 58
- [Wofsy u. a. 1975] WOFSY, Steven C. ; MCELROY, Michael B. ; YUNG, Yuk L.: The chemistry of atmospheric bromine. In: *Geophysical Research Letters* 2 (1975), Nr. 6, S. 215–218
- [Wohltmann u. a. 2007] WOHLTMANN, Ingo ; LEHMANN, Ralph ; REX, Markus ; BRUNNER, Dennis ; MÄDER, JA: A process-oriented regression model for column ozone. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112 (2007), Nr. D12
- [Zanis u. a. 2006] ZANIS, P ; MAILLARD, E ; STAEHELIN, J ; ZEREFOS, C ; KOSMIDIS, E ; TOURPALI, K ; WOHLTMANN, Ingo: On the turnaround of stratospheric ozone trends deduced from the reevaluated Umkehr record of Arosa, Switzerland. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111 (2006), Nr. D22

Danksagung

Dieses Projekt *Masterarbeit* hat mich einige Zeit begleitet, umso mehr möchte ich mich bei all den Personen, die daran beteiligt waren, bedanken. Zuerst gilt mein Dank dem Hauptbetreuer der Arbeit, Herrn Professor Reinhold Steinacker, der mittlerweile Emeritus ist und die Betreuung trotzdem auf sich genommen hat. Ganz besonderer Dank geht an den Mitbetreuer der Arbeit Dr. Michael Fitzka. Er hat mich der Methodik der Ozon und Strahlungsmessungen herangeführt und mit mir zusammen das Konzept dieser Arbeit aufgestellt. Viele der Auswertungsmethoden, insbesondere die Definition der Hochozon und Tiefozon Ereignisse gehen auf seine früheren Arbeiten zurück. Er war die ganze Zeit über immer für Ratschläge und Beratungsgespräche zu haben und war stets bemüht die Arbeit zu verbessern, ohne ihn wäre diese Arbeit in diesem Umfang also nicht möglich gewesen. Herzlicher Dank geht auch an Dr. Stana Simic, die auch Teile der Arbeit betreut hat und mich ebenfalls in die Materie der Erforschung des stratosphärischen Ozons eingeschult hat. Dem Beobachtungspersonal der ZAMG am Hohen Sonnblick gilt auch Teil meines Danks, da sie unzählige Male kleine Reparaturarbeiten und Wartungen am doch sehr aufmerksamkeitsbedürftigen Brewer und dessen Computer durchgeführt haben und mir so viele Stunden der An- und Abreise auf den Hohen Sonnblick erspart haben. Letztendlich gilt großer Dank meinen Eltern und meiner Großmutter, die mich mein ganzes Leben lang unterstützt haben, mir durch dieses schwere Studium geholfen haben und vor allem nie die Geduld mit mir verloren haben.

Eidesstattliche Erklärung

„Ich versichere, dass ich die vorstehende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und mich anderer als der in den beigefügten Verzeichnissen angegebenen Hilfsmittel nicht bedient habe. Alle Textstellen, die wörtlich oder sinngemäß aus Veröffentlichungen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht. Alle Quellen, die dem World Wide Web entnommen oder in einer digitalen Form verwendet wurden, sind der Arbeit beigefügt. Der Durchführung einer elektronischen Plagiatsprüfung stimme ich hiermit zu. Die eingereichte elektronische Fassung der Arbeit entspricht der eingereichten schriftlichen Fassung exakt. Die Arbeit wurde bisher keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch nicht veröffentlicht. Ich bin mir bewusst, dass eine unwahre Erklärung rechtliche Folgen haben kann.“