

Monitoring von stratosphärischem Ozon und spektraler UV-B Strahlung auf dem Hohen Sonnblick

Stana Simic, Helga Kromp-Kolb, Andreas Vacek, Philipp Weihs, Wolfgang Laube und Michael Fitzka



Institut für Meteorologie (BOKU-Met)
Universität für Bodenkultur Wien

Endbericht für das Projekt
GZ. 67 4768/15-Pr.7/98 im Auftrag des
Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft,
Umwelt und Wasserwirtschaft

Oktober 2008

KURZFASSUNG

In Österreich werden am Hohen Sonnblick im Auftrag des BLFUW seit 1994 kontinuierliche spektrale UV-Messungen entsprechend den Qualitätsanforderungen des "Network for the Detection of Atmospheric Composition Change - NDACC" sowie Messungen des Gesamtozons vom Institut für Meteorologie der BOKU (BOKU-Met) durchgeführt.

Die längste kontinuierliche spektrale UV-Messreihe in Österreich ermöglicht es, die Veränderungen der UV-Strahlung unterhalb von 305 nm präzise zu erfassen. Eine wesentliche Motivation für die langjährige Messung mit spektral hoch auflösenden Geräten ist, dass gerade in diesem Bereich die UV-Strahlung die höchste biologische Wirkung aufweist. Nur mit spektral aufgelösten, langjährigen Messzeitreihen können unter Anwendung verschiedener Wirkungsfunktionen die diversen biologischen und ökologischen Auswirkungen quantitativ bestimmt und studiert werden.

Um die Messunsicherheit möglichst gering zu halten, ist sowohl eine Qualitätskontrolle als auch eine Qualitätssicherung der Messgeräte notwendig. Die unterschiedlichen in diesem Projekt durchgeführten Maßnahmen zur Qualitätskontrolle sind periodische Absolutkalibrierungen der Geräte, die Messung der Spaltfunktion, der Vergleich von Kalibrierlampen und die Überprüfung der Wellenlängengenauigkeit.

Zur Qualitätssicherung des Brewer-Spektrophotometer wurden seit Aufstellung des Geräts mehrere Gerätevergleiche von der Firma International Ozone Service Inc. am Hohen Sonnblick durchgeführt. Die Abweichungen zum Referenzgerät liegen bei Gesamtozonmessungen unterhalb 1% und für UVB-Messungen in einem Bereich von $\pm 5\%$

Die weltweite Abnahme der Ozonsäule, die seit mehr als 30 Jahren stattgefunden hat, wird in ähnlicher Weise auch über Österreich beobachtet. Ozon absorbiert Sonnenlicht im UV-Spektralbereich, insbesondere im Bereich kurzer UVB-Wellenlängen, sodass eine Abnahme des stratosphärischen Ozons zu einer Zunahme der für Menschen wichtigen UV-Strahlung führt.

Als Folge der langfristigen Ozonabnahme ist die Anzahl der Tage mit besonders dünner Ozonschicht in Österreich deutlich größer als noch vor 30 Jahren. Demzufolge ist die Gefahr eines Sonnenbrandes bzw. anderer durch UV-B initiierten Reaktionen (Hautkrebs, DNS-Schädigung) gestiegen.

Das in diesem Projekt aufgebaute hochqualitative Instrumentarium zur kontinuierlichen Messung der spektralen UV-Strahlung stellt ein wichtiges Hilfsmittel dar, um kurz- und langzeitige Änderungen der solaren UV-Strahlung bei in Zukunft veränderter Zusammensetzung der Atmosphäre genau zu erfassen. Die gewonnenen Daten ermöglichen die Untersuchungen der am Strahlungstransfer beteiligten Prozesse und bilden einen wichtigen Schritt für das Verständnis der UV-Strahlung am Erdboden.

INHALTVERZEICHNIS

1. EINLEITUNG	2
2. MATERIALIEN UND METHODEN	5
2.1 BESCHREIBUNG DES MESSORTES	5
2.2 BESCHREIBUNG DER MESSGERÄTE	7
2.2.1 <i>Bentham-Spektralradiometer am Sonnblick</i>	7
2.2.1.1 Aufbau des Bentham-Spektralradiometer	7
Gehäuse	7
Äußere Schale	8
Innere Kammern.....	9
Strahlengang	9
Elektronik	9
Temperaturstabilisierung	9
Vorverstärkermodifikation	10
2.2.1.2 Qualitätskontrolle des Bentham-Spektralradiometers.....	12
Tragbare 1000 W - Lampe	12
Cosinus-Fehler	13
Wellenlängenkalibrierung	14
2.2.2 <i>Brewer-Spektrophotometer am Sonnblick</i>	17
Qualitätskontrolle des Brewer-Spektrophotometer	19
2.2.3 <i>Wolkenbeobachtungssystem am Sonnblick</i>	21
2.3 STRAHLUNGSTRANSFERMODELL DISORT	22
2.4 METHODEN DER DATENAUSWERTUNG	24
2.4.1 <i>Methode zur Bestimmung der Albedo</i>	24
3. ERGEBNISSE	30
3.1 SPEKTRALE UV-STRABLUNG	30
3.1.1 <i>Messreihen mit dem Brewer-Spektrophotometer</i>	30
<i>Vergleich Brewer-Messungen mit Modellberechnungen</i>	34
<i>UVB-Strahlung und Gesamtozon</i>	34
<i>Änderungen der UVB-Strahlung mit der Schneegrenze</i>	39
3.1.2. <i>Messreihen mit dem Bentham-Spektralradiometer</i>	45
<i>Strahlungsüberhöhung durch Wolken</i>	49
3.2 ÄNDERUNG DES STRATOSPHERISCHEN OZONS ÜBER ÖSTERREICH	52
3.2.1 <i>Jahresmittel des stratosphärischen Ozons</i>	52
3.2.2 <i>Monatsmittelwerte des stratosphärischen Ozons</i>	54
3.2.3 <i>Tagesmittel des stratosphärischen Ozons</i>	58
3.2.4 <i>Der jahreszeitliche Vergleich des Ozons</i>	60
3.2.5 <i>Ozon-Mini-Löcher</i>	62
4. ZUSAMMENFASSUNG	66
LITERATURVERZEICHNIS	71
ABBILDUNGS- UND TABELLENVERZEICHNIS	73

1. Einleitung

Das von der Sonne ausgesendete Strahlungsspektrum erstreckt sich von Infrarot über sichtbare Strahlung bis zu ultravioletter Strahlung (UV) und hat sein Maximum bei einer Wellenlänge von 500 nm. Die Strahlung im ultravioletten Bereich des solaren Spektrums hat nur einen geringen Anteil von etwa 5% an der am Erdboden ankommenden Sonnenenergie. Die Bedeutung der UV-Strahlung, insbesondere im Bereich der Wellenlängen von 280 bis 315 nm (UVB-Bereich) (DIN 5030 Teil 2, 1982), liegt in der hohen Quantenenergie, welche vielfältige physikalische und chemische Veränderungen in Molekülstrukturen hervorrufen kann. Der energiereichste Anteil der UV-Strahlung, unterhalb von 240 nm, bildet in der oberen Schicht der Atmosphäre durch Photolyse von Sauerstoff Ozon. Ozon hat die für das Leben auf der Erde wichtige Eigenschaft, kurzwellige Sonnenstrahlung zu absorbieren. Die UVB-Strahlung wird durch die Absorption durch atmosphärisches Ozon gegenüber den anderen Anteilen des Spektrums stark gedämpft. Bereits kleine Veränderungen im Sonnenspektrum können große Wirkungen hervorrufen. Die bekannteste Wirkung der UVB-Strahlung auf den Menschen ist das Erythem (Hautrötung, manifestiert als Sonnenbrand) und die schwerwiegendsten sind die Schädigung der DNS, die Entstehung von Hautkrebs, die Schwächung des Immunsystems sowie die Kataraktbildung. UVC-Strahlung (< 280 nm) wird durch Ozon und Sauerstoff vollständig absorbiert und erreicht deshalb die Erdoberfläche nicht. Im UVA-Bereich (315-400 nm) gibt es dagegen kaum effektive Absorber.

Die Entdeckung des saisonalen, starken Ozonabbaus über der Antarktis (Ferman et al., 1985) hat in der Wissenschaft und Öffentlichkeit Anlass zu Besorgnis gegeben. Auch in Mitteleuropa wird in den letzten 30 Jahren eine Ausdünnung der Ozonschicht beobachtet, dokumentiert beispielsweise durch Messungen des Instituts für Meteorologie der BOKU-Met am Hohen Sonnblick. Der Konzentrationsanstieg der Treibhausgase erhöht die Temperatur der Troposphäre und vermindert gleichzeitig die Temperatur der Stratosphäre. Die daraus resultierenden Auswirkungen auf die zukünftige Entwicklung der stratosphärischen Ozonschicht sind unsicher, da die Interaktionen von Chemie, Dynamik und Strahlung noch wenig verstanden und quantifiziert sind (WMO, 2007).

Mit einer vollständigen Erholung der Ozonschicht wird erst in etwa 50 Jahren gerechnet. In den nächsten Jahren ist die Intensität der UV-Strahlung daher weiterhin erhöht, und es ist mit erhöhten Hautkrebsraten bis zu den Jahren 2050-2079 zu rechnen (Slaper et al., 1996). Im Lichte dessen ist die Veränderung der Bewölkungsverhältnisse im Zuge der globalen Klimaänderung besonders wichtig. Reuder et al., 2001 zeigen, dass eine reduzierte Bewölkung im Sommer zu einer Zunahme der UV-Exposition um bis zu 15 % führen kann.

Die messtechnische Bestimmung der spektralen UV-Strahlung ist schwierig und technisch aufwendig. Das liegt zum einen am geringen Anteil der UVB-Strahlung an der Globalstrahlung und zum anderen daran, dass die spektrale Bestrahlungsstärke zu kürzeren Wellenlängen stark abfällt. Die Stabilität der verwendeten Geräte muss über eine lange Messzeit gewährleistet sein, um z.B. Langzeitveränderungen der UV-Strahlung erfassen zu können. Wegen der experimentellen Schwierigkeiten werden erst seit Anfang der neunziger Jahre kontinuierliche spektral aufgelöste Messungen durchgeführt [McKenzie et al., 1992, Kerr et al., 1993, Bais et al., 1993]. Die längsten mit Breitbandgeräten gemessenen Datenreihen der UV-Strahlung sind nur bedingt zur Trendanalyse geeignet, weil die Langzeitstabilität der Absolutempfindlichkeit schwieriger zu gewährleisten ist als bei Spektralradiometern. Breitbangeräte haben im Allgemeinen größere Messunsicherheiten als Spektralradiometer [Weatherhead et al., 1997]. Messungen mit Spektralradiometern sind zudem aussagkräftiger und liefern wesentlich mehr Informationen zur Interpretation der Beobachtungen.

Hohe Datenqualität ist eine wesentliche Zielsetzung von UV-Messungen. Stand der Technik bei gut gewarteten und betreuten UV-Spektralradiometern ist eine Genauigkeit von $\pm 12.7\%$ bei 300 nm und von $\pm 6.3\%$ für erythemwirksame Strahlung [Kerr und Seckmeyer et al., 2003]. Eine Möglichkeit, die Qualität der verwendeten Messtechnik zu überprüfen, sind Messgerätevergleiche. Diese zeigen, dass sich die Qualität der Messungen der spektralen UV-Strahlung wesentlich verbessert hat und sich der Forderung nach einer möglichst geringeren Messunsicherheit annähert.

Das Hauptaugenmerk der Arbeiten in diesem Projekt lag in der Erzielung einer kontinuierlichen spektralen UV-Messreihe, die für die Beantwortung vieler

Fragestellungen wichtig ist. Einerseits können klimatologische Auswertungen durchgeführt werden, andererseits sind kontinuierliche Messreihen für die Evaluierung von Strahlungsmodellen unter verschiedenen atmosphärischen Bedingungen notwendig.

Dieser Bericht ist in vier Kapitel gegliedert, wobei das zweite Kapitel einen Überblick über das Messsystem, den Messort und die in diesem Projekt verwendeten und entwickelten Methoden gibt. Der Aufbau des spektralradiometrischen Systems zur kontinuierlichen Messung der UV-Strahlung wird gezeigt, und Techniken zur Erreichung einer guten Genauigkeit bei Langzeitmessungen werden beschrieben. Die Qualitätskontrolle der Messgeräte und Messgerätevergleiche, die im Rahmen der am Institut durchgeführten Projekte stattgefunden haben, werden beschrieben. Das verwendete Strahlungstransfermodell wird vorgestellt. Zudem wird die Methode zur Bestimmung der Albedo beschrieben.

Das dritte Kapitel stellt die Messergebnisse und Analysen der UV-Strahlung und des Gesamt ozon dar. Der erste Teil (Kapitel 3.1) stellt die mehrjährige Messreihe am Hohen Sonnblick vor. Eine Trendanalyse und die Änderungen der UV-Strahlung mit dem Gesamt ozon und der Schneegrenze werden beschrieben. Aus dem Zusammenhang zwischen Schneegrenze und UV-Strahlung wird eine effektive Albedo abgeleitet. Der zweite Teil (Kapitel 3.2) zeigt die Ergebnisse der Messungen des Gesamt ozons.

Kapitel vier fasst wesentliche Ergebnisse der durchgeführten Arbeit zusammen. Schlussfolgerungen, die sich aus den vorliegenden Messungen und Analysen ziehen lassen, werden beschrieben.

2. Materialien und Methoden

2.1 Beschreibung des Messortes

Für die Interpretation der spektralen UV-Daten ist die Kenntnis des Messortes und seiner Umgebung von großer Wichtigkeit. Die geographischen Daten, wie geographische Breite und Länge und Höhe über dem Meeresniveau bestimmen den höchsten Sonnenstand, die Sonnenaufgangs- und -untergangszeiten, sowie den Anteil der Atmosphäre über dem Messort. Die Atmosphärenparameter, wie Aerosole und Albedo, werden ebenfalls durch die Umgebung bestimmt.

Im Unterschied zur Messung des stratosphärischen Ozons, die für den gesamten österreichischen Raum gültig ist, repräsentiert die auf dem Sonnblick gemessene UV-Strahlung jene für höhere Berggebiete des Landes. Auf ihrem Weg durch die Atmosphäre zwischen 3000 m und 200 m, z.B.: in Wien, erfährt die Strahlung eine zusätzliche Schwächung durch Absorption und Streuung an den Luftmolekülen und Aerosolen bzw. Luftverunreinigungen im weiteren Sinne. Daher ist die am Sonnblick gemessene Strahlung für tiefe Lagen nicht mehr repräsentativ. Zur Erfassung dieser Effekte wurde eine zweite kontinuierlich messende spektrale Referenzstation im östlichen Ballungsraum in Großenzersdorf aufgebaut.

Sonnblick: Das Observatorium auf dem Hohen Sonnblick liegt in den Zentralalpen und ist das am höchsten gelegene Observatorium in Österreich. Die wichtigsten geographischen Daten der Messstation sind:

- Geographische Breite 47° 03` Nord
- Geographische Länge 12° 57` Ost
- Höhe über Normalniveau 3106 m

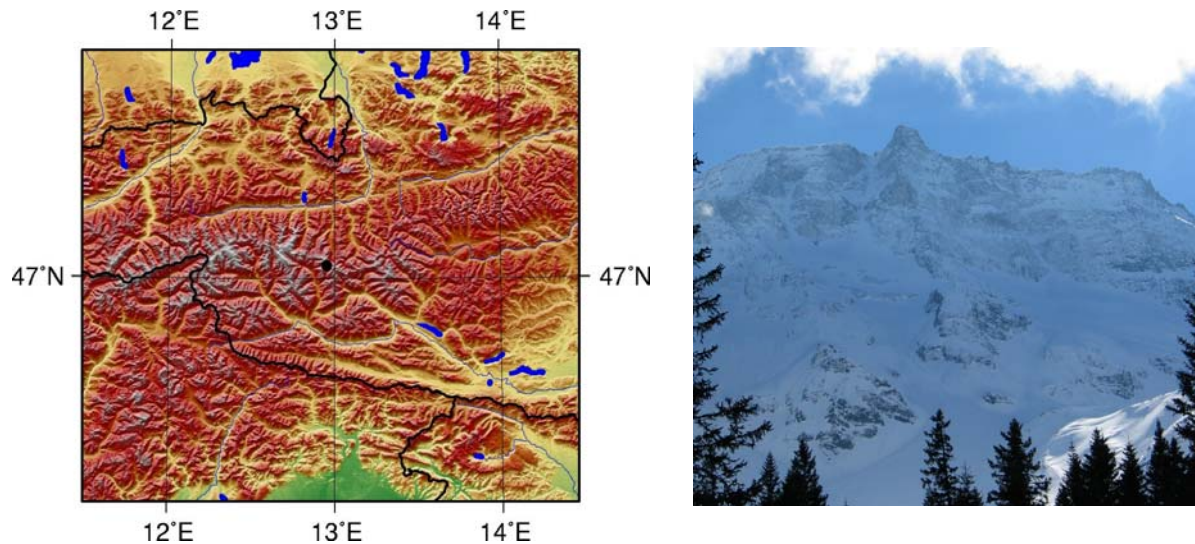


Abbildung 2.1: Digitale Höhenkarte des Sonnblickgebietes (links); Blick von Kolm-Saigurn zum Hohen Sonnblick (rechts)

Die Station zeichnet sich durch das besondere Strahlungsklima aus: Während des Winterhalbjahres ragen die Gipfel der Alpen meist über die Inversionen hinaus. Im Sommer bilden sich hingegen oft Wolken um die Berggipfel. Die Umgebung um den Sonnblick weist folgende Oberflächenbeschaffenheit auf [Weihs et al., 1999]: 16% des Umlandes sind im Sommer mit Gletschern überzogen, während im Winter 88% der Oberfläche mit Schnee bedeckt ist. Senkrechte Felsbereiche sind auch im Winter schneefrei. Im Winter ist der Sonnblick wegen der geschlossenen Schneedecke und der häufigen Hochdruck-Schönwetterlagen für Untersuchungen des Einflusses der Albedo auf die Bestrahlungsstärke geeignet. Ein Nachteil der exponierten Bergstation ist das raue Klima, das nicht nur mit hohen Windgeschwindigkeiten, niedrigen Temperaturen und großen Schneehöhen, sondern auch mit häufigem Raureifansatz an den Messgeräten verbunden ist.

2.2 Beschreibung der Messgeräte

2.2.1 Bentham-Spektralradiometer am Sonnblick

Die Messungen mit dem Bentham-Spektralradiometer im Institutslabor und am Sonnblick zeigten, dass das reine Laborgerät großen Fluktuationen während der Messungen unterworfen war. Die Hauptursache für diese Schwankungen waren die sich ständig ändernden Temperaturverhältnisse der Umgebung. Die Abweichungen sind durch den äußerst sensitiven Photomultiplier und den Vorverstärkerkreis bedingt. Diese Fluktuationen verursachen Fehler bei den optischen Komponenten und den feinen mechanischen Teilen. Deshalb wurde ein wetterfestes und temperaturstabilisiertes Gehäuse gebaut, in welchem das Spektralradiometer eingeschlossen ist.

2.2.1.1 Aufbau des Bentham-Spektralradiometer

Gehäuse

Das Gehäuse stellt einen Schutz vor Witterungseinflüssen dar und dient als Halterung für die einzelnen Geräteteile. Es besteht aus drei Kammern: Eine äußere, witterungsbeständige Schale und zwei innere Kammern mit den empfindlichen Teilen der Optik und Elektronik. Wie erwähnt geben der Photomultiplier, die Vorverstärker und der Analog-Digitalwandler stark temperaturabhängige Signale, und es ist daher wichtig, sie bei konstanter Temperatur zu betreiben. Die Temperaturregelung ist in zwei Bereiche geteilt. Der äußere Bereich zwischen der äußeren Schale und den inneren Kammern wird durch einen Bimetallschalter in einem Grob-Temperaturbereich gehalten. Die inneren Kammern werden durch elektronische Regler auf konstanter Temperatur gehalten.

- 1 Quarzdom
- 2 Säule
- 3 Äußere Schale
- 4 Innere Kammern
- 5 Heizung
- 6 Anschlusskasten
- 7 Profilssockel

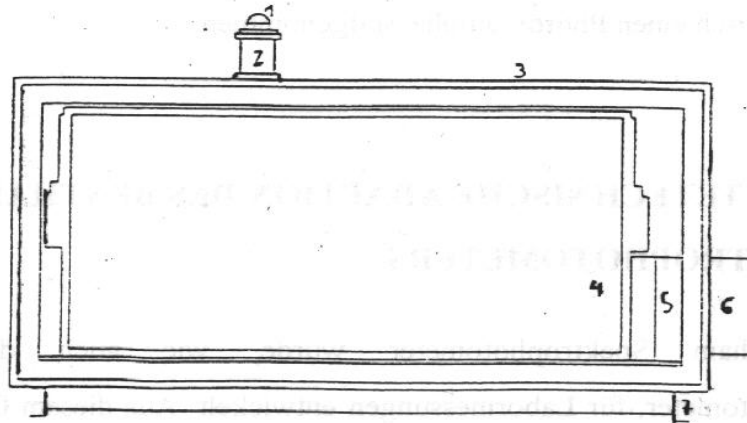


Abbildung 2.2: Gehäuse des Bentham-Spektralradiometers (Skizze von Wolfgang Laube)

Äußere Schale

Die äußere Schale bietet Schutz vor dem hochalpinen Wetter und besteht aus stabilem Sperrholz, das fest mit einer Holzstaffel verschraubt und verklebt ist. Die Holzteile sind allseitig mit Wasser abweisendem Polyester imprägniert. Die Außenhaut ist zusätzlich mit Glasmatten mechanisch verstärkt und mit UV-beständigem Anstrich versehen. Die inneren Flächen sind zwecks Wärmeisolierung mit Styropor ausgekleidet. Der seitliche Deckel ist mit rostfreien Schrauben sicher verschraubt und verleiht der Konstruktion zusätzliche Stabilität, um den hohen Windkräften widerstehen zu können. Die Deckeldichtung besteht aus dauerelastischem Silikonkautschuk. Die Kabelführung ist wasserfest und mit einer vor Wettereinflüssen schützenden Aluminiumschutzverkleidung versehen. Der Raum zwischen äußerer Schale und inneren Kammern ist als Luftkanal ausgebildet. Ein mit einem Lüfter erzeugter Luftstrom streicht ständig um die inneren Kammern, und alle Teile befinden sich dadurch auf gleicher Temperatur. Bei zu tiefen Außentemperaturen wird mit einem Widerstandsheizgerät geheizt. Bei zu großer Erwärmung des Innenraumes schaltet sich ein Lüfter ein, der einen Luftstrom nach außen abgibt. Die höchste registrierte Lufttemperatur am Sonnblick beträgt plus sechzehn Grad Celsius. Die Temperaturdifferenz ist daher ausreichend groß, um die Wärmeenergie abführen zu können. Als Auflage und zur Befestigung auf der Terrasse dient ein wetterfester Rahmen aus verschweißten Aluminiumprofilen.

Innere Kammern

Die inneren Kammern bestehen aus einem formstabilen, geschweißten Aluminiumprofilrahmen. Dieser Rahmen ist mit einer Kunststoffplatte möglichst luftdicht beplankt und bildet dadurch eine eigene Raumklimazone. Um diese Beplankung dient eine zwei Zentimeter dicke Styroporschicht zur Wärmedämmung. In der Kammer läuft ständig ein Lüfter, um Temperaturschichtungen zu vermeiden. Die Lebensdauer aller Lüfter ist auf fünf Jahre im Dauerbetrieb ausgelegt. Der Luftstrom wird durch Leitbleche geführt und überstreicht die Kühlerfläche und die Heizelemente. Als Kühlerfläche dient ein in Mäanderform gekantetes, dünnes Aluminiumblech, um eine möglichst große Oberfläche zu erreichen. Die Außenseite der Kühlerfläche bildet ein mit Kunststoffplatten abgeschlossenes Gehäuse, das mit einem Lüfter zwangsbelüftet werden kann und dadurch einen guten Wärmeübergang erzielt. Die Heizung besteht aus zwei Heizwiderständen, die auf Kühlerblechen montiert sind und bei Bedarf eingeschaltet werden können.

Strahlengang

Der Weg des zu messenden Lichtes von außen in den Monochromator verläuft vom Diffuser durch den Lichtleiter zum Eingangsschlitz des Monochromators. Der Diffuser ist durch einen UV-durchlässigen Quarzdom geschützt. Der Dom befindet sich oberhalb der äußeren Schale auf einer Säule aus rostfreiem Stahl, die eine Bedeckung durch Schnee oder Reif erschwert und das Reinigen erleichtert. Diese Stahlsäule ist wasserdicht verschraubt und mit Isoliermaterial ausgelegt. Sie enthält auch ein Gefäß zur Aufnahme von Trockenmittel, um das Entstehen von Kondenswasser zu verhindern.

Elektronik

Temperaturstabilisierung

Wie erwähnt besteht das Innere des Gehäuses aus zwei voneinander getrennten Kammern. Der Monochromator ist dadurch von der Kontrolleinheit getrennt, da die Temperaturstabilisierung im Monochromatorteil wesentlich genauer sein muss als

jene in der Kontrolleinheit. Für die Temperaturstabilisierung im Monochromatorteil wurde ein digitaler PID-Controller verwendet. Für die zweite Box wurde zur Regelung der Temperatur ein herkömmlicher PID-Controller eingebaut. Mit dem eingebauten Heizungs- und Kühlungssystem wird über die PID-Controller eine konstante Temperatur erzielt. Zahlreiche Laborexperimente wurden zur Überprüfung der Funktion durchgeführt. Die innere Box wurde dafür mit vier an unterschiedlichen Stellen im Gehäuse angebrachten Thermoelementen versehen. Mit diesen Elementen konnte die Innentemperatur auf einem Datenlogger registriert werden. Die Aufzeichnungen liefen mehrere Tage, um die Temperaturstabilität des Systems festzustellen. Im Monochromatorteil lässt sich die Temperatur auf 0.1 Grad genau festlegen (Abbildung 2.3). Die Kontrolleinheit wurde ebenfalls in eine Box eingebaut und mit Heiz- und Kühlelementen versehen.

Vorverstärkermodifikation

Das von der Firma Bentham entwickelte Spektrophotometersystem hatte den sehr sensitiven Verstärker weit entfernt vom Photomultiplier eingebaut, verbunden durch ein 1 m langes Koaxialkabel. Diese Leitung erzeugte ein elektronisches Rauschen, welches die Sensitivität reduziert, und zwar im Wellenlängenbereich zwischen 285 und 400 nm, also in dem für die bearbeiteten Fragestellungen wichtigsten Messbereich. Um dieses Rauschen zu unterdrücken, wurde ein sensitiver Hochgeschwindigkeitsvorverstärker nahe dem Photomultiplier positioniert, mit welchem das Signal-Rauschverhältnis wesentlich verbessert werden konnte.

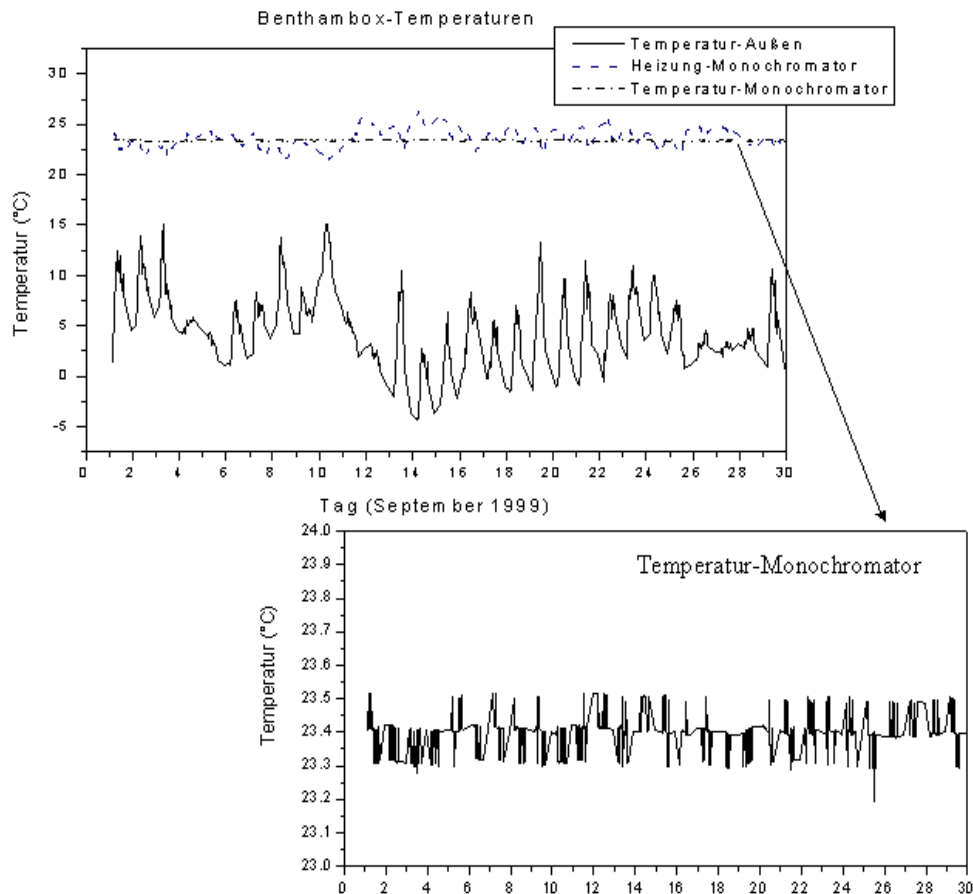


Abbildung 2.3: Temperaturmessung in der Benthambox (Monochromator) gemeinsam mit der Heizung und Außentemperatur am Sonnblick, dargestellt für September 1999. Die untere Abbildung zeigt ein vergrößertes Bild des Temperaturverlaufs in der inneren Kammer, wo der Monochromator platziert ist.



Abbildung 2.4: Wetterfestes Gehäuse des Bentham-Spektralradiometers mit zwei geteilten inneren Kammern, wo Monochromator und Elektronik platziert sind (links); Das Bentham-Spektralradiometer auf der Plattform der Sonnblick Station (rechts)

2.2.1.2 Qualitätskontrolle des Bentham-Spektralradiometers

Die genaue Messung der Bestrahlungsstärke benötigt eine absolute radiometrische Kalibrierung. Diese geschah durch Vergleich mit einer Quelle, welche eine bekannte Bestrahlungsstärke in definiertem Abstand erzeugt. Die Kalibrierungen des Bentham-Spektralradiometers erfolgten vor dem Feldeinsatz im Labor des Instituts mit Lampen, die an Primärstandards geeicht wurden. Am Messort werden die Kalibrierungen regelmäßig mit einer tragbaren 1000 W Lampe, sowie mit einem externen tragbaren Lampensystem der Firma SCI-TEC durchgeführt. Die Eichfunktion $E(\lambda)$ des Gerätes wird mit Hilfe einer FET Lampe vom National Institute of Science and Technology (NIST) mit bekannter spektraler Intensität $I(\lambda)$ ermittelt:

$$I_m(\lambda_m) = E(\lambda_m) \cdot J \quad \text{wobei } J \text{ der Photomultiplierstrom ist.}$$

Das Eichzertifikat der Lampe gibt die spektrale Intensität der Lampe in 50 cm Entfernung bei einem Lampenstrom von 7.9 A an. Die Regelung des Lampenstroms erfolgt mit Hilfe eines stromstabilisierten Netzgerätes.

Messungen mit einer Blende dienen dazu, das von den Laborwänden rückgestreute und auf den Detektor fallende Licht zu erfassen und die Messwerte korrigieren zu können. Mit Hilfe der NIST-Lampe wird auch das externe, tragbare Lampensystem der Firma SCI-TEC im UVB-Bereich regelmäßig überprüft und die Kalibrierung in den UVA-Bereich erweitert. Dadurch ist es möglich, mit diesen Standardlampen die Kalibrierung des Bentham am Sonnblick vorzunehmen und zwar sowohl im UVB- als auch in UVA-Bereich. Die Empfindlichkeit des Spektralradiometers kann sich durch den Transport ändern weswegen es notwendig ist, das System am Aufstellungsort regelmäßig zu kalibrieren. Dazu wurde eine tragbare 1000 W Lampe am Institut von Rengarajan Govinderajan, Wieslaw Mikielewicz und Wolfgang Laube entwickelt.

Tragbare 1000 W - Lampe

Als Lichtquelle dient eine Lampe der Firma Philips (Typ PF815R, 230V/1000W) mit hoher Glühtemperatur (3400 K), was für die Strahlung im UVB-Bereich wichtig ist. Die Lampe ist in einem Metallgehäuse platziert, welches aus zwei Kühlkörpern besteht. An den Kühlkörpern sind vier Ventilatoren montiert, die diese während des

Betriebes kühlen. Der Strom, der durch die Lampe und die mit ihr in Reihe geschalteten Widerstände ($0,33\ \Omega$, 100 W) fließt, verursacht einen Spannungsabfall. Diese Spannung wird im IC LM2575 mit dem Sollwert verglichen. Dieser IC generiert Impulse mit einer Frequenz von 52 kHz. Um ein zu schnelles Erhitzen der Lampe zu verhindern, ist eine Phasenanschnittsteuerung PSR-25 installiert. Der Netzteil und die Lampe ist in einem Koffer deponiert, um einen sicheren Transport zu ermöglichen.



Abbildung 2.5: Tragbare 1000 W Lampe für die Kalibrierung des Bentham-Spektralradiometers am Messort; als Lichtquelle wird eine Lampe der Firma Philips (Typ PF815R, 230V/1000W) verwendet

Cosinus-Fehler

Ein wichtiges Maß für die Qualität von spektralen UV-Geräten ist ihre Fähigkeit, das Cosinusetz einhalten zu können. Bei einem idealen Strahlungsgerät hängt die gemessene Intensität mit der Intensität auf einer horizontalen Fläche wie folgt zusammen (Cosinusetz):

$$I_s(\theta) = I_s(0) \cdot \cos \theta$$

Dabei bezeichnet θ den Einfallswinkel zwischen der optischen Achse des Gerätes und der Strahlung des entsprechenden Sonnenzenitwinkels.

Mit Hilfe der zur absoluten Kalibrierung verwendeten Lampen kann der Cosinus-Fehler vermessen werden, indem man ein möglichst paralleles Lichtbündel in unterschiedlichen Einfallswinkeln auf die Eingangsoptik fallen lässt. Abbildung 3.8

zeigt die Abweichung der Winkelabhängigkeit der Eingangsoptik von der idealen Cosinusfunktion, wie sie im Labor für das Bentham-Spektralradiometer am Sonnblick mit veränderlichem Einfallswinkel θ gemessen wurde:

$$K = \frac{I_s(\theta)/I_s(0)}{\cos \theta}$$

Im Jahr 2004 wurde eine neue Eingangsoptik (Firma J.G. Schreder) mit kleinerem Kosinusfehler eingebaut. Dadurch ist der Kosinusfehler unter 60° Einfallswinkel nunmehr kleiner als 2% (Abbildung 2.6). Bei der alten Eingangsoptik betrug der Kosinusfehler bei 60° Einfallswinkel ca. 10%.

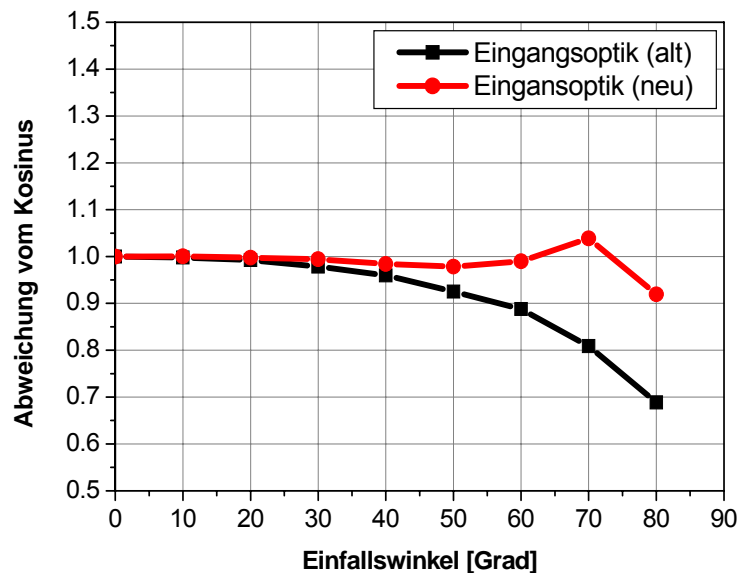


Abbildung 2.6: Abweichung der Winkelabhängigkeit der Eingangsoptik des Bentham-Spektralradiometers am Sonnblick von der idealen Cosinusfunktion. Die bis 2004 verwendete Eingangsoptik (alt) und die seither verwendete Eingangsoptik (neu) sind gezeigt

Wellenlängenkalibrierung

Für die in dieser Arbeit verwendeten Datenreihen wurde die Wellenlängenkalibrierung durch Vermessung der Linien einer Hg-Niederdruckspektrallampe durchgeführt. Weiteres wurde der Algorithmus SHICrvm von Slaper et al., (1998) für die Wellenlängenverschiebung und zur Überprüfung der Wellenlängenkalibrierung verwendet. Zur Kalibrierung wurden die Linien einer Hg-

Niederdruckspektrallampe bei 296.728 nm, 334.148 nm, und 405.656 nm verwendet. Das Spektrum wurde in 0.02 nm Schritten abgetastet. Mehrere solcher Messungen zeigen, dass die Verschiebung längerfristig um etwa ± 0.3 nm variieren kann. Bei der Messung der Spaltfunktion wird ebenfalls das Linienspektrum einer Quecksilberdampfampe spektral gemessen (Abbildung 3.9). Dadurch kann man Rückschlüsse auf die Genauigkeit der Wellenlängenzuordnung und die Streulichtunterdrückung des Monochromtors ziehen. Der obere Teil der Abbildung 2.7 zeigt Messungen bei unterschiedlicher geometrischer Spaltbreite. Die geometrische Spaltbreite wird mit Stellschrauben von 0.44 bis 0.74 mm eingestellt. Beim Ordinatenwert 0.5 lässt sich die Halbwertsbreite des transmittierten Signals auf der Abszisse ablesen. In unteren Teil der Abbildung 2.7 ist die Spaltfunktion des Bentham-Spektralradiometers am Sonnblick in logarithmischen Maßstab dargestellt (Bandbreite = 0.77 nm FHMW).

Abbildung 2.8 zeigt den Verlauf der relativen Geräteempfindlichkeit für den Bentham-Spektralradiometer am Sonnblick. Als Geräteempfindlichkeit wird das Verhältnis aus den monatlich durchgeführten Messungen einer Referenzlampe und dem Kalibrierspektrum bezeichnet.

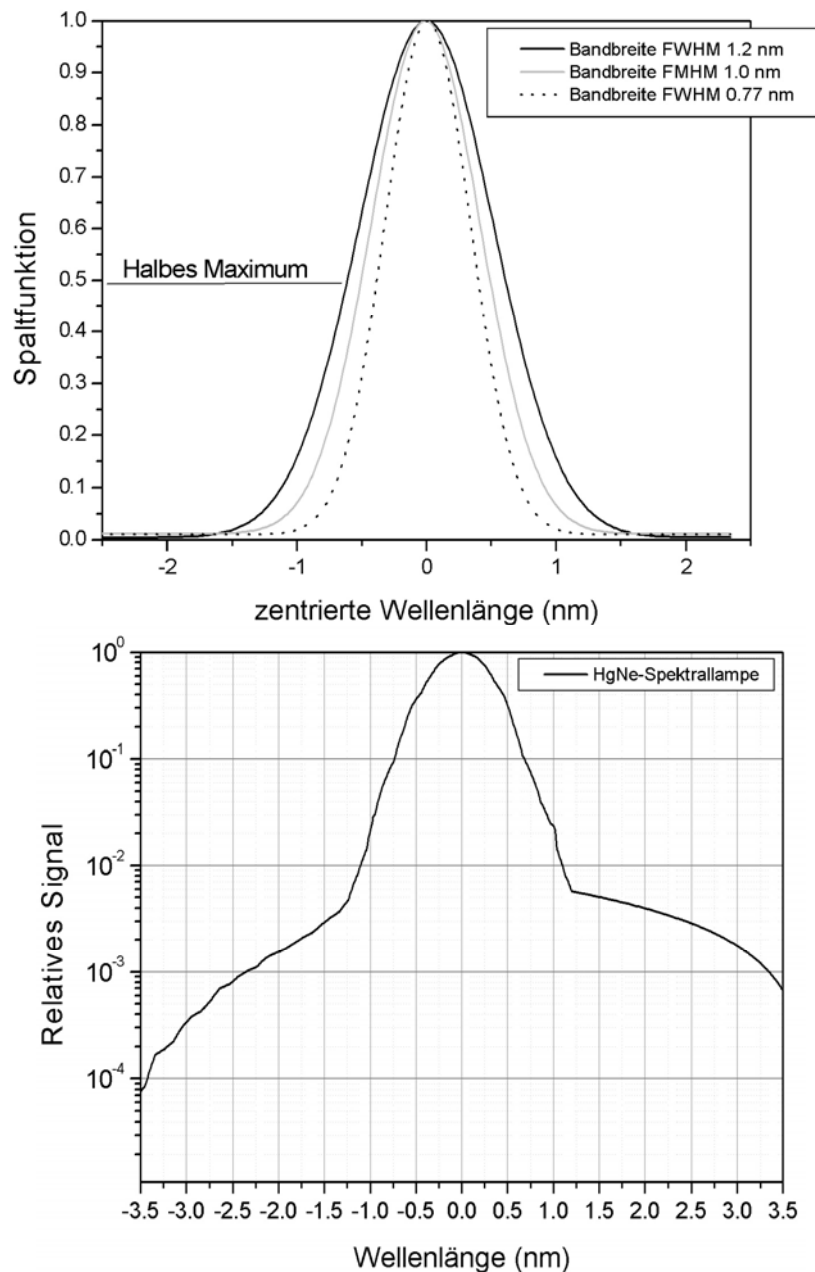


Abbildung 2.7: Messungen der spektralen globalen Bestrahlungsstärken einer Hg-Niederdruckspektrallampe bei unterschiedlichen geometrischen Spaltbreiten (oben) und Spaltfunktion des Bentham-Spektralradiometers am Sonnblick in logarithmischem Maßstab bei Bandbreite 0.77 nm (unten)

In der Abbildung 2.8 erhält man durch Division mit dem Mittelwert aller gemessenen Geräteempfindlichkeiten die relative Geräteempfindlichkeit im zeitlichen Verlauf für verschiedene Wellenlängen. Dadurch ist es möglich, die Stabilität des Geräts abzulesen. Die nur kleinen Schwankungen aus der Abbildung lassen auf eine relativ gute Stabilität des Geräts schließen. Um die Messunsicherheiten zu reduzieren, die durch Schwankungen der Spektralradiometer-Empfindlichkeit bedingt sind, sind die Kalibrierungen in kurzen zeitlichen Abständen notwendig.

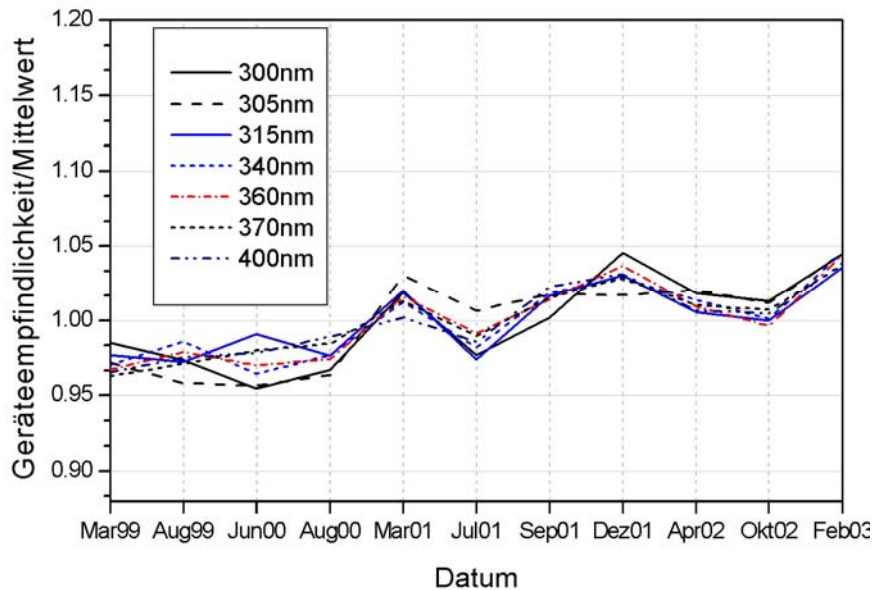


Abbildung 2.8: Verlauf der Geräteempfindlichkeit des Bentham-Spektralradiometer am Hohen Sonnblick

2.2.2 Brewer-Spektrophotometer am Sonnblick

Die längsten Messreihen der spektralen UVB-Strahlung, des Gesamt ozons und die aus den Messungen der direkten UVB-Strahlung berechneten optischen Dicken des Aerosols wurden mit dem Brewer-Spektrophotometer gewonnen.

Das Messgerät befindet sich auf einem Suntracker, welcher, durch einen Kontrollrechner gesteuert, der Sonne azimuthal folgt. Das Spektrophotometer besteht aus einem Monochromatorteil, einem modifizierten Ebert-f/6-Spektrometer, einem Photomultiplier, einem Diffuser und zwei Eichlampen (Abbildung 2.9).

Der Monochromator besitzt ein Beugungsgitter mit 1200 Linien pro mm und sechs Schlitzen, welche die sechs gewählten Wellenlängen ausblenden. Einer dieser Ausgangsschlitze wird zur Wellenlängenkalibrierung gegen eine Quecksilberreferenzlinie benötigt. Die anderen fünf Schlitze, die in einem Spektralbereich zwischen 306 und 320 nm liegen, sind für die Messungen bestimmt. Über ein steuerbares Umlenkprisma kann einerseits die Strahlung im Zenit oder bei direkter Sonne gemessen werden. Andererseits besteht die Möglichkeit, mit den internen Kalibrierlampen (Quecksilberlampe, Standardlampe zur Überwachung der spektralen Empfindlichkeit) zu messen. Mehrmals täglich werden Tests mit der

internen Quecksilberlampe durchgeführt. Dabei wird die 302.5 nm Spektrallinie gemessen.

Zur Bestimmung des stratosphärischen Gesamt ozons wird die absolute Strahlungsintensität bei fünf verschiedenen Wellenlängen (306.3 nm, 310.1 nm, 313.5 nm, 316.8 nm, 320.1 nm) ab einer Sonnenhöhe von 15° gemessen. Die Bestrahlungsstärken werden von einem Photomultiplier mittels eines Photonenpulzzählsystems registriert. Das stratosphärische Gesamt ozon wird sowohl bei direkter Sonne als auch im Zenit gemessen.

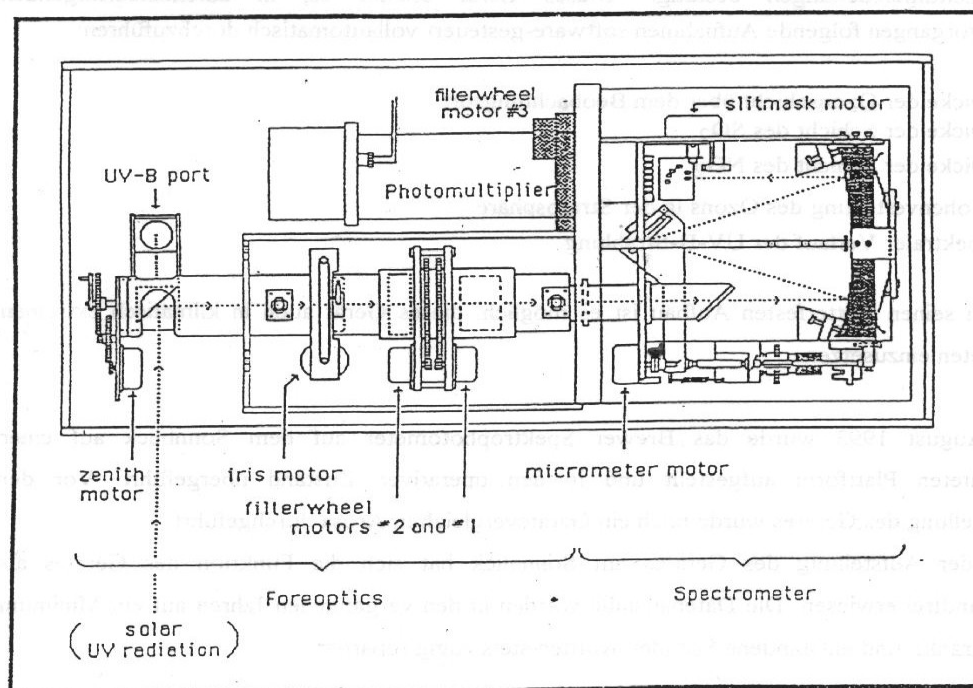


Abbildung 2.9: Blockdiagramm des Brewer-Spektrophotometer

Die Verhältnisse in der Atmosphäre während der Messungen spielen eine wichtige Rolle für die Genauigkeit des Messvorganges. Um diese möglichen Fehlerquellen so gering wie möglich zu halten, werden nur Messungen akzeptiert, deren Standardabweichung bei einer Messung weniger als 2.5 DU beträgt. Das Brewer-Spektralradiometer ist ein Einfachmonochromator und weist damit gegenüber dem Bentham DM150 schlechtere Eigenschaften bei der Unterdrückung von Streulicht auf. Speziell bei kurzer Wellenlänge ist das hier geringere Messsignal durch Einstreuung von Strahlung längerer Wellenlänge gestört. Für Untersuchungen der UVB-Integralwerte ist dieser Streulichteffekt zu vernachlässigen.

Qualitätskontrolle des Brewer-Spektrophotometer

Die Kalibrierungen des Gerätes werden regelmäßig am Messort mit einer tragbaren 1000-W-Lampe und mit einem externen, tragbaren Lampensystem der Firma SCI-TEC vorgenommen.

Zur Qualitätssicherung des Brewer-Spektrophotometer wurden seit 1993 mehrere Gerätevergleiche und Wartungs- und Kalibrationsüberprüfungen von der Firma International Ozone Service (Int'l Ozone Services Inc.) am Hohen Sonnblick durchgeführt. Die erste derartige Kampagne fand im Arosa im Jahr 1993 noch vor Aufstellung des Brewer am Messort statt. Es folgten die Kampagnen in den Jahren 1996, 1999, 2002 und 2005.

Die Abbildung 2.10 zeigt 40 Vergleichsmessungen zwischen dem Brewer Nr. 093 (Gerät am Sonnblick) und Standard Brewer Nr. 017 während der Kampagne im August 1999. Es wurden Messungen bei direkter Sonne vorgenommen. Bei Messungen des Gesamtozons mit dem Brewer Nr. 093 ergaben sich im Vergleich zum Standard Brewer Nr. 017 im Mittel um 0.9 DU niedrigere Werte (Abbildung 3.12). Bei der Messkampagne im Jahr 2002 wurden 50, im Jahr 2005 über 80 Vergleichsmessungen mit beiden Geräten bei direkter Sonneneinstrahlung vorgenommen. Die Messungen des Gesamtozons mit dem Brewer Nr. 093 sind im Jahr 2002 im Vergleich zum Standard Brewer Nr. 017 im Mittel um 2 DU höher und im Jahr 2005 liegen die Abweichungen in einem Bereich unter 0.5% (Tabelle 2.1). Die Gesamtozonvergleiche mit dem Standard Brewer-Spektrophotometer Nr. 017 liegen seit 1993 in einem Bereich von weniger als 1% Unterschied. Es zeigte sich, dass das Brewer-Spektrophotometer am Sonnblick in den letzten zehn Jahren keinen großen Veränderungen unterworfen war und die Stabilität und damit die Qualität der Messungen sehr gut ist.

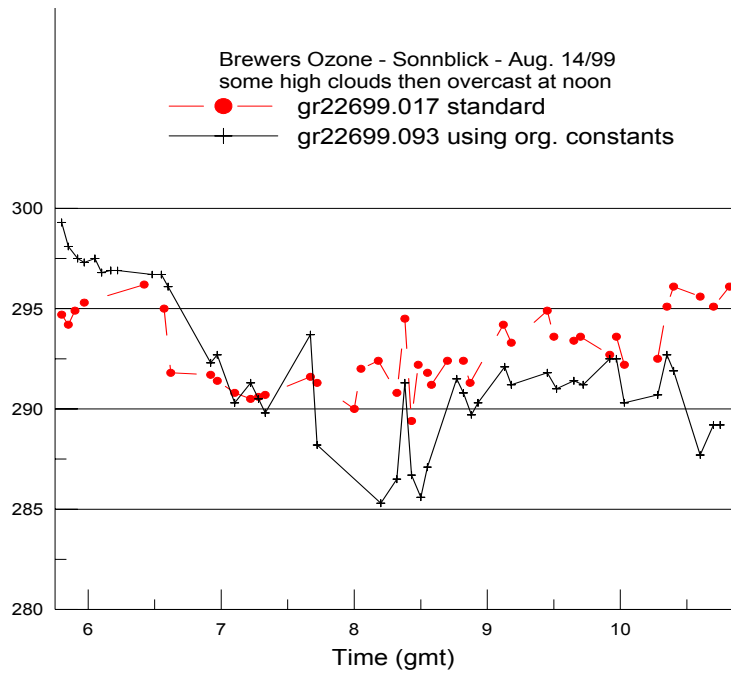


Abbildung 2.10: Vergleich des Brewer Nr. 093 mit dem Standard Brewer Nr. 017 bei Gesamtozonmessungen

Tabelle 2.1: Vergleichsmessungen der direkten Sonne zwischen dem Brewer #093 am Sonnblick und dem Standard Brewer #017 in den Jahren 2002 und 2005

#093 Brewer DS Ergebnisse			#017 Brewer DS Ergebnisse	
<i>Jul. Tag</i>	<i>O3</i>	<i>Std. Abweich.</i>	<i>O3</i>	<i>Std. Abweich.</i>
211 (2002)	309.5	+2.3	308.6	+1.1
212 (2002)	309.5	+2.9	306.6	+2.9
214 (2002)	317.2	+0.9	314.6	+0.4
<i>Jul. Tag</i>	<i>O3</i>	<i>Std. Abweich.</i>	<i>O3</i>	<i>Std. Abweich.</i>
208 (2005)	302.2	+1.3	302.1	+1.5
209 (2005)	299.7	+1.6	300.2	+1.0

Die Vergleichsmessungen der beiden Geräte im spektralen UVB-Bereich sind in Abbildung 2.11 dargestellt. Die Vergleiche wurden mit der Eichkonstante des Brewer aus dem Jahr 1999 dargestellt. Zusätzlich zum spektralen Verlauf ist auch der Quotient dargestellt. Der Quotient liegt in einem Bereich von $\pm 5\%$. Aus der Abbildung ist ebenfalls zu erkennen, dass die Abweichung unter 300 nm zwischen beiden Geräten steil ansteigt. Die Zunahme der Abweichung lässt sich durch die Erhöhung des Streulichts erklären. Aus diesem Grund werden in dieser Arbeit nur spektrale

Messungen des Brewer-Spektrophotometers in einem Bereich von 300 bis 325 nm verwendet.

Das Softwarepaket SHICrvm [Slaper et al., 1998] wurde für die Überprüfung und Korrektur der Daten auf Wellenlängenverschiebung verwendet. Die Wellenlängenverschiebung lag seit 1994 in einem Bereich von ± 0.05 nm.

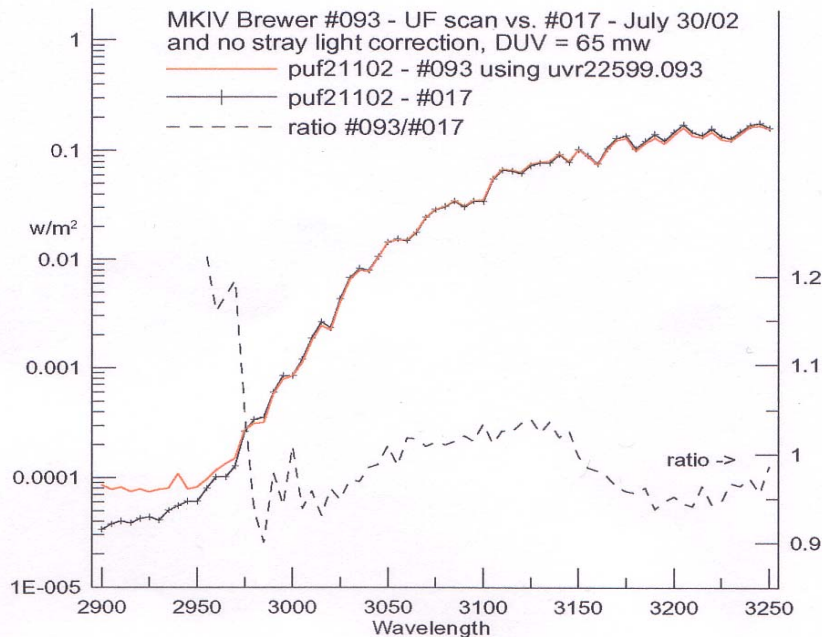


Abbildung 2.11: Vergleich des Brewer Nr. 093 mit dem Standard Brewer Nr. 017 im spektralen UVB-Bereich

2.2.3 Wolkenbeobachtungssystem am Sonnblick

Wegen des großen Einflusses von Wolken auf die gemessene UV-Strahlung wurde eine Methode gesucht, welche eine Klassifizierung der Wolken ermöglicht und eine notwendige Ergänzung zu den Spektralmessungen bilden kann. Für die Untersuchung des Einflusses der Bewölkung auf die UV-Bestrahlungsstärke und zur Interpretation der gemessenen Spektren sind Aufnahmen des gesamten Himmels in kurzen zeitlichen Abständen notwendig. Dies ist mit einem automatischen CCD Kamerasystem möglich, das am Institut aufgebaut und getestet worden ist. Das Wolkenbeobachtungssystem mit einem automatischen CCD Kamerasystem wurde im Dezember 2001 am Sonnblick aufgestellt. Zu jedem Spektrum werden mindestens zwei Bilder gemacht, die dann in elektronischer Form vorliegen. Die

Kamera besteht aus drei CCD-Chips mit jeweils 752x582 Bildpunkten und wurde in einer Plexiglaskuppel installiert, um sie vor Feuchtigkeit und extremen Temperaturen zu schützen. Die Temperatur wird auf 10°C gehalten. Die direkte Sonnenstrahlung wird durch ein Schattenband abgedeckt. Im Abstand von 5 Minuten werden Bilder von Sonnenaufgang bis -untergang aufgenommen. Das aktuell aufgenommene Bild wird mit Datum und Uhrzeit versehen und automatisch auf einem Computer gespeichert. Der Aufbau des Wolkenbeobachtungssystems ist in Abbildung 2.12 dargestellt.

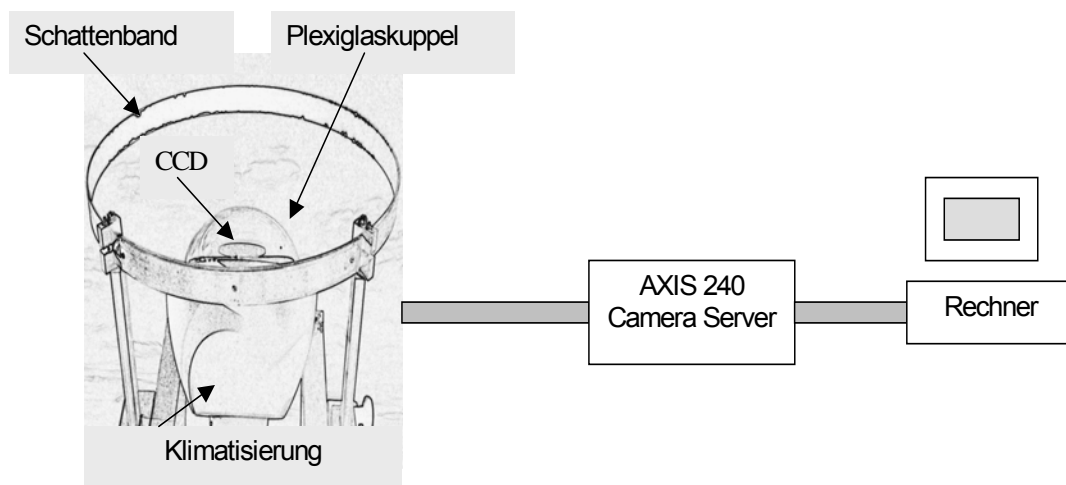


Abbildung 2.12: Wolkenbeobachtungssystem am Sonnblick

2.3 Strahlungstransfermodell DISORT

Alle Modellrechnungen in dieser Arbeit sind mit dem frei verfügbaren Strahlungstransfermodell DISORT (discret ordinate radiative transfer) nach dem Algorithmus von [Stamnes et. al., 1988] durchgeführt. Bei dem Diskrete-Ordinaten-Verfahren wird das Strahlungsfeld in diskrete Ströme aufgeteilt. Die Anzahl der Ströme ist variabel. Durch die Erhöhung der Anzahl an Strömen kann eine größere Genauigkeit der resultierenden Strahldichte erzielt werden, da die Winkelabhängigkeit der Strahldichte derart besser beschrieben wird. Die Erhöhung der Anzahl der Ströme verursacht jedoch eine längere Rechenzeit und benötigt größere Speicherplatzkapazitäten. Für die Berechnungen im Rahmen dieser Arbeit wurden 30 horizontal homogene Schichten angesetzt, wobei eine quasi-sphärische

Approximation angewendet wurde. Das Modell berechnet die globale und direkte Bestrahlungsstärke der Sonne, sowie die Strahldichte des Himmels im ultravioletten und sichtbaren Spektralbereich. Das DISORT Modell wurde im Rahmen des europäischen Projektes SUVDAMA validiert [van Weele et.al., 2000]. Ein Vergleich hochwertiger Strahlungsmodelle untereinander zeigt eine Übereinstimmung mit dem DISORT Model innerhalb 1% im UVA und 2 bis 3% im UVB.

Als Eingabeparameter zur Beschreibung der Atmosphäre werden die Höhenprofile des Luftdruckes, des Ozons und der Lufttemperatur aus der US-Standardatmosphäre verwendet. Durch die Verwendung der standardisierten Profile wird nach [Forster, 1995] eine Unsicherheit in den Modellergebnissen erzeugt, die hauptsächlich durch das Höhenprofil des Ozons entsteht. Weitere Eingabedaten sind die Sonnenhöhe, das Datum, die Höhe über Normalniveau, das Gesamt ozon, die Albedo sowie der Trübungsparameter zur Beschreibung der Aerosole. Als extraterrestrisches Sonnenspektrum wird ATLAS 3 verwendet [van Hoosier, 1996]. Eine Variation der Höhe über Normalniveau ist durch verschieben der Profile möglich. Eine Auflistung der Ein- und Ausgangsparameter ist in Abbildung 2.13 dargestellt.

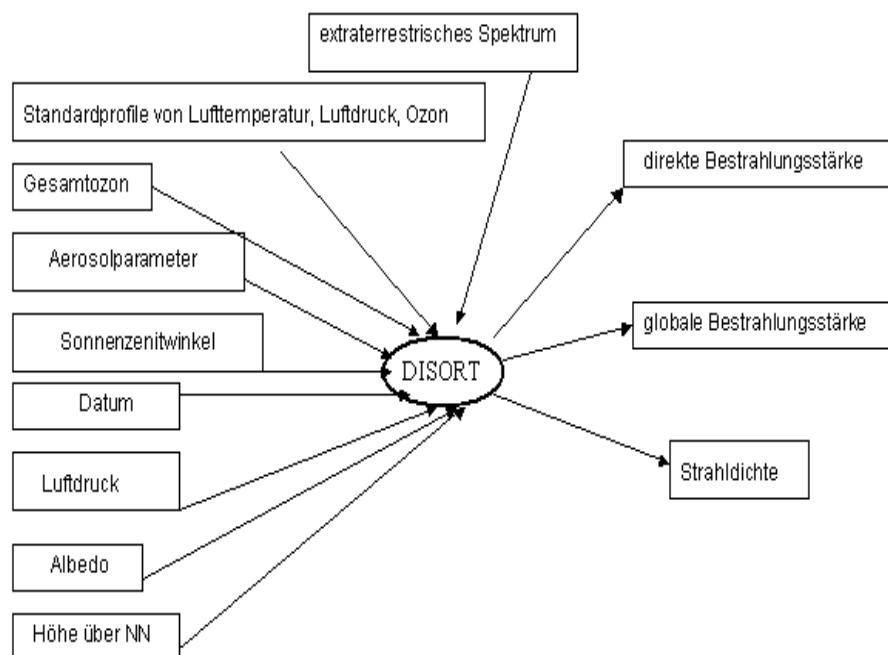


Abbildung 2.13: Eingabe- und Ausgangsparameter des Strahlungstransfermodells DISORT

Weiters werden die Messgeräteeigenschaften berücksichtigt. Dies umfasst die Kosinus-Empfindlichkeit des Detektors und die Spaltfunktion. Die Form der Spaltfunktion hat bei den Modellberechnungen kaum Einfluss auf die Bestrahlungsstärke. Hingegen ist die Berücksichtigung der Breite der Spaltfunktion erforderlich, um die Spektralwerte zu modellieren. In den Modellrechnungen wurde eine Gaußkurve mit einer Halbwertsbreite von 0.75 nm, in Übereinstimmung mit dem gemessenen Wert der Halbwertsbreite der Spaltfunktion des Bentham-Spektralradiometers, verwendet. Der Eingabeparameter Albedo hat auf dem Sonnblick eine größere Bedeutung und wird mit den im Kapitel 2.4.1 beschriebenen Methoden ermittelt.

2.4 Methoden der Datenauswertung

2.4.1 Methode zur Bestimmung der Albedo

Die mittlere effektive Albedo eines Gebietes ist neben den Reflexionseigenschaften der umgebenden Oberflächen auch von den Beleuchtungsverhältnissen abhängig. Diese Größe ist deshalb wichtig, weil bei Messungen der UV-Bestrahlungsstärke die Photonen zwischen Boden und Atmosphäre mehrfach gestreut und absorbiert werden. Deswegen ist nicht nur die Oberflächenalbedo, sondern die Albedo aller unterschiedlichen Oberflächen in der Umgebung des Messortes für die gemessene Strahlung entscheidend. Als Eingangsgröße in eindimensionale Strahlungsmodelle geht eine mittlere Bodenalbedo ein, die innerhalb eines Kreises von ca. 20 km über verschiedene Bodenbedeckungen mittelt [Degünther et al., 1998]. Die Umgebung um den Hohen Sonnblick weist im Mittel folgende Oberflächenbeschaffenheit auf: 16% des Umlandes sind im Sommer mit Gletschern überzogen, während im Winter 88% der Oberfläche mit Schnee bedeckt sind [Weihs et al., 1999]. Senkrechte Felsbereiche sind auch im Winter schneefrei.

Die Abbildung 2.14 zeigt die spektrale UV-Globalstrahlung in Abhängigkeit von der Bodenalbedo. Die Modellberechnungen wurden für den Hohen Sonnblick unter den Bedingungen eines Gesamtzongehalts von 320 DU und einer regionalen Albedo von 0.18 durchgeführt. Eine Erhöhung der Albedo auf 0.28 bewirkt eine Zunahme der

UV-Strahlung um 5%. Werte der regionalen Albedo um 0.8 würden die UV-Strahlung über Rückstreuprozesse der am Boden reflektierten Strahlung um bis zu 40% erhöhen. Die Auswirkung der Albedo auf die spektrale Bestrahlungsstärke erhöht sich auf Grund der Zunahme der Rayleigh-Streuung mit kürzerer Wellenlänge. Der Effekt der Strahlungserhöhung nimmt mit kürzerer Wellenlänge (unterhalb von 320 nm) wieder ab und es überwiegt die verstärkte Absorption durch Ozon.

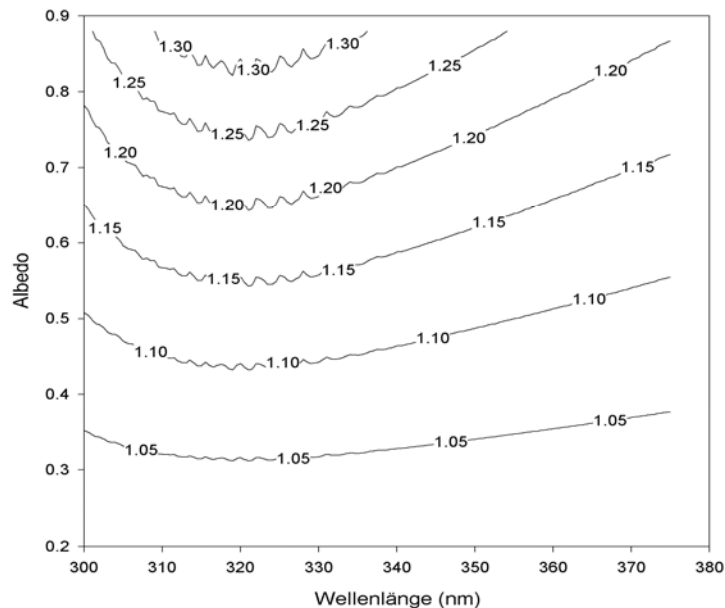


Abbildung 2.14: Zunahme der spektralen UV-Strahlung in Abhängigkeit von der Bodenalbido für die Station Hoher Sonnblick.

Die jahreszeitlichen UV-Schwankungen am Hohen Sonnblick aufgrund sich ändernder Bodenalbido wurden durch Vergleich der Strahlungsberechnungen mit Messungen für wolkenlose Bedingungen untersucht. Die Berechnung wurde mit einer konstanten optischen Dichte (Angström-Trübungskoeffizient von 0.0268) und mit einem Wellenlängenexponenten von 1 durchgeführt. Für die Bodenalbido wurde ein konstanter Wert von 0.18 für alle Berechnungen verwendet. Mehr als 447 Messungen bei wolkenlosem Himmel mit einem Sonnenzenitwinkel kleiner als 75° wurden untersucht. Das Verhältnis Messung-Modell wurde für die Wintermonate mit den Sommermonaten verglichen. Bei 370 nm liegen die Winterwerte im Mittel 4.6% über jenen des Sommers, bei einer Standardabweichung von 3–3.8%. Die durchschnittlichen Verhältnisse Messung-Modell und die Standardabweichungen für Winter und Sommer bei Wellenlängen 305 nm, 315 nm und 370 nm sind in Tabelle 2.2 dargestellt. Aufgrund der relativ hohen Standardabweichung bei den Wellenlängen 305 und 315 nm wird hier nur das Ergebnis bei 370 nm als bester

Hinweis für die jahreszeitlichen UV-Schwankungen aufgrund sich ändernder Bodenalbedo genommen.

Tabelle 2.2: Durchschnittliches Verhältnis Messung-Modell und Standardabweichung für Winter und Sommer bei Wellenlängen 305 nm, 315 nm und 370 nm

	305 nm	315 nm	370 nm
Winter	0.899±0.083	0.913±0.056	0.940±0.038
Sommer	0.858±0.058	0.872±0.037	0.894±0.030

Die Ergebnisse bestätigen die Annahme, dass sich, unter der Voraussetzung einer sich im Jahresgang nicht verändernden optischen Aerosoldicke, die UV-Strahlung aufgrund der variierenden Bodenalbedo ändert. Es sei angemerkt, dass auch Faktoren wie Schneetiefe oder Reinheit und Alter des Schnees die Reflexionseigenschaften der Umgebung verändern. Eine signifikante Beziehung besteht zwischen der UV-Bestrahlungsstärke und dem Alter des Schnees. Das Verhältnis Messung-Modell zeigt eine Abnahme von 3% bei einem Schneealter über 3 Tagen. Eine Veränderung der Albedo um 10% bewirkt eine Veränderung der UV-Strahlung um 2% für 370 nm. Eine maximale Veränderung der Bodenalbedo zwischen 0.18 und 0.88 würde eine Schwankung der UV-Strahlung um 22% bewirken. Die beobachtete Steigerung bei 370 nm um 4.5% im Winter entspricht einer Steigerung der Albedo um 0.22.

Eine Methode zur Berechnung der mittleren Albedo der Sonnblick-Umgebung aus einer Kombination eines dreidimensionalen Albedomodelles und dem Strahlungstransfermodell DISORT wurde in *Weihls et al., 2000* gezeigt. Demnach liegt die durchschnittliche Albedo für einen Zenitwinkel von 40° und für Schneegrenzen von 3200 bis 800 m zwischen 0.38 und 0.77, während sich eine Abnahme der durchschnittlichen Albedo auf Werte zwischen 0.32 und 0.64 für einen Zenitwinkel von 80° ergibt. Die durchschnittliche Sommeralbedo liegt zwischen 0.12 und 0.19. Zur Messung der topographiebedingt sehr inhomogenen Bodenreflexion wurde ein Albedomesssystem entwickelt und am Hohen Sonnblick getestet [*Rengarajan et al., 2000*]. Dieses Meßsystem besteht aus einer CCD-Kamera und einem UV-Sensor, der an einem Teleskop mit einem 1° Öffnungswinkel angeschlossen ist. Die Reflektivität wurde an der südlichen Seite des Sonnblick-Observatoriums bei Sonnenzenitwinkeln zwischen 65° und 80° gemessen. Die

durchschnittliche Albedo liegt zwischen 0.78 und 0.73 und kann als in etwa repräsentativ für die gesamte Sonnblick-Region angenommen werden, da es wenig Unterschiede in der umgebenden Landschaft an der Nord- und Südseite gibt.

Um für die Spektren eine gute Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation für jeden Tag zu erzielen, sind tägliche Information über die effektive Albedo notwendig. Im Folgenden wird eine Methode zur Bestimmung der effektiven Albedo am Hohen Sonnblick, basierend auf den Informationen der Routinebeobachtung, vorgestellt. Von der Sonnblick-Station werden täglich die beobachtete Schneehöhe und die Höhe des Neuschnees gemeldet. Mit Hilfe einer Regressionsanalyse wurde eine Parametrisierung gefunden, die aus diesen Routineinformationen (Schneegrenze, Neuschneehöhe und Anzahl der Tage seit dem letzten Neuschneefall) Werte der effektiven Albedo bestimmt. Die für die Regression benötigten Werte der effektiven Albedo werden bestimmt, indem für wolkenlose Bedingungen und schneebedeckten Boden die Albedo in den Modellsimulationen so angepasst wird, dass eine bestmögliche Übereinstimmung zur Messung erreicht wird.

Die Albedo im Modell wurde als spektral konstant angenommen und so gewählt, dass die bestmögliche Übereinstimmung bei Wellenlänge 370 nm erzielt wurde. Für die Berechnung mit einer multiplen linearen Regression wurden Schneegrenze (G), Neuschneehöhe (N), Schneehöhe bei der Station (S) und Anzahl der Tage seit dem letzten Neuschneefall (T) als Eingangsgrößen und die Albedo (A) als Zielgröße verwendet. Die Schneegrenze liegt in einen Bereich zwischen 800 und 3200 m, die Neuschnee-Höhe von 5 bis 80 cm. Bei Fehlen von Beobachtungen zur Schneegrenze wurden nur Neuschneehöhe (N), Schneehöhe bei der Station (S) und Anzahl der Tage seit dem letzten Neuschneefall (T) als Eingangsgrößen verwendet.

Die *Regressionsbeziehung 1* für die Albedo (A) mit Berücksichtigung der Schneegrenze (G), Neuschneehöhe (N) und Anzahl der Tage seit dem letzten Neuschneefall (T) lautet:

$$A = 0.659 - 2.04 \cdot 10^{-4} \cdot G + 4.97 \cdot 10^{-3} \cdot N - 3.23 \cdot 10^{-3} \cdot T \quad (\text{Regression 1})$$

Die effektive Albedo wird wie erwartet durch Neuschneehöhe und Absinken der Schneegrenze erhöht und durch die Anzahl der Tage seit Fallen des Neuschnees

reduziert. Die Anzahl der in die Regressionsbeziehung einbezogenen Fälle beträgt 200. Die erklärte Varianz liegt bei 70%, und es werden mit dieser Regressionsgleichung effektive Albedowerte zwischen 0.02 und 0.89 abgedeckt. Die hier verwendete Schneegrenze beruht auf visueller Beobachtung und gibt qualitative Informationen über die Schneebedeckung in der Umgebung des Sonnblick. Dadurch konnte der wichtige Modellparameter Albedo für die Sonnblick Station durch einfache Beobachtung bestimmt werden.

Die *Regressionsbeziehung 2* mit Berücksichtigung der Schneehöhe bei der Station (S), Neuschneehöhe (N) und Anzahl der Tage seit dem letzten Neuschneefall (T) für Sommer- und Herbstmonate lautet:

$$A = 0.156 + 2.27 \cdot 10^{-4} \cdot S + 4.01 \cdot 10^{-3} \cdot N - 1.954 \cdot 10^{-2} \cdot T \quad (\text{Regression 2})$$

Die *Regressionsbeziehung 3* für Winter- und Frühjahrsmonate lautet:

$$A = 0.138 + 6.99 \cdot 10^{-4} \cdot S + 6.06 \cdot 10^{-3} \cdot N - 1.489 \cdot 10^{-2} \cdot T \quad (\text{Regression 3})$$

Die effektive Albedo wird in den Regressionsbeziehungen 2 und 3 durch Schneehöhe und Neuschneehöhe erhöht und durch die Anzahl der Tage seit dem Neuschneefall stark reduziert. Die Regressionsgleichung 2 deckt Albedowerte zwischen 0.02 und 0.34 ab, und die erklärte Varianz liegt bei 60%. Mit der Regressionsgleichung 3 wird die Albedo zwischen 0.18 und 0.9 abgedeckt und die erklärte Varianz liegt bei 65%. Abbildung 3.29 zeigt die mit den Regressionsgleichungen 2 und 3 berechneten Albedowerte für 2 Jahre. Das Jahr 2003 war allgemein überdurchschnittlich warm und in großen Teilen Österreichs mit unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen. 2003 war ein Rekordjahr des Massenverlustes, der für viele Gletscher im Mittel mehr als zwei Meter Höhe ausmacht (Mitteilung Wolfgang Schöner, ZAMG). Abbildung 2.15 zeigt niedrigere berechnete Albedowerte im Jahr 2003 als im Jahr 2001. So betrug z.B. im April 2001 die Neuschneemenge am Sonnblick sechs Meter und die maximale Schneehöhe 720 cm. In diesem Monat wurde die maximale effektive Albedo von 0.8 für dieses Jahr erreicht. Im Vergleich dazu betrug im April 2003 die maximale Schneehöhe 492 cm und maximale berechnete effektive Albedo 0.5.

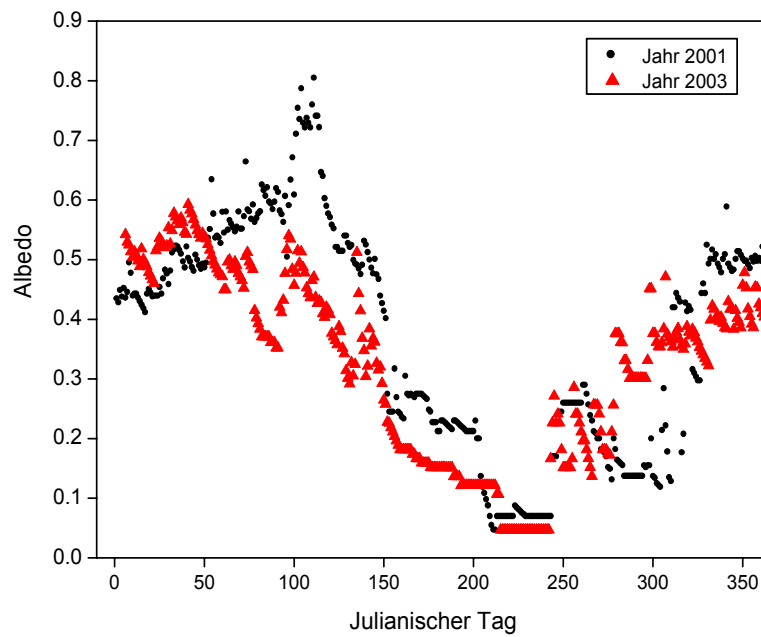


Abbildung 2.15: Berechnete effektive Albedo am Hohen Sonnblick für die Jahre 2001 und 2003 (Regression 2 und 3)

3. Ergebnisse

3.1 Spektrale UV-Strahlung

3.1.1 Messreihen mit dem Brewer-Spektrophotometer

In Abbildung 3.1 ist die vierzehnjährige Messreihe der Tagessummen der erythemwirksamen Strahlung am Hohen Sonnblick ohne Unterscheidung der Witterungsverhältnisse dargestellt. Die solare UVB-Bestrahlungsstärke weist eine starke Abhängigkeit von der Sonnenhöhe auf. Man erkennt den typischen Jahresgang mit Maxima in den Sommer- und Minima in den Wintermonaten.

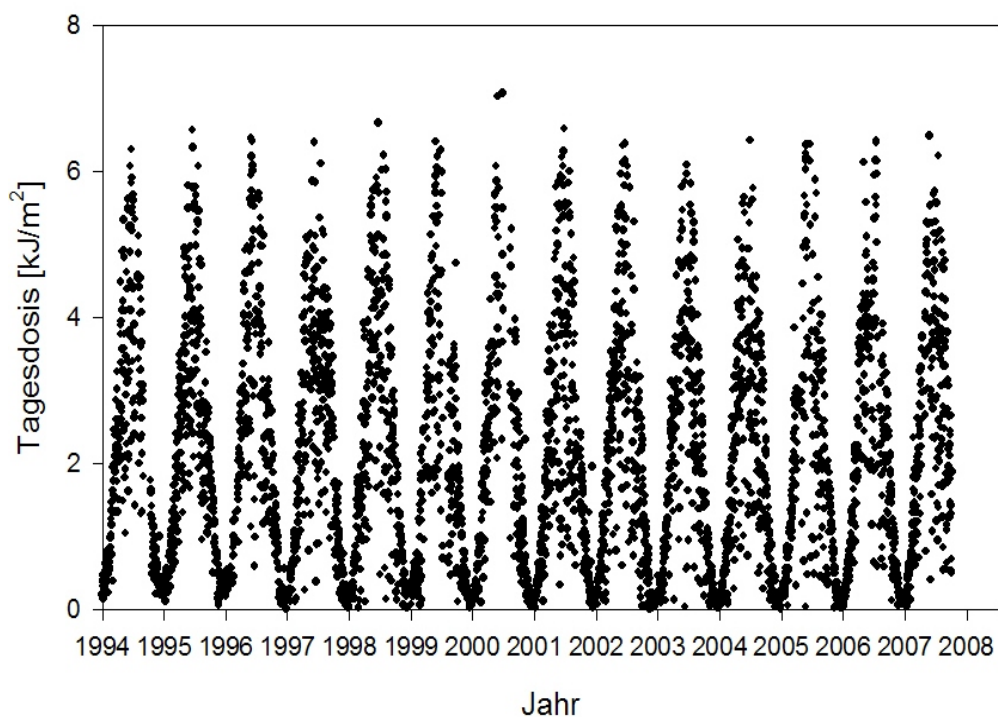


Abbildung 3.1: Jahresgang der erythemwirksamen Strahlung am Hohen Sonnblick von 1994 bis 2008

An wolkenlosen Tagen werden jeweils die höchsten Werte gemessen, wobei die Winterwerte nur etwa 14% der Sommerwerte erreichen. Bewölkung vermindert die UVB-Bestrahlungsstärke merklich, weil eine zusätzliche Streuung und Absorption in den Wolken eine Abschwächung der Strahlung verursacht. Das quantitative Ausmaß der Abnahme der Bestrahlungsstärke hängt von der Dichte der Bewölkung ab. So kann sich im Sommer bei völlig bedecktem Himmel die UVB-Bestrahlungsstärke auf den Winterwert vermindern. Den Tagessummen kommt in Zusammenhang mit der Abschätzung der Gefährdung durch UV-Strahlung bei einem ganztägigen Aufenthalt im Freien Bedeutung zu. Die Tagessummen der UV-Strahlung in den Wintern der Jahre 1994 bis 2003 lagen in einem Bereich zwischen 0.01 kJ/m^2 und 2.1 kJ/m^2 . An einem sonnigen Wintertag kann die UV-Dosis am Hohen Sonnblick die Schwellenwertdosis von 0.25 kJ/m^2 für einen weißhäutigen Mitteleuropäer (Hautyp II) um das 8-fache überschreiten. Die maximal gemessenen Tagessummen in den Sommern der zehnjährigen Messperiode betragen über 6 kJ/m^2 . Damit ergibt sich an einem sonnigen Sommertag am Sonnblick eine den Schwellenwert um das 24-fache überschreitende UV-Dosis.

Die effektive Dosis, die von den menschlichen Körperteilen empfangen wird, kann sich allerdings deutlich von diesen auf horizontale Flächen gemessenen Dosen unterscheiden. Geneigte Flächen empfangen weniger direkte, aber unter bestimmten Umständen mehr diffuse oder reflektierte Bestrahlungsstärken. Manche Oberflächen (z.B. Schnee) reflektieren bis zu 90% der einfallenden Strahlung und können damit die auf geneigten Flächen empfangene Dosis stark erhöhen.

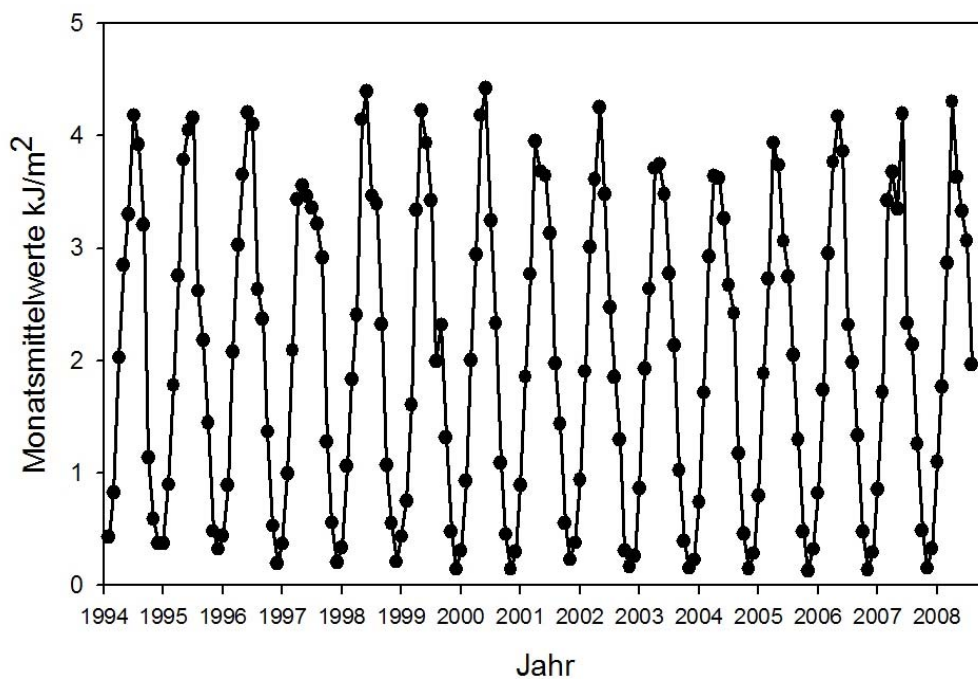


Abbildung 3.2: Monatsmittelwerte der erythemwirksamen UV-Strahlung seit 1994

Um den Zusammenhang zwischen UV-Bestrahlungsstärke und Gesamtozon zu untersuchen, werden Messungen bei wolkenlosem Himmel gewählt. Die alleinige Berücksichtigung wolkenloser Tage (Bedeckungsgrad 0/8) bringt allerdings den Nachteil mit sich, dass sich der Datensatz wesentlich verringert. Deshalb wurden in dieser Arbeit auch Messungen bei Bedeckungsgraden kleiner oder gleich 3/8 mitberücksichtigt. Die beobachteten UV-Bestrahlungsstärken bei 305, 315 und 320 nm und bei einem Sonnenzenitwinkel von $60 \pm 2^\circ$ sowie die entsprechenden Gesamtozonmengen sind in Abbildung 3.3 dargestellt.

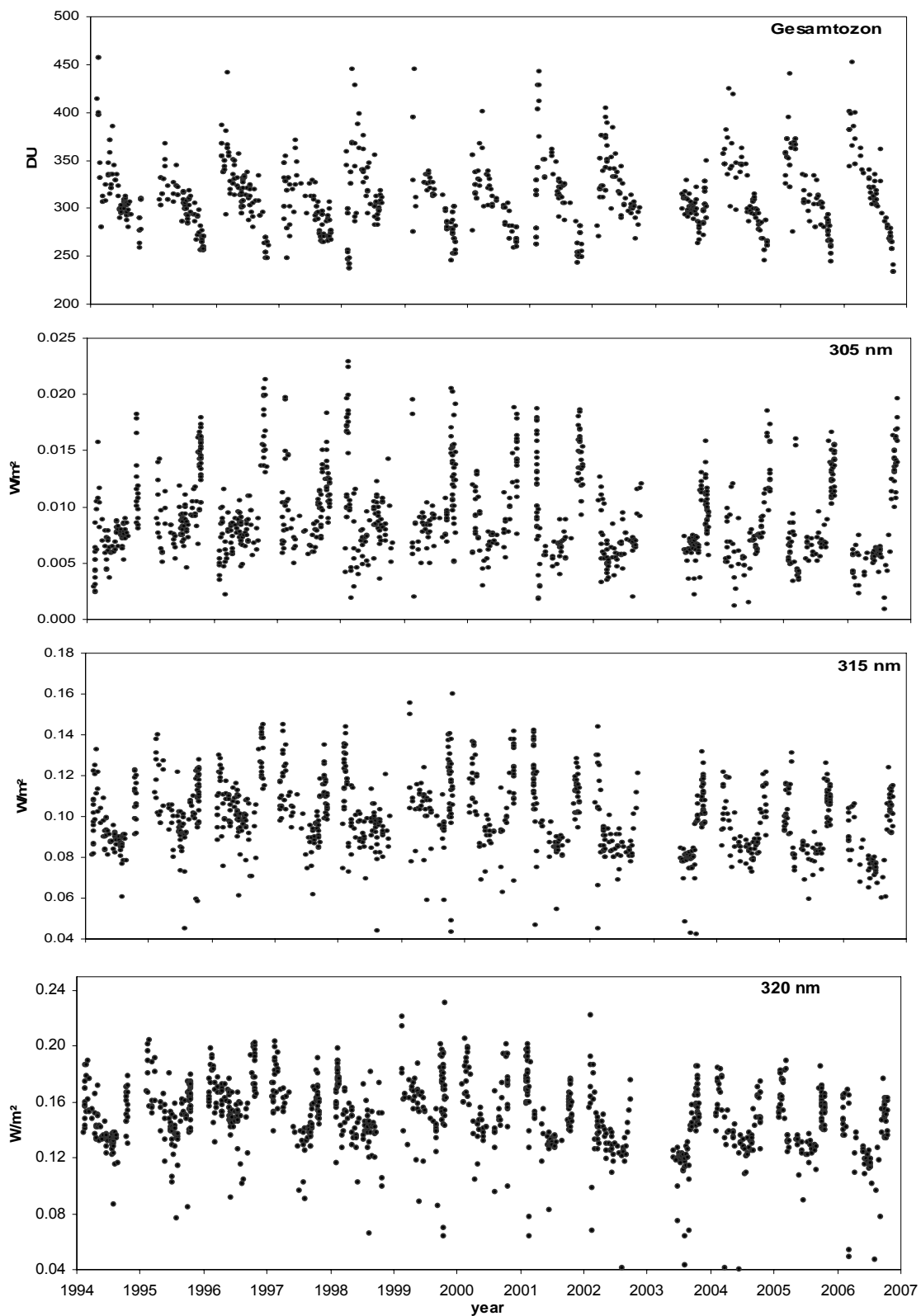


Abbildung 3.3: UV-Bestrahlungsstärken bei 305, 315 und 320 nm und Sonnenzenitwinkel $60\pm 2^\circ$ sowie Gesamtozonmengen

Vergleich Brewer-Messungen mit Modellberechnungen

Die spektralen Daten bei einer Wellenlänge von 305 nm und einem konstanten Sonnenzenitwinkel von $63\pm 2^\circ$ in der Periode 1994 bis 2003 wurden selektiert. Die Übereinstimmung zwischen Messung und Modellberechnungen für wolkenlosen Himmel, Sonnenzenitwinkel 63° und für die Zeitperiode von 1994 bis 2003 ist in Abbildung 3.4 dargestellt. Die Modellberechnungen sind in 95% der Fälle zwischen 12% höher und 8% niedriger als die Messwerte bei Bestrahlungsstärke 305 nm für die gesamte Zeitperiode von 1994 bis 2003.

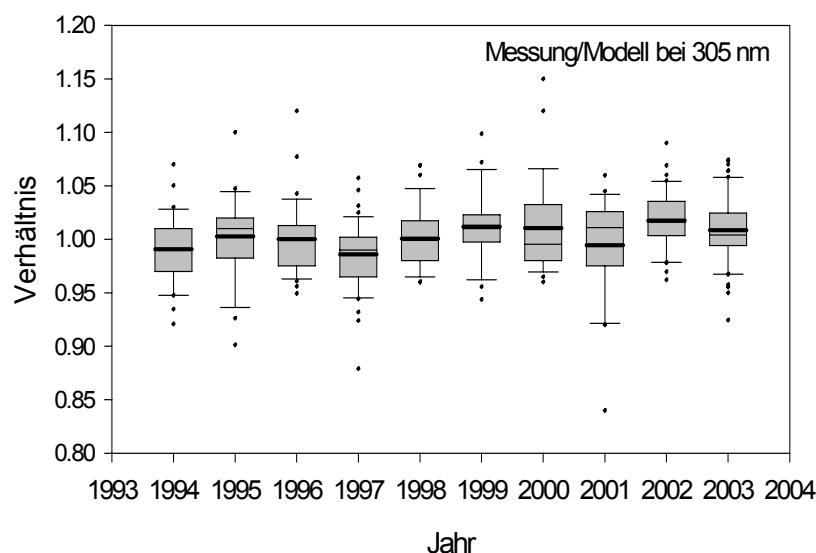


Abbildung 3.4: Verhältnis zwischen Messung und Modellberechnung der Bestrahlungsstärke bei 305 nm bei wolkenlosem Himmel und Sonnenzenitwinkel 63° für die Jahre 1994 bis 2003. Die Box wird begrenzt durch die 25% und 75% Quartile. Die Whiskers kennzeichnen das 10% und 90% Quantil.

UVB-Strahlung und Gesamtozon

Die zur Erdoberfläche vordringende UV-Strahlung steht in direktem Zusammenhang mit dem stratosphärischen Ozongehalt. Daher kann bei Reduktion des stratosphärischen Ozons eine Zunahme der UV-Strahlung, besonders im Bereich der kurzen UVB-Wellenlängen, beobachtet werden.

Die starke Wellenlängenabhängigkeit des Zusammenhangs zwischen der UVB-Strahlung und dem Gesamtozon wird in Abbildung 3.5 deutlich. Sie zeigt den Zusammenhang zwischen der Ozonschichtdicke und der Bestrahlungsstärke bei verschiedenen Wellenlängen (300 nm, 302 nm, 305 nm, 315 nm und 325 nm) und für einen konstanten Sonnenzenitwinkel von 69° am Hohen Sonnblick bei einer Bewölkung $\leq 3/8$.

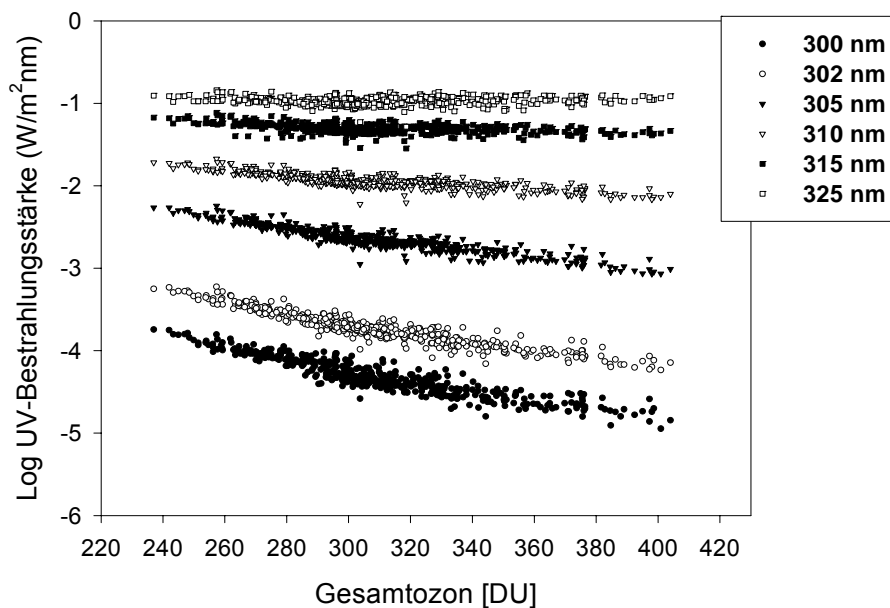


Abbildung 3.5: Zusammenhang zwischen der Ozonschichtdicke und der UV-Bestrahlungsstärke bei verschiedenen Wellenlängen und konstantem Sonnenzenitwinkel 69° (Ordinate logarithmische Skala)

An der langwelligen Grenze des UVB-Bereiches hat die Ozonschichtdicke keinen Einfluss mehr auf die Bestrahlungsstärke. Hingegen vermindert sich das UV-B bei einer Wellenlänge von 300 nm zwischen 240 und 400 DU um etwa eine Größenordnung.

Der „Radiation Amplification Factor (RAF)“ [Madronich 1993, Booth und Madronich, 1994] quantifiziert näherungsweise die Änderung der UV-Strahlung, die sich aus einer Änderung der Ozonsäule ergibt. In der von Booth und Madronich, 1994 vorgeschlagenen Form lautet der Zusammenhang zwischen den Größen spektrale Bestrahlungsstärke (E_{λ}) [W/m^2nm], Ozonsäule (O_3) [DU] und RAF:

$$E_{\lambda} = \text{const} \cdot (O_3)^{-RAF}$$

Entsprechend diesem Ansatz wird im Folgenden eine lineare Abhängigkeit der Logarithmen von UV-Strahlung und Gesamtozon für die Auswertungen angenommen.

Für die zehnjährige UV-Messreihe ist der spektrale RAF für verschiedene Wellenlängen und Zenitwinkel am Hohen Sonnblick in Abbildung 3.6 gezeigt.

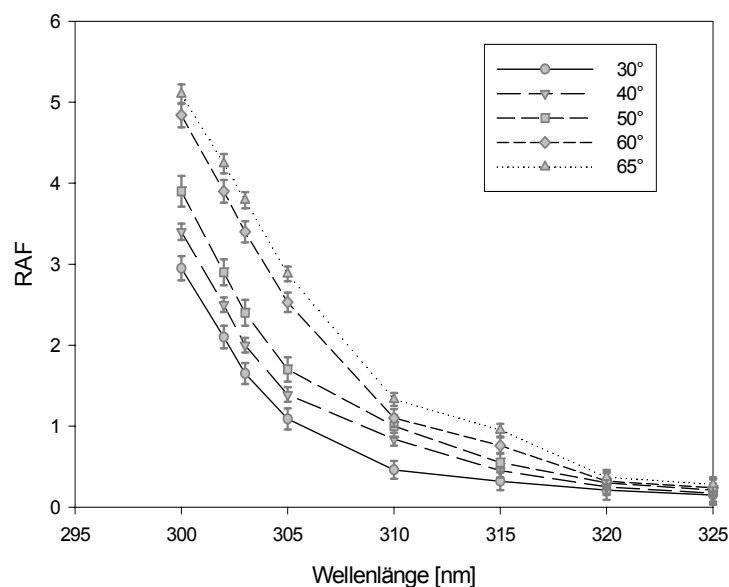


Abbildung 3.6: RAF (inklusive Standardabweichung) als Funktion von Wellenlänge und Zenitwinkel, gemessen am Hohen Sonnblick

Der RAF ist abhängig vom Zenitwinkel der Sonne, sowie von anderen Einflussgrößen (Vertikalverteilung des Ozons, Oberflächenalbedo, Aerosolgehalt). Hier wurde der RAF für Zenitwinkel von 30°, 40°, 50°, 60° und 65° durch die Auswertung der Strahlung bei Gesamtozonwerten zwischen 280 und 390 DU berechnet. Die jahreszeitliche Änderung des Abstands zwischen Sonne und Erde wurde in den Daten nach der Methode von *Burrows et al., (1994)* berücksichtigt.

Für einen Sonnenzenitwinkel von 60° und eine Wellenlänge von 305 nm ergibt sich beispielsweise RAF=2.5, während sich für die Wellenlänge 300 nm RAF=4.9 ergibt.

Mit zunehmendem Zenitwinkel wächst RAF und seine Wellenlängenabhängigkeit nimmt zu. Die Abnahme des Gesamtozons führt bei großen Zenitwinkeln zu einer stärkeren Zunahme der UVB-Strahlung als bei hoch stehender Sonne.

Die ersten kontinuierlichen spektralen UV-Messungen werden erst seit Anfang der neunziger Jahre durchgeführt. Demzufolge beschränken sich die Studien über Langzeitänderungen der spektralen UV-Strahlung auf wenige Jahre. In der Literatur sind über Langzeitänderungen der spektralen UV-Strahlung Arbeiten von *Zerefos (2002)*, *Arola et al., (2003)*, *Lakkala et al., (2003)* und *Glendorf et al., (2004)* zu finden.

Zerefos (2002) fand für wolkenlosen Himmel eine Zunahme der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm um 2% pro Jahr. Zudem zieht der Autor die Schlussfolgerung, dass die Zeitserie nicht ausreicht, um eindeutige Langzeitänderungen der UV-Strahlung festzustellen. In der Arbeit von *Glendorf et al., (2004)* wurde die längste spektrale UV-Messreihe in Europa für zwei Stationen Thessaloniki und Sodankylä für mehrere Wellenlängen und Sonnenzenitwinkel analysiert. Die Autoren stellen fest, dass diese Zeitreihen seit den frühen 90-er Jahren in Europa keinen eindeutigen Trend in der UV-Strahlung zeigen. Dieses negative Ergebnis der Trendanalysen bedeutet nicht, dass keine Änderungen der UV-Strahlung eingetreten sind. Vielmehr ist es wegen der hohen natürlichen Variabilität der UV-Strahlung schwierig, einen eindeutigen Trend zu ermitteln.

Gegenüber den kurzzeitigen Schwankungen der UV-Bestrahlungsstärke, die hauptsächlich durch saisonale und jährliche Änderungen von stratosphärischem Ozon, Wolken, optischer Dicke der Aerosole sowie Albedo zustande kommen, resultieren Langzeitänderungen aus Variationen auf der klimatologischen Zeitskala. Im Folgenden wurde die UVB-Messreihe am Sonnblick hinsichtlich zeitlicher Trends untersucht. Zur Analyse wurden mit dem Brewer Spektrophotometer gemessene Spektren aus dem Zeitraum 1993-2007, bei wolkenlosem Himmel ($N \leq 3/8$), zwei Sonnenzenitwinkeln (50° und 60°) und Wellenlängen (290, 305, 310, 315 und 324 nm) ausgewählt.

Zuerst wurden von allen ausgewählten Datensätzen die monatlichen Mittelwerte berechnet, aus denen sich dann für jeden Monat die klimatologischen Mittelwerte über den Zeitraum 1993-2007 bilden ließen. Zu diesen wurden dann die jeweiligen Monatsmittelwerte in Beziehung gesetzt. Damit erhält man die relative Abweichung der Monatsmittelwerte zum langjährigen Mittel (siehe Abbildung 3.7). Mittels des nicht-parametrischen Mann-Kendall-Trendtests wurden diese Zeitreihen auf die Existenz monotoner Trends unterschiedlicher Signifikanz ($\alpha=0.001 / 0.01 / 0.05 / 0.1$) überprüft. Quantifiziert wurden die (linearen) Trends mittels der nicht-parametrischen Theil-Sen-Regressionsmethode, welche aufgrund ihrer Unempfindlichkeit gegenüber Ausreißern und fehlenden Werten gegenüber der R^2 -Regression bevorzugt wurde. Die Werte sind (siehe Abbildung 3.7) in Prozent pro Dekade angegeben.

Aufgrund der relativ kurzen Messperiode, in der Daten verfügbar sind, und der hohen natürlichen Variabilität ist das Erkennen von Trends schwierig. Dies verdeutlicht die Wichtigkeit, kontinuierliche UV-Strahlungsmessungen über viele Jahre durchzuführen. Dennoch konnten mit dem Mann-Kendall-Test einige signifikante Trends identifiziert werden, wobei das generelle Bild eher von Abwärtstrends in der UV-Strahlung gekennzeichnet sind. Diese Abwärtstrends sind durch einen Anstieg der Sonnenscheindauer und damit verbunden einem Anstieg der Zahl der Messungen während Perioden mit hohen Ozonkonzentrationen verursacht.

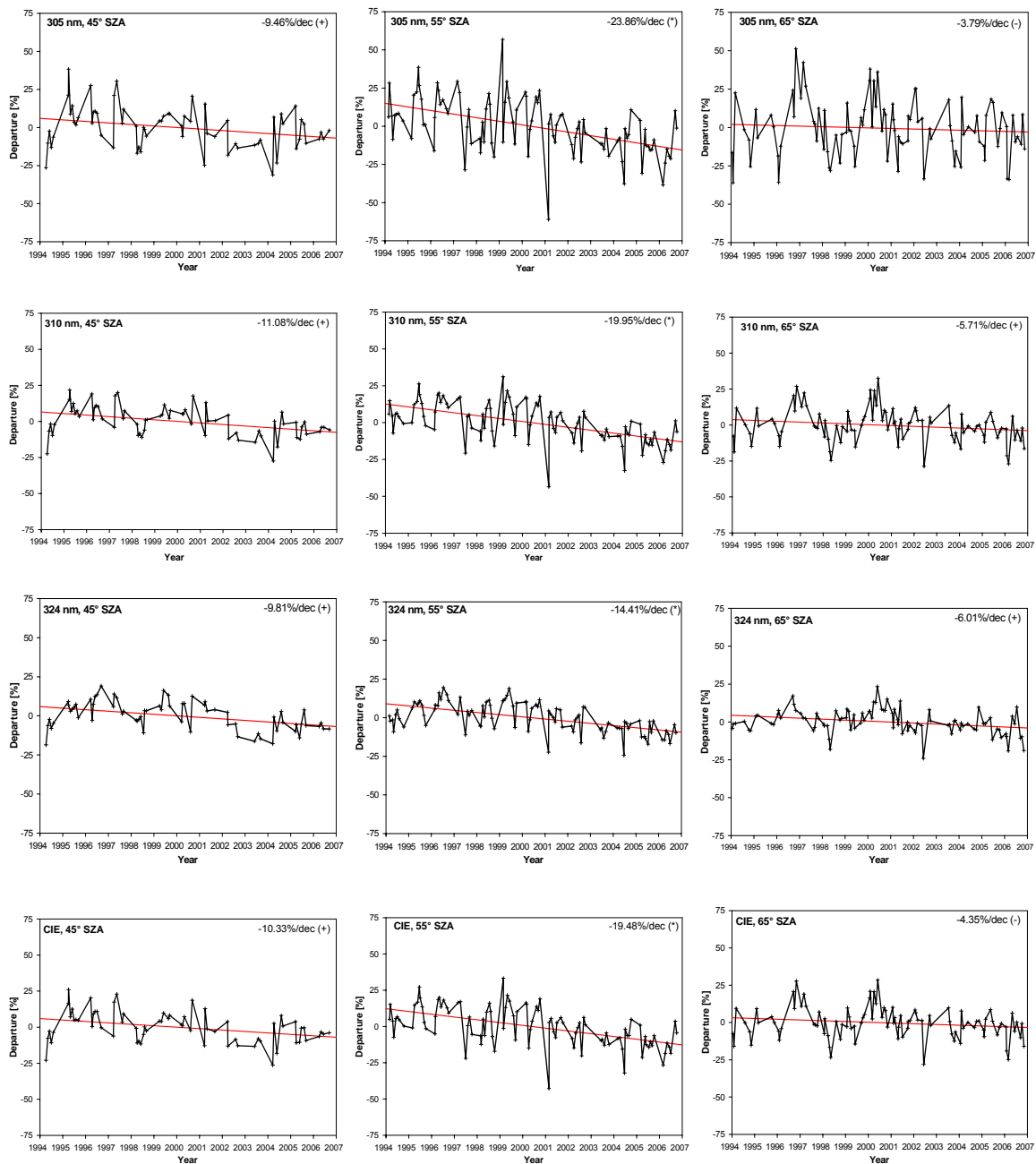


Abbildung 3.7: Zeitreihe der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm, 310 nm, 324 nm und CIE und bei verschiedenen Sonnenzenitwinkeln seit 1994

Änderungen der UVB-Strahlung mit der Schneegrenze

Die Höhenlagen von Neuschneegrenze (Neuschneegrenze kurz nach dem Schneefall) und Altschneegrenze (Grenze zwischen überwiegend mit Altschnee

bedecktem Gelände und anderem Gelände) werden am Hohen Sonnblick seit 2001 aufgezeichnet. Diese Aufzeichnungen wurden einerseits zur Bestimmung der regionalen Albedo herangezogen, andererseits werden sie hier zur Untersuchung der Variabilität der UV-Strahlung mit der Schneegrenze bei wolkenlosem oder bedecktem Himmel genutzt. Bei wolkenlosem Himmel wird die Erhöhung der Bestrahlungsstärke mit sinkender Schneegrenze einerseits direkt aus den Messungen und andererseits mit Hilfe des Strahlungstransfermodells DISORT abgeleitet.

Die Zusammenhänge zwischen Schneegrenze und gemessener UV-Bestrahlungsstärke werden bei 325 nm studiert, da diese Wellenlänge nicht vom Gesamtzoon beeinflusst wird. Die jahreszeitliche Änderung des Abstands Erde - Sonne wurde berücksichtigt. Abbildung 3.8 zeigt die gemessene UVB-Bestrahlungsstärke am Hohen Sonnblick bei 325 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze bei wolkenlosem Himmel für Schneegrenzen von 1000 m bis 3000 m. Das Absinken der Schneegrenze von 3000 m auf 1000 m führt zu einer Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke bei 325 nm im Mittel um 22%. Die gefundene Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke ist vergleichbar mit Untersuchungen von *Lenoble et al., (2004)*, in welcher der Einfluss von Schneebedeckung und Topographie auf die UV-Strahlung bei der alpinen Station Briancon untersucht wurde. Die Autoren zeigen eine gemessene Erhöhung der erythemwirksamen Strahlung mit fallender Schneegrenze um maximal 22% in Übereinstimmung mit 3D Modellrechnungen mit einer Albedo von 0.3 unterhalb der Schneegrenze und 0.8 oberhalb der Schneegrenze.

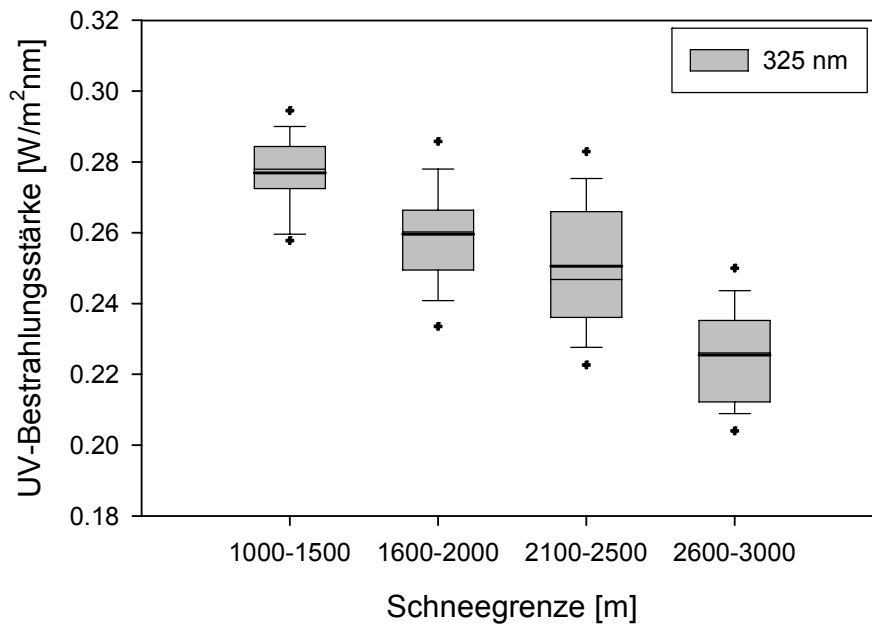


Abbildung 3.8: Gemessene UV-Bestrahlungsstärke bei 325 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze am Hohen Sonnblick bei wolkenlosem Himmel und konstantem Zenitwinkel $55 \pm 1^\circ$. Die Box wird begrenzt durch die 25% und 75% Quartile. Die Whiskers kennzeichnen das 10% und 90% Quantil

Mit Hilfe des Strahlungstransfermodells werden Zusammenhänge zwischen der Bestrahlungsstärke bei 305 nm und der Schneegrenze untersucht. Zu den vorhandenen Beobachtungen der Schneegrenze wurden wolkenlose Tage ausgewählt und Modellberechnungen durchgeführt. Für die Modellberechnungen wurde eine Albedo von 0.08 angenommen, was den Bedingungen im Sommer bei einer Schneegrenze von 3000 m entspricht. Die mittlere Erhöhung der Bestrahlungsstärke bei 305 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze ist in Abbildung 3.9 gezeigt. Die Ordinate in Abbildung 3.9 gibt den Faktor an, um den die Bestrahlungsstärke bei 305 nm im Vergleich zu Schneegrenze von 3000 m erhöht ist. Der Quotient der Bestrahlungsstärke bei einer Schneegrenze von 1000 m beträgt 1.22 ± 0.05 und bei einer Schneegrenze von 1500 m 1.14 ± 0.03 .

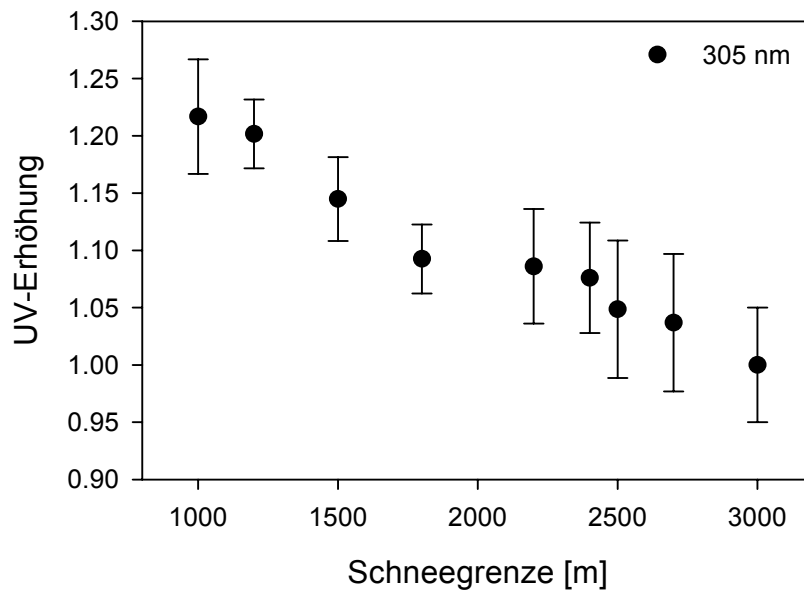


Abbildung 3.9: Erhöhung der gemessenen UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze am Hohen Sonnblick bei wolkenlosem Himmel. Schneegrenze 3000m entspricht den Bedingungen im Sommer

Bei bewölktem Himmel verstärkt sich der Einfluss der Albedo, da Mehrfachreflexionen zwischen Erdoberfläche und Wolken wahrscheinlicher werden. Untersuchungen mit Wolken zeigen, dass mit abnehmender Schneegrenze die Schwächung der Strahlung aufgrund des Wolkeneinflusses abnimmt. Abbildung 3.10 zeigt den mittleren Quotienten der gemessenen zur berechneten UV-Strahlung bei 305 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze. Es wurden über 600 Messungen bei 8/8 Bedeckungsgrad untersucht. Bei einem Bedeckungsgrad von acht Achteln und einer Änderung der Schneegrenze von 3000 m auf 1000 m beträgt der UV-Verstärkungseffekt im Mittel 1.59. In Abbildung 3.10 ist die große Variabilität der Quotienten sichtbar, da die optische Dicke der Wolken stark variieren kann. Zudem ist die Lage der Wolken wichtig. Wolken vor der Sonne bewirken eine deutlich stärkere Strahlungsschwächung. Wolken neben der Sonne können die Strahlung sogar erhöhen. In der Arbeit von *Kylling und Mayer (2001)* liegt die für wolkenlosen Himmel berechnete Erhöhung der Bestrahlungsstärke bei 23-27% und für bedeckten Himmel bei 40-60%. Die Berechnungen wurden mit einem 3D Strahlungstransfermodell für die UV-Bestrahlungsstärke bei 340 nm und bei

Änderung der Schneegrenze von 0 bis 1000 m durchgeführt. *McKenzie et al., (1998)* zeigen eine Erhöhung der UVB-Strahlung bei wolkenlosem Himmel um 30% und bei bedecktem Himmel bis zu 70% für die Station Neuseeland Lauda, was ebenfalls im Bereich der in dieser Arbeit gezeigten Untersuchungen liegt.

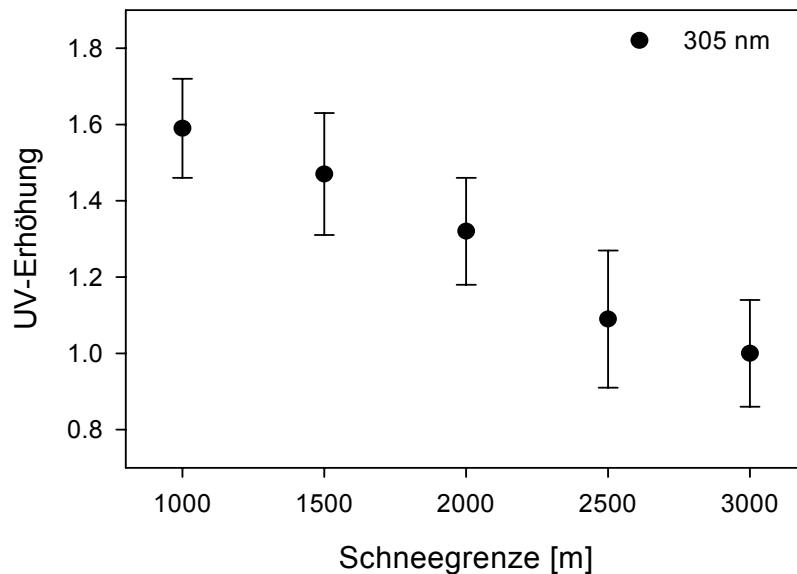


Abbildung 3.10: Erhöhung der gemessenen UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze am Hohen Sonnblick bei 8/8 Bedeckungsgrad

Die Beziehung zwischen effektiver Albedo und Erhöhung der UV-Strahlung kann mit dem 1 D Strahlungstransfermodell berechnet werden. Die Auswirkung der Albedo auf die spektrale Bestrahlungsstärke für wolkenlosen Himmel und bei vorhandener Stratusbewölkung ist in Abbildung 3.11 dargestellt. Die in der Abbildung 3.11 gezeigte Erhöhung der UV-Strahlung von 1.22 entspricht einer mittleren Albedo von 0.68. Einer Schneegrenze von 2500 m würde eine Albedo von 0.2 entsprechen.

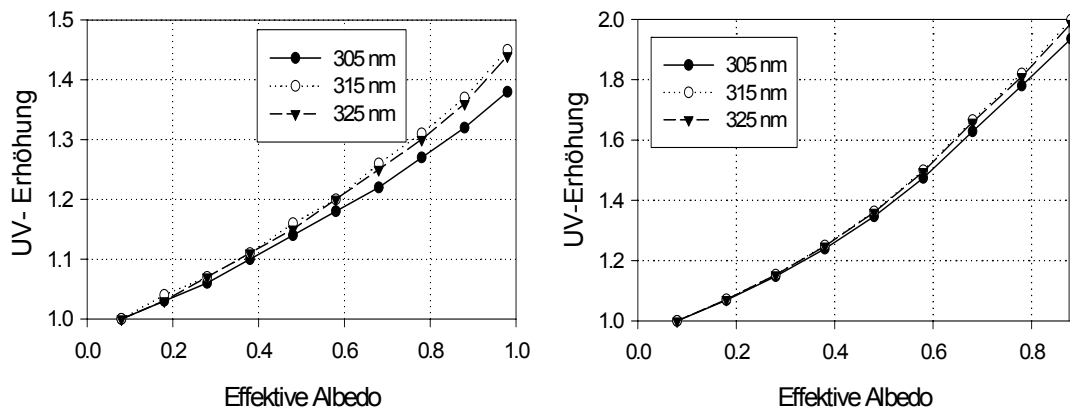


Abbildung 3.11: Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm, 315 nm und 325 nm in Abhängigkeit von der jeweils verschiedenen Bodenalbido für die Station Hoher Sonnblick bei wolkenlosem Himmel (links) und bei Stratusbewölkung (rechts)

In Tabelle 3.1 sind die in den Abbildungen 3.9, 3.10 und 3.11 gezeigten Zusammenhänge tabellarisch zusammengefasst. Es ist die Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke mit der Schneegrenze für wolkenlosen und bedeckten Himmel gezeigt und die dazu gehörende abgeleitete mittlere effektive Albedo für wolkenlosen Himmel.

Tabelle 3.1: Mittlere Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm mit der Schneegrenze bei wolkenlosem Himmel und bei 8/8 bedecktem Himmel und die dazu gehörende abgeleitete mittlere effektive Albedo für wolkenlosen Himmel

Schneegrenze [m]	305 nm (wolkenlos)	305 nm (bedeckt)	Mittlere effektive Albedo
1000	1.21±0.05	1.58±0.13	0.55-0.75
1500	1.14±0.04	1.47±0.16	0.38-0.58
2000	1.09±0.05	1.32±0.14	0.28-0.43
2500	1.05±0.06	1.08±0.18	0.08-0.30

Eine Änderung der Schneegrenze von 3000 auf 2500 m erhöht die Bestrahlungsstärke bei 305 nm um 1.05±0.06, was einer effektiven Albedo von 0.08-

0.30 entspricht. Sinkt die Schneegrenze auf 1000 m, dann erhöht sich die Bestrahlungsstärke um 1.21 ± 0.05 und die effektive Albedo liegt bei 0.55-0.75. Eine Unsicherheit in der Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke von $\pm 4\%$ führt zu einer Unsicherheit in der Bestimmung der effektiven Albedo von ± 0.1 . Die Unsicherheiten bei der Bestimmung der effektiven Albedo aus den Messungen bestehen in der Variabilität der Schneeeigenschaften und in Messunsicherheiten.

Die in Tabelle 3.1 angegebenen Albedowerte können mit Berechnungen und anderen experimentellen Untersuchungen verglichen werden. *Weihs et al., (2000)* berechnete die durchschnittliche Albedo für die Sonnblick Umgebung. Für eine Schneegrenze von 1000 m liegt die durchschnittliche Albedo zwischen 0.41 (alter Schnee) und 0.77 (Neuschnee), und die durchschnittliche Sommeralbedo liegt zwischen 0.12 und 0.19. Der aus der vorliegenden Studie abgeleitete Wert von 0.55-0.75 für die Albedo bei einer Schneegrenze von 1000 m (Tabelle 3.1) liegt im Bereich dieser Modellberechnungen. *Rengarajan et al., (2000)* messen im Winter eine durchschnittliche Albedo zwischen 0.73 und 0.78, was ebenfalls im Bereich der in dieser Studie gewonnenen Werte liegt.

3.1.2. Messreihen mit dem Bentham-Spektralradiometer

Zur Demonstration der Variabilität der UV-Strahlung sind in der Abbildung 3.12 die Bestrahlungsstärken der UV-Strahlung in Abhängigkeit vom Zenitwinkel bei vier verschiedenen Wellenlängen (302 nm, 305 nm, 325 nm und 370 nm) für über 10.000 Spektren dargestellt.

Deutlich zu erkennen ist die ausgeprägte Abhängigkeit vom Zenitwinkel in allen Fällen, wobei bei 302 nm die Abhängigkeit am stärksten ist und insgesamt die UVB-Bestrahlungsstärke mit zunehmendem Zenitwinkel stärker abnimmt als die Bestrahlungsstärke im UVA-Bereich. Der Anstieg der Bestrahlungsstärke für kleiner werdende Zenitwinkel ist bei kürzeren Wellenlängen deutlich steiler, wie in Abbildung 3.12 zu erkennen ist. Die bei wolkenlosem Himmel aufgenommenen Spektren sind wegen ihrer geringeren Variation als Punktanhäufung zu erkennen. Bei wolkenlosem

Himmel sind die Spektren hauptsächlich durch Ozon beeinflusst; je größer der Zenitwinkel, desto länger der Weg durch die Atmosphäre und desto stärker die Absorption durch Ozon. Die UV-Bestrahlungsstärke bei 370 nm wird nicht durch Ozon, sondern hauptsächlich durch Sonnenstand und Bewölkung beeinflusst.

Bei konstantem Zenitwinkel können durch Bewölkung Unterschiede von 2 Größenordnungen in den Absolutwerten der UV-Strahlung auftreten. Der Einfluss der Wolken ist von derselben Größenordnung wie die durch den Zenitwinkel verursachte Variabilität. In Abbildung 3.12 sind Punkte oberhalb des von den wolkenlosen Spektren definierten Bereichs sichtbar. Dies zeigt, dass bei Vorhandensein von Wolken bei bestimmten Situationen mehr Strahlung am Boden gemessen werden kann als bei wolkenlosem Himmel. Dabei wird in den meisten Fällen bei nicht verdeckter Sonnenscheibe die diffuse Strahlung durch Reflexion der direkten Sonnenstrahlung an Wolken gegenüber dem wolkenlosen Fall vergrößert. Auch wenn die Sonne von Wolken verdeckt ist, können unter bestimmten Bedingungen höhere Strahlungswerte als im wolkenlosen Fall auftreten.

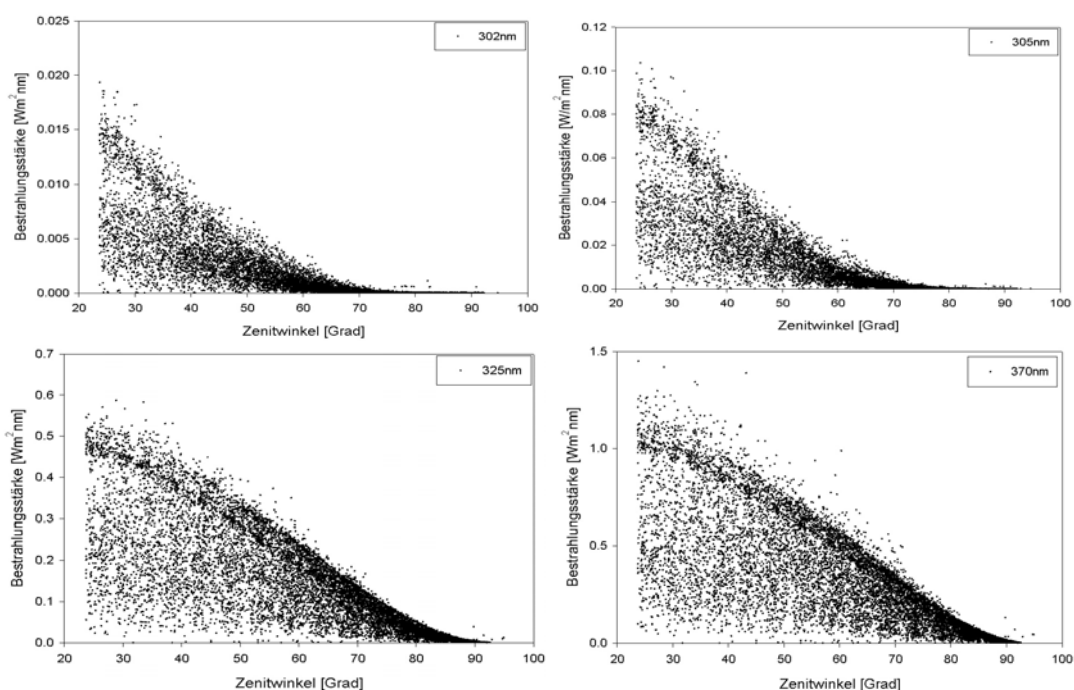


Abbildung 3.12: Bestrahlungsstärke bei 302 nm, 305 nm, 315 nm und 370 nm als Funktion des Zenitwinkels der Sonne für 10.000 Spektren

Im Folgenden werden Vergleiche der Monatsmittel der täglichen gemessenen spektralen UV-Bestrahlungsstärke von 300 bis 400 nm für die sechsjährige Messreihe von Jahr zu Jahr gezeigt. Anders als bei der Betrachtung der Tagesmittelwerte können mit Hilfe der Monatsmittel in diesem Wellenlängenbereich die Einflüsse von Bewölkung und Ozon wesentlich besser auseinander gehalten werden. Im spektralen Bereich unter 320 nm wird die Variabilität der Bestrahlungsstärke hauptsächlich durch Änderungen der Ozonsäule verursacht. Oberhalb von 320 nm wird der Einfluss der Bewölkung sichtbar. Die Summe und Anzahl der Tage mit Neuschneefall kann von Jahr zu Jahr variieren, was sich auch in den Albedowerten widerspiegelt und dadurch eine Variabilität der UV-Strahlung verursacht. Für die Analyse wurden die Monatsmittelwerte von Gesamtozon, Bewölkung, Monatssummen der Sonnenscheindauer und Schneebeobachtungen benutzt.

Der Januar 1999 in Abbildung 3.13 zeigt trotz größerer Bewölkung gegenüber dem Januar 1998 eine höhere UV-Strahlung (im UVB 50%, im UVA 20%). Im Januar 1999 wurde eine um 8% geringere Ozonschichtdicke gemessen und im Monatsmittel 15% höhere Albedo festgestellt als im Jahr davor. Wegen der größeren Anzahl der Tage mit Neuschneefall im Januar 1999 (15 Tage im Januar 1999 und 9 Tage im Januar 1998) werden an diesen Tagen Albedowerte von mehr als 0.5 erreicht.

Dagegen zeigt der Januar 2000 eine geringere Bewölkung und eine um 5% geringere Ozonschichtdicke gegenüber dem Januar 2001 und eine höhere UV-Strahlung (bei 305 nm um 18%, bei 315 nm 11% und bei 370 nm um 7%). Im Vergleich zum Januar 2001 mit 87 Stunden Sonnenscheindauer betrug die Monatssumme der Sonnenscheindauer im Januar 2002 159 Stunden. Wegen der geringeren Bewölkung und der um 30 DU geringeren Ozonschichtdicke ist die UV-Strahlung um über 50% gegenüber 2001 erhöht.

Im Februar 2002 wurde eine im Vergleich zum Vorjahr um 12% geringere Ozonschichtdicke gemessen. Die geringere Ozonschichtdicke wirkt sich nur in einer Erhöhung der UVB-Strahlung aus. Die UVA-Strahlung ist dagegen um 10% reduziert (Abbildung 3.13). Der Monat Februar der beiden Jahre zeigt eine vergleichbare

Bewölkung, dagegen Unterschiede in den Albedowerten. Im Februar 2001 ist um 100 cm mehr Neuschnee gefallen als im Jahr 2002, und die Albedowerte liegen im Mittel um 18% höher.

Andererseits wird beim Betrachten der Monate Januar und Februar 2003 und 2002 eine 50% Reduktion der UVB-Strahlung deutlich. Das ist auf die größere Ozonschichtdicke (im Jahr 2003 um 50 DU mehr als 2002) zurückzuführen. Am Hohen Sonnblick sind im Januar und Februar 2003 positive Abweichungen des Gesamtozons bis zu 3% im Vergleich zum langjährigen Monatsmittelwert der Periode 1926-1978 gemessen worden. Das Gesamtozon im Februar 2002 war um 23% niedriger als im Februar 2003, und die Erhöhung der UV-Strahlung wird durch eine geringere Bewölkung verstärkt. Die absoluten Unterschiede durch Variation der Bewölkung werden durch einen Vergleich Februar 2000 und 1999 deutlich. Während beiden Monaten wurden vergleichbare Ozonschichtdicken gemessen. Aufgrund der vielen wolkenlosen Tage ist die UV-Strahlung im Februar 2000 um über 40% gegenüber 1999 erhöht.

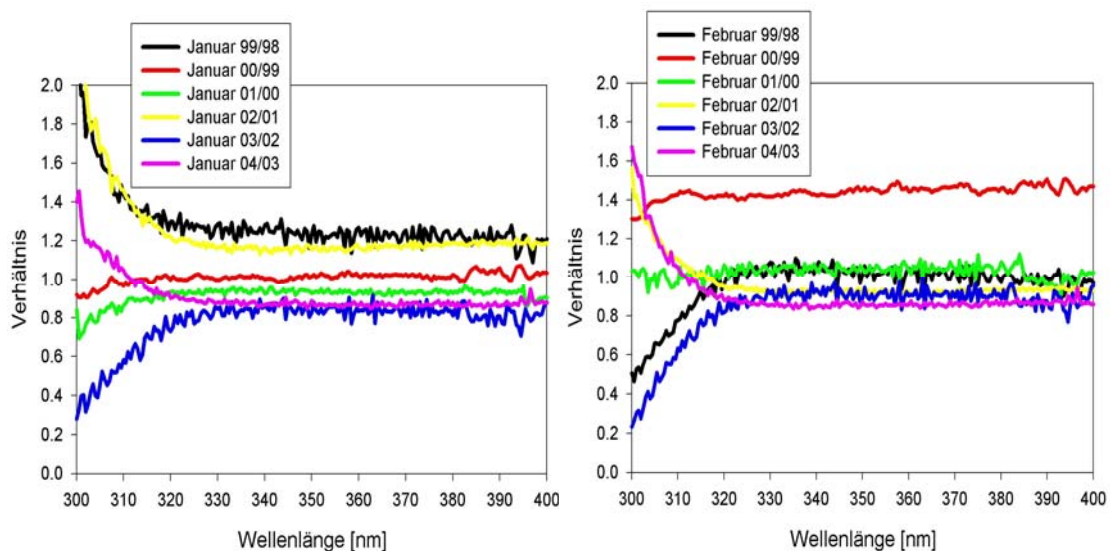


Abbildung 3.13: Vergleich zwischen den Monatsmitteln der spektralen UV-Bestrahlungsstärke für Januar und Februar zwischen 1999 und 2004

Die hier dargestellten Messreihen mit dem Bentham-Spektralradiometer lassen folgende Schlussfolgerungen zu:

- Die UV-Strahlungsmessreihen zeigen große natürliche Schwankungen, die vorwiegend durch die Variabilität des Sonnenstandes und der Bewölkung sowie durch Änderungen der Ozonschicht verursacht wurden.
- Vergleiche zwischen Monatsmitteln der täglichen gemessenen spektralen UV-Bestrahlungsstärke von Jahr zu Jahr ermöglichten es, die Einflüsse von Bewölkung und Ozonsäule auseinander zu halten. Die absoluten Unterschiede im UVA-Bereich sind hauptsächlich durch Variabilität der Bewölkung bedingt. Im UVB-Bereich wird die Variabilität durch Änderungen der Ozonsäule hervorgerufen. Die hier dargestellten Messreihen zeigen dass die Variabilität der Monatsmittel von Jahr zu Jahr bis 50% betragen kann. Bei einer möglichen Reduzierung der Bewölkung im Sommer durch die globalen Klimaänderung ist eine Zunahme der UV-Strahlung im Sommer zu erwarten, da die Abnahme der Bewölkung die Zunahme des Ozons mehr als kompensiert. Dabei wird die UVA-Strahlung relativ stärker zunehmen als die UVB-Strahlung, da das Ozon (und die zukünftige erwartete Erholung der Ozonschicht) im UVA-Bereich keinen Einfluss hat.
- Die längste kontinuierliche UV-Messreihe in Österreich ermöglicht, die Veränderungen der UV-Strahlung unterhalb von 305 nm präzise zu erfassen. Eine wesentliche Motivation für die langjährige Messung mit spektral hochaufgelösten Geräten liegt darin, dass gerade in diesem Bereich die UV-Strahlung die höchste biologische Wirkung aufweist. Nur mit spektral aufgelösten, langjährigen Messzeitreihen können unter Anwendung verschiedener Wirkungsfunktionen die diversen biologischen und ökologischen Auswirkungen quantitativ bestimmt und studiert werden.

Strahlungsüberhöhung durch Wolken

Bei durchbrochener Bewölkung kann die zusätzliche Reflexion von Strahlung an Wolken zu einer Bestrahlungsstärke am Erdboden führen, die höher als bei wolkenlosen Himmel ist; man spricht von Wolkenüberhöhung oder

Strahlungsüberhöhung. Hier wurde untersucht, inwieweit Wolkentyp, Bedeckungsgrad, Sonnensichtbarkeit und Wellenlänge Einfluss auf die Strahlungsüberhöhung haben.

Die Abbildung 3.14 zeigt die Häufigkeit in Prozenten der Wolkenüberhöhung (Quotient von gemessener Bestrahlungsstärke zu Werten aus Modellberechnungen bei wolkenlosem Himmel) aufgeteilt nach Ausmaß der Überhöhung für drei Wellenlängen auf dem Hohen Sonnblick. Zu diesen Messungen wurden die CCD Bilder des gesamten Himmels herangezogen. Von 3507 untersuchten Messwerten waren etwa 10% bei 370 nm überhöht. Der direkte Anteil der Sonnestrahlung trägt am meisten zur Strahlungsüberhöhung bei. Wegen der Wellenlängenabhängigkeit der Rayleighstreuung kann der gefundene Anstieg des Effekts mit der Wellenlänge erklärt werden.

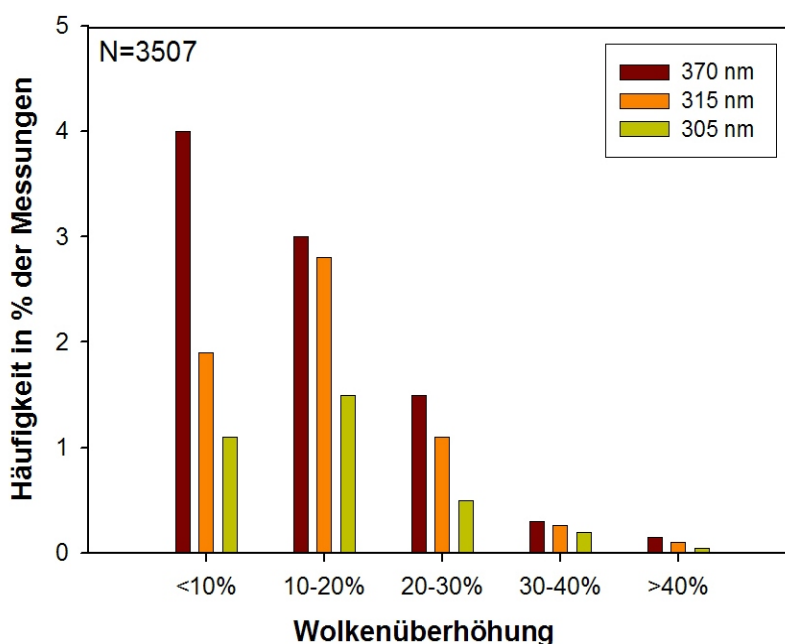


Abbildung 3.14: Häufigkeit der Wolkenüberhöhung auf dem Hohen Sonnblick aufgeteilt nach Ausmaß der Überhöhung bei drei Wellenlängen. Die Anzahl der untersuchten Messwerte ist N=3507

Die Abbildung 3.15 zeigt, in wie viel Prozent aller beobachteten Fälle eine bestimmte Situation zu Überhöhung führt (es wurden alle Fälle ab 1/8 Bedeckungsgrade berücksichtigt). Am häufigsten tritt Strahlungsüberhöhung bei Wolken unterhalb der Station auf. Zusammen machen alle derartigen Situationen etwa 40% der Fälle mit

Überhöhung aus. Situationen, in denen Wolken nur unterhalb der Station auftreten, machen 18% der Überhöhungsfälle aus. Weiters sind Überhöhungen durch Cumuluswolken (Cu, Sc, Ac) häufig. Die Auswertung der CCD-Bilder zeigt, dass Überhöhungen auch bei verdeckter Sonne oder bei bedecktem Himmel vorkommen können. Ist trotz Bewölkung die Sonne nicht von einer Wolke verdeckt, bedeutet dies nicht immer eine Erhöhung der UV-Strahlung im Vergleich zum wolkenlosen Fall.

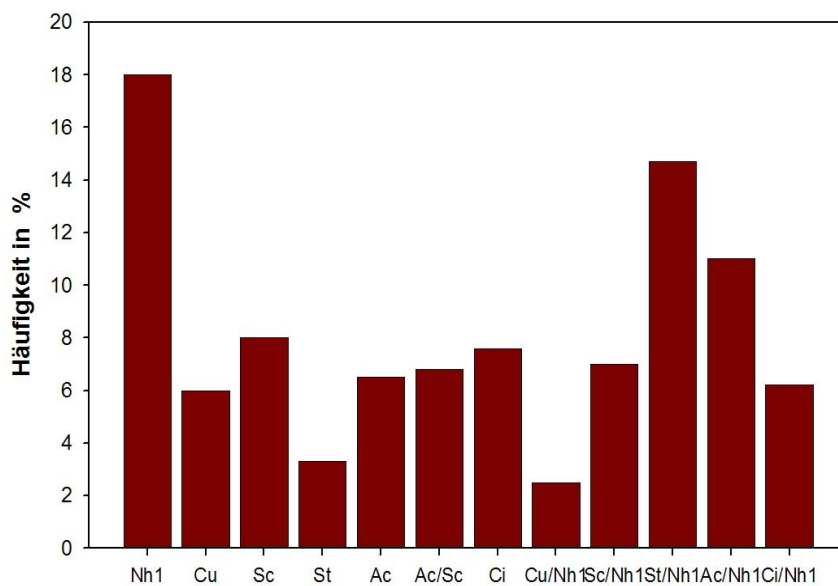


Abbildung 3.15: Häufigkeit der Wolkenüberhöhung aufgeteilt nach Wolkentyp. Nh1=Wolken unter Stationsniveau, Cu=Cumulus, Sc=Stratocumulus, Ac=Alto-cumulus, St=Stratus

Die Untersuchungen zur Strahlungsüberhöhung machen deutlich, dass es auf dem Sonnblick einen Strahlungsbeitrag von unten gibt, wenn eine Wolke unterhalb der Station liegt, an deren Oberseite Sonnstrahlung reflektiert wird. Auch bei verdeckter Sonne können Strahlungswerte über jenen für wolkenlosen Himmel auftreten. Die Überhöhungen treten insbesondere im Bereich der Bedeckungsgrade von 3/8 bis 7/8 und bei Cumuluswolken (Cu, Ac, Sc) auf. Strahlungsüberhöhungen können von großer Bedeutung sein, wenn dadurch Schwellenwerte biologischer Wirkungen überschritten werden.

3.2 Änderung des stratosphärischen Ozons über Österreich

Die weltweite Abnahme der Ozonsäule, die seit mehr als 30 Jahren statt gefunden hat, wird in ähnlicher Weise auch über Österreich beobachtet. Im Folgenden werden die Ergebnisse der Ozonmessungen gezeigt. Das Gesamtozon oder die Ozonsäulendichte ist ein Maß für die Dicke der Ozonschicht. Die Ozonsäule wird in "Dobson Units" (=DU) gemessen. Eine DU entspricht 0.01 mm Schichtdicke von Ozon, welches auf 1013 hPa und 273.15 K komprimiert wurde.

3.2.1 Jahresmittel des stratosphärischen Ozons

Die Abbildung 3.16 zeigt den Verlauf der Jahresmittelwerte der Ozongesamtsäule am Hohen Sonnblick seit 1994. Zusätzlich sind die Jahresmittelwerte von Arosa seit 1970 dargestellt. Abgesehen von deutlichen Schwankungen von Jahr zu Jahr scheint sich seit etwa 10 Jahren der frühere steile Abwärtstrend umgekehrt zu haben. Ob diese Erholung bereits auf die Trendumkehr beim Chlorgehalt zurückzuführen ist, oder ob sie im Rahmen der natürlichen Schwankungsbreite liegt und von anderen Faktoren verursacht ist, z.B. vom 11-jährigen Sonnenzyklus, ist zur Zeit noch nicht eindeutig erklärbar und kann erst in einigen Jahren sicher beurteilt werden. Über Arosa liegt der Ozonverlust bei etwa 2% pro Jahrzehnt. Neben den chemischen Abbauprozessen ist dieser Trend auch durch andere Effekte beeinflusst (z.B. Vulkanausbrüche). Die niedrigsten Werte wurden nach den starken Vulkanausbrüchen von El Chichon und Pinatubo registriert. Dabei wurden große Mengen ozonzerstörender Gase und Aerosole bis in die Stratosphäre geschleudert. Die dominierende Ursache für den Ozonabbau ist aber der Einfluss der anthropogenen Halogenenverbindungen (WMO, 2007).

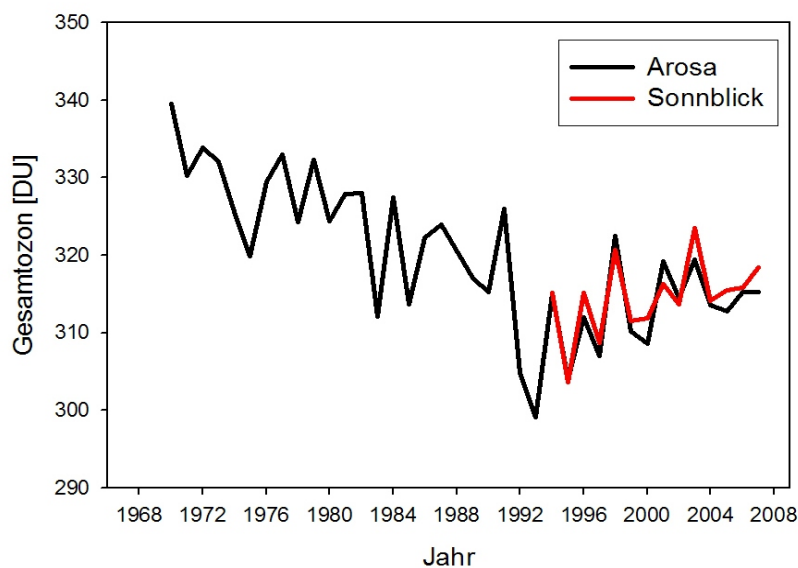


Abbildung 3.16: Jahresmittelwerte der gemessenen Konzentrationen der Ozonsäule in Arosa und am Hohen Sonnblick (seit 1994)

Neben dem Jahresmittelwert verändert sich auch Häufigkeitsverteilung der Ozonwerte. Abbildung 3.17 zeigt den Jahresmedian (p50%), Höchst- (Max) und Tiefstwert (Min) sowie 5%- und 95%-Perzentil der von NASA Satelliten gemessenen Ozonkonzentrationen über Wien seit 1978. Die höchsten im Jahresverlauf gemessenen Ozonwerte nehmen etwa um 1 DU pro Jahr ab; die niedrigsten um etwa 0,5 DU.

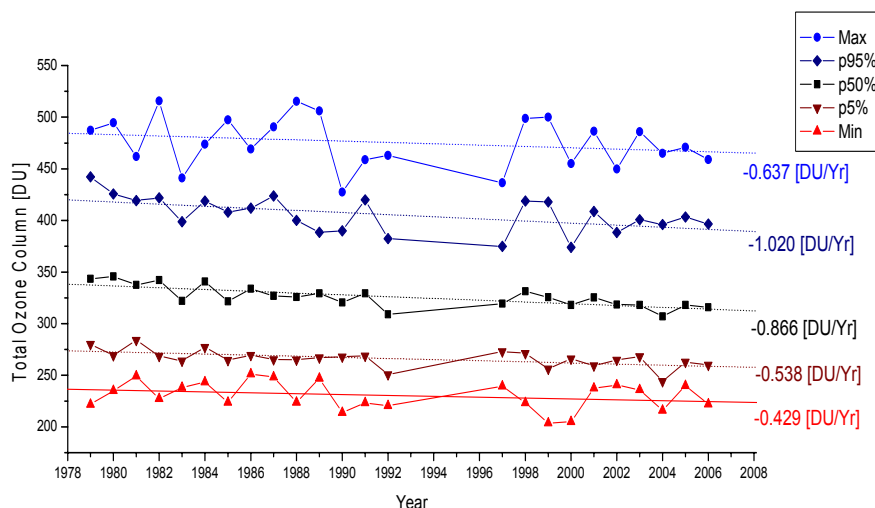


Abbildung 3.17: Jahresmedian (p50%), Höchst- (Max) und Tiefstwert (Min) sowie 5%- und 95%-Perzentil der von NASA Satelliten gemessenen Ozonkonzentrationen über Wien seit 1978 (Abbildung aus dem Bericht StartClim 2007)

3.2.2 Monatsmittelwerte des stratosphärischen Ozons

In Abbildung 3.18 ist der Jahresgang der Monatsmittelwerte des Gesamtozons am Hohen Sonnblick von 1994 bis 2008 dargestellt. Der für mittlere Breiten typische Jahresgang mit seinen saisonalen Unterschieden ist deutlich zu erkennen. Die Saisonalität des Ozons ist durch einen Wechsel von einem Frühjahrsmaximum zu einem Herbstminimum bemerkbar. Die stratosphärische Strömung verläuft im Winter auf der Nordhalbkugel vorwiegend in Richtung Pol und kann damit die ozonreiche äquatoriale Luft polwärts transportieren. Im Sommer wird vor allem die Südhalbkugel mit ozonreicher Luft versorgt. Dadurch tritt auf der Nordhalbkugel das Ozonmaximum im Spätwinter/Frühlingsbeginn und das Ozonminimum im Spätherbst auf. Anhand der Standardabweichung lässt sich gut erkennen, dass die Streuung der Mittelwerte im Winter etwa doppelt so groß ist wie im herbstlichen Minimum. Dieser Effekt wird zum Pol hin verstärkt. Die Ursache liegt einerseits in den planetaren Wellen, deren Amplituden im Winter sehr groß sind und die im Winter ihr Maximum erreichen, und andererseits in den kleinskaligen internen Schwerewellen. Planetare Wellen entstehen in der Troposphäre an Gebirgen oder in Folge sich unterschiedlich erwärmender Land- und Meeresoberflächen. Schwerewellen werden ebenfalls beim Überströmen von Gebirgen, bei Windscherungen oder bei konvektiven Prozessen in der Troposphäre angeregt. Beide Wellentypen breiten sich in Abhängigkeit von der Zirkulation in der Stratosphäre aus, und damit erfolgen meridionale und vertikale Wärme- und Impulstransporte. Andererseits ist für die hohen Variabilitäten im Spätwinter/Frühling das Auftreten der Frühjahrsstratosphärenenerwärmung verantwortlich. Das sind jene Erwärmungen, mit denen die Umstellung des Temperaturgradienten und der Zirkulation zu sommerlichen Bedingungen verbunden ist. Im Mittel erfolgt die Umstellung auf der Nordhemisphäre im März. Der Zeitpunkt der Umstellung variiert jedoch beträchtlich und kann in einzelnen Jahren auch erst im Mai erfolgen.

Die in Abbildung 3.18 dargestellten Monatsmittelwerte des Gesamtozons am Sonnblick seit 1994 zeigen deutlich einen Konzentrationsrückgang des Ozons gegenüber dem langjährigen Monatsmittel der Jahre 1926-78, gemessen in Arosa. Nur in wenigen Monaten liegen die Ozonschichtdicken innerhalb der

Standardabweichung im langjährigen Mittel. Die größten Abnahmen wurden im Winter/Frühling beobachtet, in der Jahreszeit also, in der das Gesamtozon normalerweise hoch ist. Die Monatsmittelwerte in Österreich lagen in den letzten Jahren im Winter bis zu 20% und in den Sommermonaten bis zu 10% unter dem langjährigen Monatsmittel.

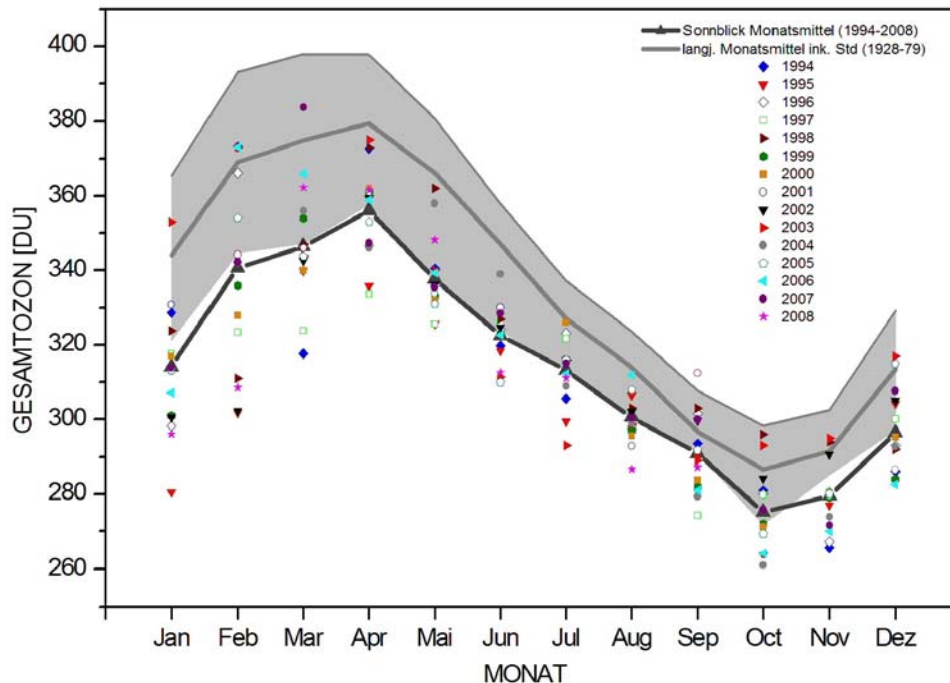


Abbildung 3.18: Monatsmittelwerte des Gesamtozons am Hohen Sonnblick 1994-2008

Das Ausmaß arktischer Ozonverluste im Winter wird stark von den meteorologischen Bedingungen bestimmt. Je kälter die Stratosphäre, desto mehr wird das Ozon in den Monaten Dezember bis März abgebaut. Die Ozonverluste reichen von 5-13% während der wärmsten Winter wie 1998/99, 2000/01, 2001/02 und 2005/06 bis in den Bereich 30%-32% während der kältesten Winter 1994/95 und 1995/96. Ein durchschnittlicher Gesamtverlust von 20-24% wird während der anderen kalten Winter gefunden. Im Winter 2006/2007 waren die Ozonwerte über den arktischen Regionen 20% unterhalb des langjährigen Mittels.

Während der Winter 1998/99 wurden hohe Gesamtozonwerte über der Arktis beobachtet. Im Dezember lagen die Werte um mehr als 40 % über den Werten der letzten 10 Jahre. Die stratosphärischen Temperaturen waren nicht so tief wie in den

Vorjahren. Eine große mittwinterliche Erwärmung (major midwinter) wurde seit 1990/91 wieder beobachtet. Die polaren Luftmassen, die in Richtung Europa vorgestoßen waren, waren in diesem Jahr ozonreicher als in den vorangegangenen Wintern.

Im Gegensatz zur den Wintern 1998/99, wurden im Winter 1999/2000 in der gesamten Zeit von Anfang Dezember bis März sehr niedrige Temperaturen in der Stratosphäre gemessen. Die Temperaturen waren so niedrig, dass in diesem Zeitraum die Bildung von polaren stratosphärischen Wolken möglich war. Der kalte Polarwirbel war bis Ende März stabil und löste sich während des Winters nicht auf. Im Februar 2000 lagen die Ozondefizite bei -11 %. Die starken polaren Ozonverluste im Winter 1999/2000 wirkten sich in den Sommermonaten 2000 in mittleren Breiten aus. Mehrere über Mitteleuropa verteilte Stationen wiesen im Juni sehr niedrige Ozonwerte aus. Der Polarwirbel war im Winter 1999/2000 besonders stabil und kalt, ähnlich wie es in den Wintern 1994/95 und 1996/97 beobachtet wurde.

Im Winter und Frühjahr 2000/2001 waren positive Abweichungen des Gesamtozons in der hohen Breite der Nordhemisphäre zu beobachten. Die Variabilität der Stratosphäre ist in der winterlichen Arktis sehr groß. Die Zeitreihen der 30-hPa-Temperatur im Januar und Februar am Nordpol (Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin) zeigen, dass die Temperaturen zwischen Werten unter -80°C und solchen von -54°C schwanken können, d.h., es besteht ein unregelmäßiger Wechsel von warmen und kalten Wintern.

Die Temperaturen in mittleren Breiten während des Winters und Frühjahrs 2001/2002 lagen unter dem langjährigen Mittel. Die Monatsmittelwerte des Gesamtozons im Jahr 2001 lagen zumeist unter dem langjährigen Monatsmittel, zeigten aber positive Abweichungen im Vergleich mit den Gesamtozonwerten des Vorjahres. Insbesondere fällt der Monat September 2001 mit einer positiven Abweichung von 6 % auf. Eine kalte Troposphäre war im September 2001 von einer übernormal wärmeren unteren Stratosphäre überlagert.

Im Jahr 2002 wurden sehr niedrige Gesamtozonwerte im Januar mit einem um 13 % verminderten Monatsmittel und im Februar mit 18 % Verminderung im Vergleich zum

langjährigen Mittel gemessen. Im Februar 2002 wurden negative Abweichungen der Temperatur in der Stratosphäre und eine zu warme Troposphäre mit etwa +4°C Abweichung vom Normalwert 1961-1990 gemessen. Im Gegensatz dazu werden am Anfang 2003 in den Monaten Januar und Februar besonders hohe Gesamtozonwerte beobachtet. Der Monatsmittelwert in diesen Monaten erreicht das langjährige Mittel. In den Wintermonaten wird die Ozonzunahme durch die Meridionalzirkulation bestimmt. Das Ozon wird aus der photochemischen Produktionsregion in der oberen tropischen Stratosphäre in mittlere bis hohe Breiten transportiert. Für den Transport des Ozons in die hohen Breiten sind vor allem planetare Wellenaktivität und Wirbeltransportprozesse verantwortlich.

Über der arktischen Region wurden während des Winters 2003/2004 hohe Gesamtozonwerte gemessen. In bestimmten Teilen der arktischen Region waren positive Abweichungen des Gesamtozons im Vergleich zu den frühen achtziger Jahren von bis zu +45% feststellbar. Die hohen Gesamtozonwerte über der arktischen Region im Winter 2003/2004 werden durch das Fehlen sehr niedriger stratosphärischer Temperaturen erklärt. Gleichzeitig wurden in mittleren Breiten Gesamtozonwerte beobachtet, die unter den langjährigen Mittelwerten lagen.

Die großen Abweichungen zum langjährigen Mittel der Monatsmittelwerte des Gesamtozons am Hohen Sonnblick waren besonders in den Sommermonaten 2003 sowie im Januar und Februar 2004 festzustellen. Auch im April 2004 zeigten sich im Vergleich zu den langjährigen Monatsmittelwerten um bis zu -9% niedrigere Gesamtozonwerte.

Die ungewöhnlich kalte Stratosphäre verursachte starke Ozonverluste im Winter 2004/05 auf der Nordhemisphäre. In Höhen um 18 Kilometer wurden über 50%-ige Ozonabnahmen über der Arktis beobachtet. Der Einfluss der polaren Luftmassen mit ozonarmer Luft wurde Ende März 2005 auch über Österreich beobachtet.

Im Winter 2005/06 wurden hohe Gesamtozonwerte und eine vergleichsweise warme Stratosphäre über der Arktis beobachtet. Die stratosphärischen Temperaturen über der Arktis waren nicht so tief wie in den Vorjahren und nur selten unterhalb von -78° C, sodass die Bildung von polar stratosphärischen Wolken (PSC) nicht ausgeprägt

war. Dadurch fand im Winter 2005/06 über der Arktis keine erhöhte chemische Zerstörung des stratosphärischen Ozons statt.

Im Winter 2006/2007 waren die Ozonwerte über den arktischen Regionen 20% unterhalb des langjährigen Mittels. Im Januar 2007 dominieren an fast allen Stationen Europas Ozondefizite von bis zu -10%. Die Gesamtozonverteilung im Februar 2007 zeigt über Alaska bis zu -20% niedrigere Ozonwerte verglichen mit dem Mittelwert der Jahre 1979-1988. Der März 2007 war auffällig mit niedrigen Ozonwerten von -20 bis -25% über der Arktis und zentral Sibirien und hohen Ozonwerten bis +15% über dem Nordatlantik. In ganz Europa werden im März 2007 überdurchschnittliche Gesamtozonwerte gemessen. Im Gegensatz zum März werden im April 2007 über Nord- und Zentraleuropa niedrige Ozonwerte gemessen. Am Hohen Sonnblick zeigt der Monat April ein Ozondefizit von -9%.

Das erste Halbjahr 2008 war geprägt von häufigen Episoden mit ungewöhnlich dünner Ozonschicht über Mitteleuropa. Am Hohen Sonnblick werden die Monatsdefizite von -13% (Januar) bzw. -16% (Februar) erreicht.

3.2.3 Tagesmittel des stratosphärischen Ozons

Das veränderliche Ozon in den mittleren Breiten zeigt Variationen mit unterschiedlicher Raum- und Zeitskala. Meteorologisch gesehen ist der tägliche Gesamtozongehalt abhängig von der Temperatur in der Stratosphäre sowie von den Wettersystemen in der darunter liegenden Schicht. Hoch- und Tiefdruckgebiete sind mit einer Hebung bzw. Senkung der Tropopause verknüpft, wodurch die Gesamtozonsäule des Ozons verringert bzw. erhöht wird. Die hierdurch erzeugte Variabilität des Ozons ist in der Größenordnung von $\pm 20\%$. Der Ozongehalt der Nordhalbkugel ist also aufgrund von natürlichen Prozessen großen Schwankungen unterworfen. Aus den täglichen Beobachtungen des Gesamtozons am Hohen Sonnblick (Abbildung 3.19) ist die deutliche natürliche Variabilität von Tag zu Tag zu ersehen. Die Schwankungen von Tag zu Tag können im Frühjahr bis zu 100 DU betragen.

Die langen Ozonmessreihen am Hohen Sonnblick zeigen mehrfach Episoden mit besonders dünner Ozonschicht im Winter und Frühjahr. Die beobachteten kurzzeitig niedrigen Ozonwerte, die in den letzten Jahren gemessen wurden, hängen mit den herrschenden Wetterlagen in der Troposphäre, den Gegebenheiten in der Stratosphäre, sowie mit großräumigen Strömungen zusammen. Treten mehrere Ozon vermindernde Effekte gleichzeitig auf, so kann es zu ausgeprägten, kurzzeitigen Ozonminima kommen. Kommen die Luftmassen aus subtropischen Gebieten, so bringen sie ozonarme Luft nach Europa. In der ersten Jahreshälfte bringen Strömungen vom Norden ozonreiche Luft nach Österreich. In der zweiten Jahreshälfte können die Ozonniedrigwerte durch den Einfluss einer subtropischen Luftmasse aber auch einer polaren Luftmasse beobachtet werden. Ozonarme Luft aus Norden gibt es in der ersten Jahreshälfte, wenn der polare Wirbel sich auflöst und, durch die chemische Prozesse bedingt, ozonreduzierte Luft nach Österreich transportiert wird.

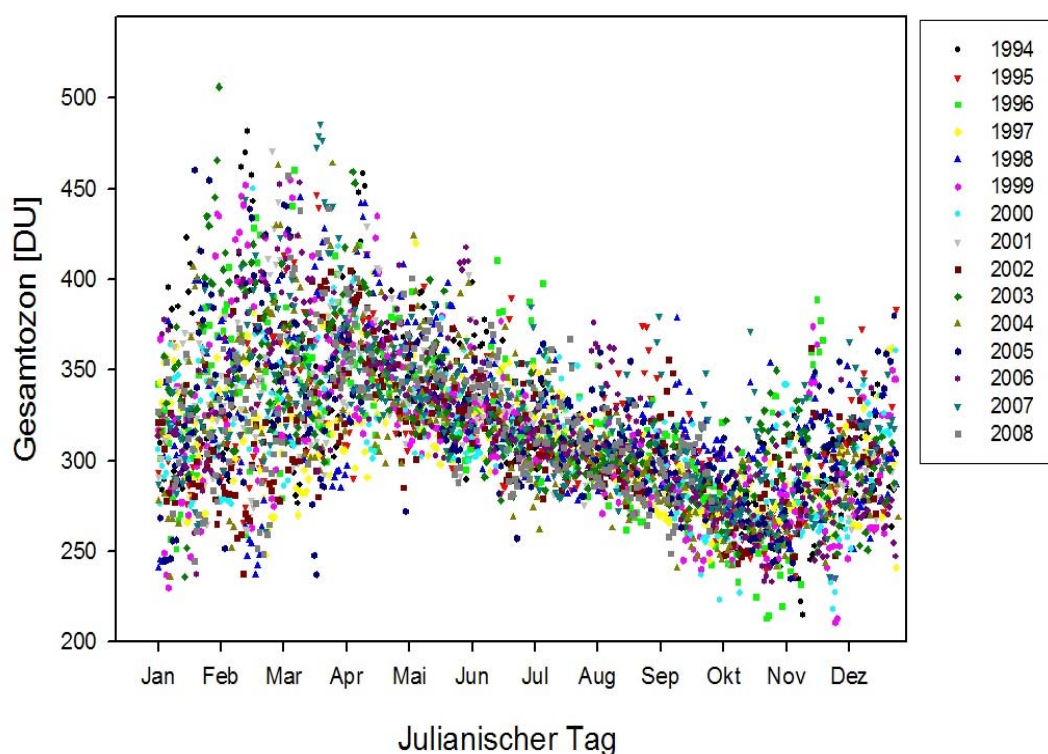


Abbildung 3.19: Tagesmittel des stratosphärischen Ozons im Jahresverlauf

Kurzzeitig geringe Gesamtozonwerte mit Abweichungen von -30% zum langjährigen Mittel wurden in der ersten Hälfte des Jahres 2008 beobachtet (Abbildung 3.20). Wettererscheinungen wie Hochdrucklage mit Perioden von 1 bis 5 Tagen können zu einer lokal und zeitlich begrenzten Gesamtozonabnahme von mehr als 100 DU im Vergleich zum langjährigen Mittelwert führen. Man bezeichnet derartige Strukturen auch als Ozon-Mini-Löcher (OML), mit denen eine Zunahme der schädlichen UVB-Strahlung über der jeweiligen Region verbunden ist (siehe Kapitel 3.2.5).

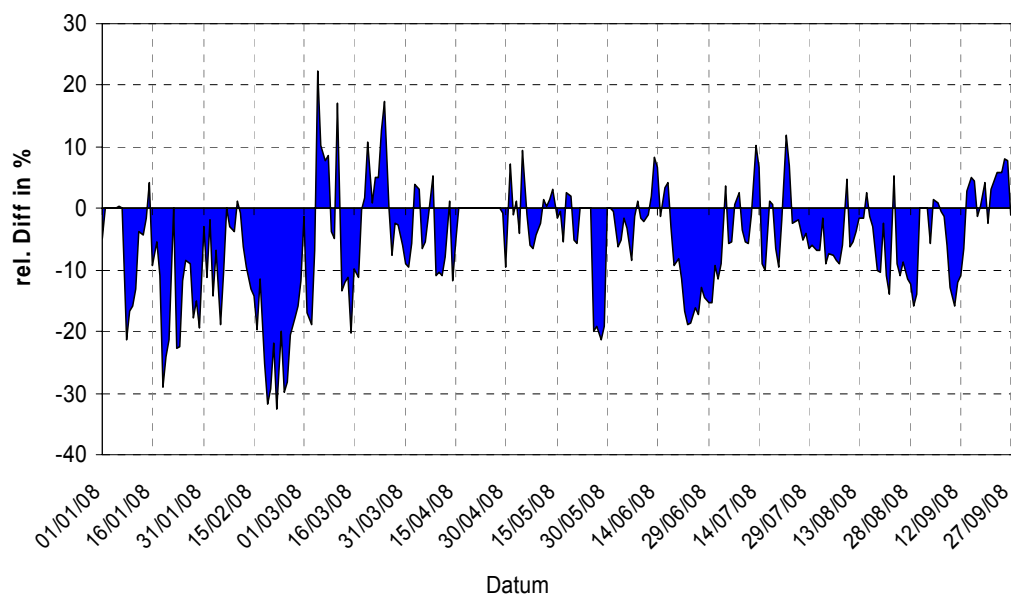


Abbildung 3.20: Prozentuelle Abweichungen des Gesamtozons, gemessen am Hohen Sonnblick, im Vergleich zum langjährigen Monatsmittel 1928-78, gemessen in Arosa

3.2.4 Der jahreszeitliche Vergleich des Ozons

In den folgenden Abbildungen 3.21 und 3.22 sind die jahreszeitlichen Abweichungen des Gesamtozons vom langjährigen Mittel dargestellt. Dazu wurden die Monate März, April und Mai als Frühling, die Monate Juni, Juli und August als Sommer, die Monate September, Oktober und November als Herbst und die Monate Dezember des Vorjahres, Januar und Februar als Winter zusammengefasst.

Die größten Abnahmen (im Vergleich zum langjährigen Mittel) sind im Winter und Frühling zu erkennen. Die Änderung des Gesamtozons im Winter 1994/1995 betrug -14%, 1995/96 betrug die Abnahme -4%, in den Wintern 1996/97, 1997/98 und 1999/00 -8%, 2000/01 -4%, 2001/2002 -12%, 2002/2003 -6%, 2003/2004 -4%, 2004/2005 -5 %, 2005/2006 -3% 2006/2007 -8% und im Winter 2007/2008 -11%. Gemittelt über die Winter der Jahre 1994/1995 bis 2007/2008 betrug die Abnahme – 7%. Im Frühjahr beträgt die Abnahme über die Jahre gemittelt –6%, im Sommer –5% und im Herbst -3%.

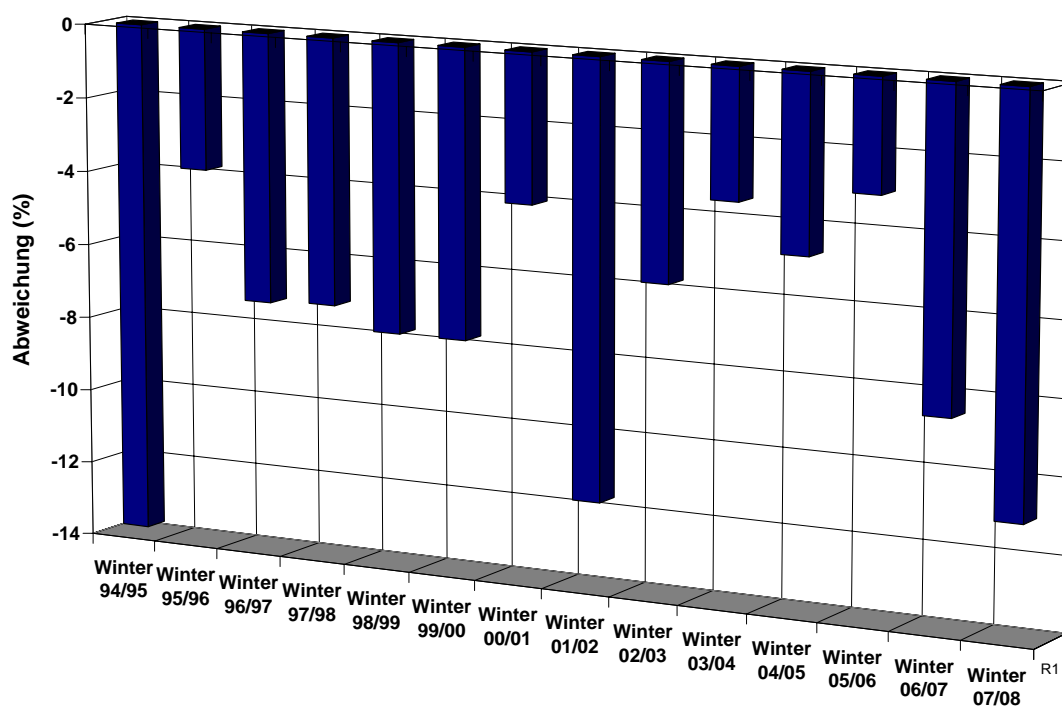


Abbildung 3.21: Abweichung des Gesamtozons am Hohen Sonnblick im Winter (Zeitperiode 1994/95 bis 2007/08) im Verhältnis zum langjährigen Mittel (1926-78) gemessen in Arosa

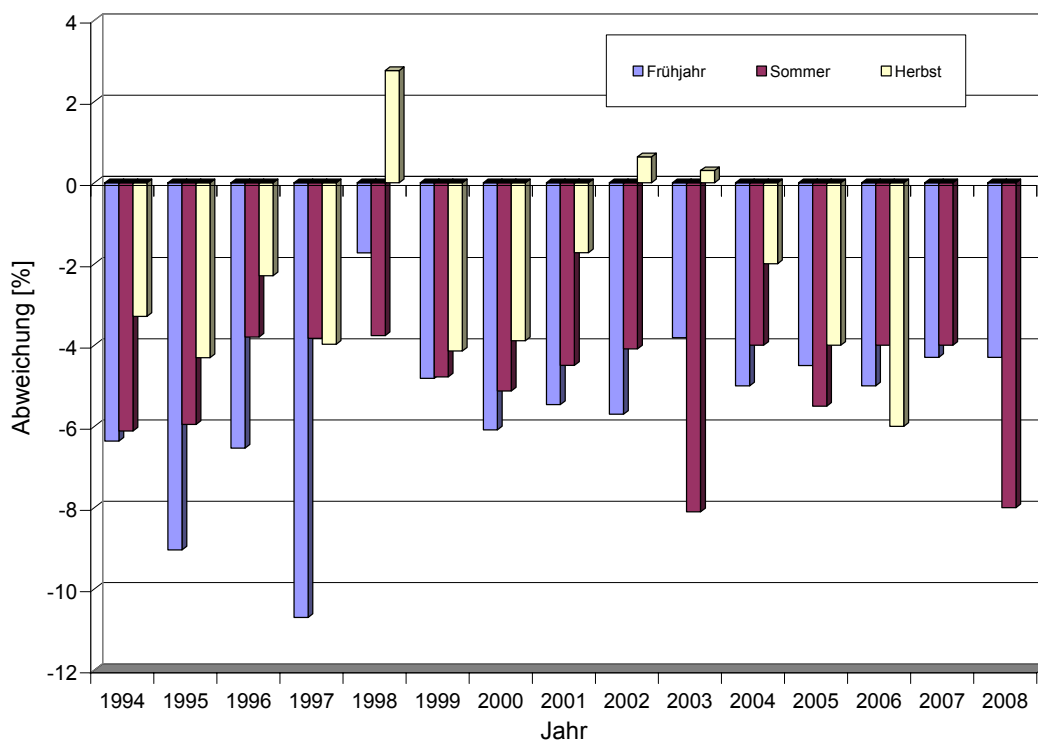


Abbildung 3.22: Abweichung des Gesamtozons im Frühjahr, im Sommer und im Herbst 1994 bis 2008 am Hohen Sonnblick im Verhältnis zum langjährigen Mittel (1926-78) gemessen in Arosa

3.2.5 Ozon-Mini-Löcher

Durch die globale Abnahme des Gesamtozongehalts der Atmosphäre kommt es auch zu einer Ausdünnung über Österreich. Abbildung 3.23 zeigt die langfristige Entwicklung der Häufigkeit von Tagen mit dünner Ozonschicht am Hohen Sonnblick für die Monate Februar bis August. Die Balkenarten stehen für Tage, an denen die Ozonschicht über Hohen Sonnblick um 10%, 20% oder 30% dünner war als im Vergleichszeitraum 1928-78. Die Anzahl der Tage mit "dünner Ozonschicht" ist deutlich größer als noch vor 30 Jahren, und damit erhöhte sich die Gefahr eines Sonnenbrandes bzw. anderer durch UV-B initiierte Reaktionen (Hautkrebs, DNS-Schädigung, ...). Besonders stark wurde die Ausdünnung zu Beginn der 1990er Jahre. In diesen Zeitraum fällt auch das Auftreten so genannter Ozon-Mini-Löcher (OML).

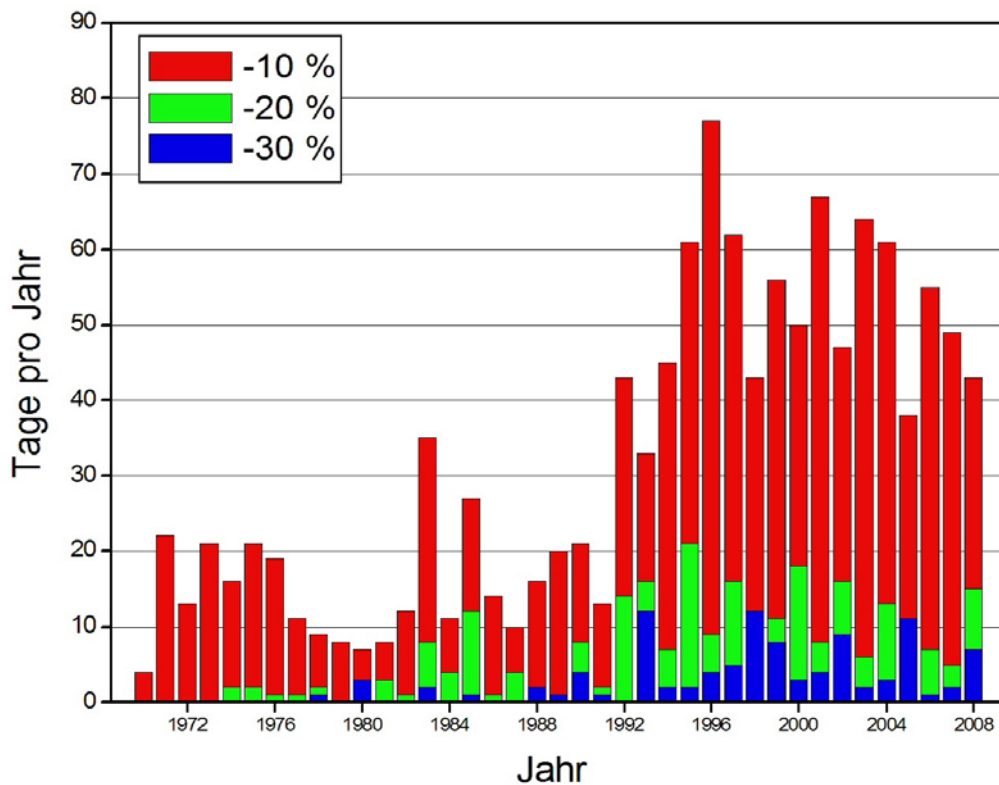


Abbildung 3.23: Häufigkeit von Tagen mit dünner Ozonschicht am Hohen Sonnblick für die Monate Februar bis August. Die Balkenarten stehen für Tage, an denen die Ozonschicht über Hohen Sonnblick um 10, 20 oder 30 % dünner war als im Vergleichszeitraum 1928-78

Wettererscheinungen wie Hochdrucklagen (Rood et al. 1992, Orsolini et al 1995) mit Perioden von 1 bis 5 Tagen können zu einer lokal und zeitlich begrenzten Gesamtozonabnahme von mehr als 100 DU im Vergleich zum langjährigen Mittelwert führen. Derartige Strukturen werden auch als Ozon-Minilöcher (OML) bezeichnet, mit denen eine Zunahme der schädlichen UVB-Strahlung über der jeweiligen Region verbunden ist (z.B.: Schmalwieser et al. 2004).

OML treten vor allem im Herbst und Winter (Oktober bis März) in extratropischen Regionen auf beiden Hemisphären auf (Newman et al. 1988, Peters et al. 1995, McCormack and Hood 1997, James 1998).

Sinken die Ozonwerte in den Bereich von 220 DU und darunter ab, so wird hier von Extremen Ozon-Minilöcher (EOML) gesprochen. Ein Ozonwert von 220 DU gilt als Grenzwert beim antarktischen Ozonloch. Im Beobachtungszeitraum von 1978 bis

2007 wurden 12 solcher EOML über Mitteleuropa gemessen. Im Zeitraum von 1978-1989 wurden nur drei EOML beobachtet, seit 1990 allerdings neun. In Tabelle B-2 sind diese mit ihren Tiefstwerten (über Wien) aufgelistet. Das größte und tiefste Ozon-Miniloch ereignete sich im November und Dezember 1999. Während dieses Ereignisses sanken die Ozonwerte über Österreich sogar auf Werte unter 200 DU ab. Die tiefsten Werte dieses EOML wurden im Bereich der Nordsee gemessen und lagen im Bereich von 175 DU (Allart et al. 2000, Iwao and Hirooka 2004).

Für die Entstehung von OML und EOML gibt es verschiedene Ursachen:

- Transport extrem ozonarmer Luft aus dem Polarbereich (Peters and Waugh, 1996, Hood et al 2001, Allen und Nakamura 2002)
- Transport extrem ozonarmer Luft aus den Subtropen/Tropen (Allart et al. 2002, Bojkov and Balis 2001)
- Tiefdruckwirbel im Atlantik (James 1998, Allart et al. 2002, Reid et al. 2002). Für Österreich und Mitteleuropa sind vor allem jene aus dem Atlantik von Bedeutung.

Aus Abbildung 3.24 wird ersichtlich, dass die erythemwirksame Strahlung während des Ozonminilochs um das doppelte, die DNS-schädigende um das 4 bis 5 fache gegenüber dem Normalwert ansteigen können.

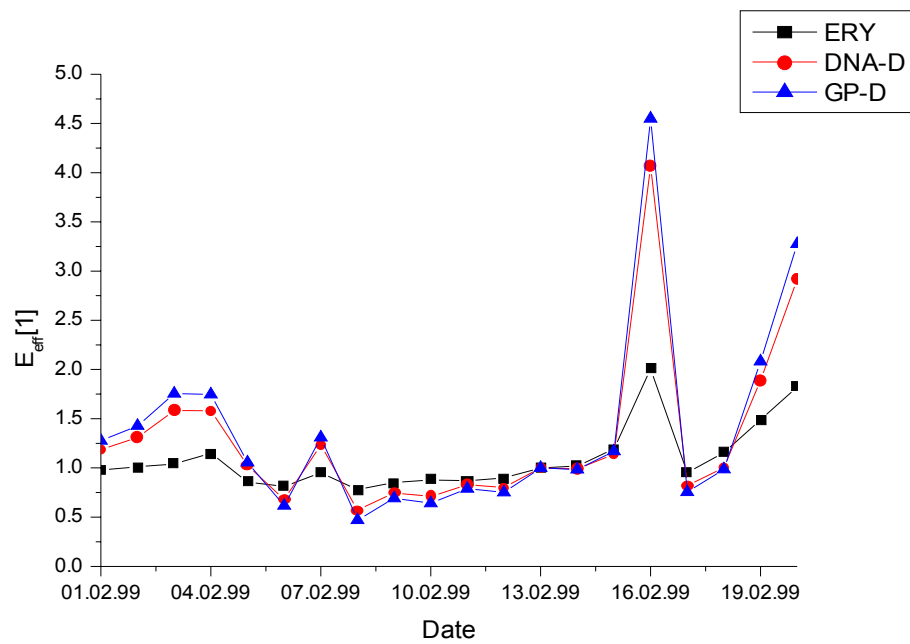


Abbildung 3.24: Verlauf der biologisch wirksamen UV Strahlung während des Extremen Ozon-Minilochs im Februar 1999. Dargestellt sind die Verläufe für die erythemwirksame (ERY), die DNS-schädigende (DNA-D) und die pflanzenschädigende UV Strahlung (GP-D) (Abbildung aus StartClim 2007, Simic et al., 2008)

4. Zusammenfassung

Das Ziel dieses Projektes war die Gewinnung hochwertiger spektraler UV-Daten und die Messung des Gesamtozons am Hohen Sonnblick. Am Hohen Sonnblick werden seit 1993 Messungen der stratosphärischen Ozonschicht mit einem Brewer-Spektrophotometer durchgeführt. Entsprechend den Qualitätsanforderungen hinsichtlich UV-Messungen (festgelegt im " Network for the Detection of Atmospheric Composition Change ") wurde ein Bentham-Doppelmonochromator DM150 für kontinuierliche UV-Messungen im Jahr 1996 aufgebaut. Seither wird am Hohen Sonnblick einerseits eine laufende Bestandsaufnahme der Ozonschicht über Österreich durchgeführt, andererseits finden - für Österreich erstmalig – kontinuierliche spektrale UV-Messungen statt. Derart wurde an einer hoch gelegenen, alpinen Station ein einzigartiger Datensatz ermittelt, mit dem das zeitliche Verhalten der spektralen UV-Bestrahlungsstärke über Jahre untersucht werden kann.

Um die Messunsicherheit möglichst gering zu halten, ist sowohl eine Qualitätskontrolle als auch eine Qualitätssicherung der Messgeräte notwendig. Die unterschiedlichen in diesem Projekt durchgeführten Maßnahmen zur Qualitätskontrolle sind periodische Absolutkalibrierungen der Geräte, die Messung der Spaltfunktion, der Vergleich von Kalibrierlampen und die Überprüfung der Wellenlängengenauigkeit. Ein tragbares Kalibriersystem mit 1000 W Lampe für Kalibrierungen am Messort wurde entwickelt und die Lampe regelmäßig mit Hilfe von Kalibrierlampen (von Gigahertzoptik via PTB und NIST) kalibriert. Vergleiche der Kalibrierlampen der beiden Hersteller zeigen Abweichungen bis zu 4%, eine Unsicherheit, die sich auch in den Ergebnissen der UV-Bestrahlungsstärkenmessung wiederfindet.

Die Qualitätssicherung der verwendeten Geräte findet über Messgerätevergleiche statt. Diese Vergleiche dienen einerseits zur Ermittlung der Messgenauigkeit und andererseits zur Verbesserung der Geräte. Abweichungen lassen sich beim verwendeten Bentham-Doppelmonochromator DM150 auf die Absolutkalibrierung,

die Temperaturabhängigkeit der Empfindlichkeit des Geräts und die Azimutabhängigkeit der Eingangsoptik zurückführen. Der Bau einer Temperaturstabilisierung und die Verwendung einer Eingangsoptik mit kleinem Kosinusfehler konnten die Messgenauigkeit verbessern.

Zur Qualitätssicherung des Brewer-Spektrophotometer wurden seit Aufstellung des Geräts mehrere Gerätevergleiche von der Firma International Ozone Service Inc. am Hohen Sonnblick durchgeführt. Die Abweichungen zum Referenzgerät liegen bei Gesamtozonmessungen unterhalb 1% und für UVB-Messungen in einem Bereich von $\pm 5\%$.

Seit mehr als 30 Jahren wird weltweit eine Abnahme der Ozonschichtdicke festgestellt, was in ähnlicher Weise auch über Österreich beobachtet wird. Abgesehen von deutlichen Schwankungen des Gesamtozon von Jahr zu Jahr scheint sich seit etwa 10 Jahren der frühere steile Abwärtstrend umgekehrt zu haben. Ob diese Erholung bereits auf die Trendumkehr beim Chlorgehalt der Atmosphäre zurückzuführen ist, oder ob sie im Rahmen der natürlichen Schwankungsbreite liegt und von anderen Faktoren verursacht ist, z.B. vom 11-jährigen Sonnenzyklus, ist zur Zeit noch nicht eindeutig erklärbar und kann erst in einigen Jahren sicher beurteilt werden. Neben den chemischen Abbauprozessen ist dieser Trend auch durch andere Effekte beeinflusst (z.B. Vulkanausbrüche). Die niedrigsten Werte wurden nach den starken Vulkanausbrüchen von El Chichon und Pinatubo registriert. Dabei wurden große Mengen ozonzerstörendes Gas und Aerosole bis in die Stratosphäre geschleudert. Die dominierende Ursache für den Ozonabbau ist aber der Einfluss der anthropogenen Halogenenverbindungen (WMO, 2007). Die noch offene Frage ist, wie sich der Klimawandel in der Stratosphäre auswirkt und die Erholung der Ozonschicht beeinflussen bzw. verzögern könnte.

Die Monatsmittelwerte des Gesamtozons in Österreich lagen in den letzten Jahren im Winter bis zu 20% und in den Sommermonaten bis zu 10% unter dem langjährigen Monatsmittel. An einzelnen Tagen erreichte das Ozondefizit sogar Werte von nahezu minus 40%. Diese besonders niedrigen Werte (Ozon-Mini-Löcher) konnten in den letzten Jahren immer häufiger beobachtet werden. Durch

Überlagerung der verstärkenden Faktoren kann es zu einer drastischen Erhöhung der UV-Belastung der menschlichen Haut kommen, die unerwartet zu einem Sonnenbrand führt. Im Frühjahr wird das UV-Risiko für die Menschen dadurch verstärkt, dass die Haut noch nicht ausreichend an die Strahlungsbelastung adaptiert ist. Im Sommer nehmen die biologisch wirksamen Strahlungswerte aufgrund der größeren Sonnenhöhe erheblich zu. Deshalb sind UV-Spitzenwerte die entscheidende Größe zur Beurteilung des Gefahrpotenzials.

Die 14-jährige Datenmessreihe (1994 bis 2007) mit dem Brewer-Spektrophotometer wurde hinsichtlich zeitlicher Trends untersucht. Aufgrund der hohen natürlichen Variabilität ist das Erkennen von Trends schwierig. Dies verdeutlicht die Wichtigkeit, kontinuierliche UV-Strahlungsmessungen über viele Jahre durchzuführen. Dennoch konnten mit dem Mann-Kendall-Test einige signifikante Trends identifiziert werden, wobei das generelle Bild eher von Abwärtstrends in der UV-Strahlung gekennzeichnet ist. Diese Abwärtstrends sind durch einen Anstieg der Sonnenscheindauer und damit verbunden einem Anstieg der Zahl der Messungen während Perioden mit hohen Ozonkonzentrationen verursacht.

Aus der Messung der spektralen UV-Strahlung und mit Hilfe eines bestehenden Strahlungstransfermodells wurde eine umfangreiche Modellevaluierung anhand der langjährigen Messreihe durchgeführt. Für wolkenlosen Himmel konnte in der Zeitperiode von 1994 bis 2003 eine gute Übereinstimmung zwischen den Messungen mit dem Brewer-Spektralradiometer und den Modellberechnungen mit Abweichungen von nur +12% bis -8% bei einer Wellenlänge von 305 nm gefunden werden. Die Modellberechnungen stimmen in 90% der Fälle innerhalb $\pm 5\%$ mit den Messwerten der Bestrahlungsstärke bei 305 nm überein.

Wesentlich für eine gute Übereinstimmung der Messungen mit den Modellberechnungen für wolkenlosen Himmel war die Ermittlung der am Sonnblick wirksamen Albedo. Bei der vorgestellten Methode wurde mit Hilfe einer Regressionsanalyse eine Parametrisierung gefunden, die aus Routineinformationen (Schneegrenze, Neuschneehöhe und Anzahl der Tage seit dem letzten Neuschneefall) Werte der effektiven Albedo bestimmt. Die für die Regression

benötigten Werte der effektiven Albedo werden bestimmt, indem für wolkenlose Bedingungen und schneebedeckten Boden die Albedo in den Modellsimulationen so angepasst wird, dass eine bestmögliche Übereinstimmung zur Messung erreicht wird. Die mit dieser Methode ermittelte effektive Albedo zeigt eine gute Übereinstimmung mit Literaturwerten für alpines Gelände. Der verwendete Ansatz zur Bestimmung der effektiven Albedo kann auch für andere Standorte angewendet werden. Voraussetzung für eine geeignete Bestimmung der Regressionskoeffizienten ist, dass für die Standorte Routinemeldungen hinsichtlich des Anteils von schneefreier zu schneebedeckter Oberfläche und Schneehöhe zur Verfügung stehen. In zukünftigen Studien wird diese Methode durch Berücksichtigung der realen dreidimensionalen Topographie und der Schneesituation in der Sonnblickumgebung überprüft werden.

Eine Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke mit sinkender Schneegrenze wurde für wolkenlosen und bedeckten Himmel gezeigt. Eine Änderung der Schneegrenze von 3000 m auf 800 m erhöht beispielsweise die Bestrahlungsstärke bei 305 nm bei wolkenlosem Himmel um einen Faktor 1.24 ± 0.04 , was einer effektiven Albedo von 0.63-0.78 entspricht. Bei bedecktem Himmel führt ein Absinken der Schneegrenze auf 800 m zur Erhöhung der Bestrahlungsstärke bei 305 nm um einen Faktor 1.73 ± 0.11 .

Bei wolkenlosem Himmel und ansonsten unveränderter Atmosphäre spielt die langfristige Ozonentwicklung die wichtigste Rolle bei der Entwicklung der UVB Strahlung. Die Verhältnisse werden erheblich komplexer, wenn auch andere Einflussgrößen, die ebenfalls langfristigen Änderungen unterworfen sind, einbezogen werden.

Als Sonderfall des Wolkeneinflusses wurde die Strahlungs- oder Wolkenüberhöhung untersucht. Durch Vergleiche zwischen Wolkenbildern und Strahlungsmessungen wurde ermittelt, inwieweit Bedeckungsgrad, Wolkentyp und Wellenlänge einen Einfluss auf die Strahlungsüberhöhungen haben. Die Fallbeispiele machen deutlich, dass es auf dem Sonnblick einen beträchtlichen Strahlungsbeitrag von unten gibt, wenn eine Wolke unterhalb der Station liegt, an deren Oberseite Sonnstrahlung reflektiert wird. Die Überhöhungen treten insbesondere im Bereich der

Bedeckungsgrade von 3/8 bis 7/8 und bei Cumuluswolken (Cu, Ac, Sc) auf. Zur besseren Interpretation der gemessenen Spektren und der Effekte der Strahlungsüberhöhungen, wie z.B. Zusammenhänge zwischen Strahlungsüberhöhung und Sonne-Wolken-Abstand, sollen zukünftig Himmelsaufnahmen in kürzeren Aufnahmeintervallen erfolgen.

Das in diesem Projekt aufgebaute hochqualitative Instrumentarium zu kontinuierlichen Messung der spektralen UV-Strahlung stellt ein wichtiges Hilfsmittel dar, um kurz- und langzeitige Änderungen der solaren UV-Strahlung bei in Zukunft veränderter Zusammensetzung der Atmosphäre genau zu erfassen. Die gewonnenen Daten ermöglichen die Untersuchungen der am Strahlungstransfer beteiligten Prozesse und bilden einen wichtigen Schritt für das Verständnis der UV-Strahlung am Erdboden.

Literaturverzeichnis

- Allaart, M, P. Valks, R. Van der A, A. Piters, H. Kelder and P. Van Velthoven. (2000): Ozone mini-hole observed over Europe, influence of low stratospheric temperature on observations, *Geophys. Res. Lett.*, V27, N. 24, 4089–4092,
- Arola, A., Lakkala, K., Bais, A., Kaurola., J., Maleti, C., Taalas, P. (2003): Factors affecting short- and long-term changes of spectral UV irradiance at two European stations. *J. Geophys. Res.*, 108 (D17), 4549.
- Burrows, W.R., Vallee M., Wardle, D.I., Kerr, J.B., Wilson L.J., Tarasick, D.W. (1994): The Canadian operational procedure for forecasting total ozone and UV radiation. *Met. Appl.* 247-265.
- Degünther, M., Meerkötter, R., Albold, A., Seckmeyer, G. (1998): Case study on the influence of inhomogeneous surface albedo on UV irradiance, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3587-3590.
- Forster, P.M.F. (1995): Modelling ultraviolet radiation at the earth's surface. Part I: The sensitivity of ultraviolet irradiances to atmospheric changes. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 2412-2425.
- Glandorf, M., Arola, A., Bais, A., Seckmeyer, G. (2004): Possibilities to detect trends in spectral UV irradiance, *Theoretical and Applied Climatology*, 81 (1-2), pp. 33-44.
- Iwao and T. Hirooka, A quantitative estimate of dynamical contributions to ozone mini-hole formation, In: proceeding of the XX Quadrennial Ozone Symposium June 2004, Kos Greece, Edt C.S. Zerefos, ISBN 960-630-103-6, ISBN 960-630-101-1, ISBN 960-630-105-2, 2004
- James, P. M. (1998b): A climatology of ozone mini-holes over the northern hemisphere, *Int. J. Climatol.* 18, 1287–1303
- James, P. M. (1998b): A climatology of ozone mini-holes over the northern hemisphere, *Int. J. Climatol.* 18, 1287–1303
- Kylling, A., Mayer, B. (2001): Ultraviolet radiation in partly snow covered terrain: Observations and three-dimensional simulations, *Geophys. Res. Lett.* 28 (19), pp. 3665-3668.
- Lakkala, K., Kyrö, E., Turunen, T. (2003): Spectral UV Measurements at Sodankylä during 1990-2002. *J. Geophys. Res.*, 108 (D19), 4621.
- Lenoble, J., Kylling, A., Smolskaia, I. (2004): Impact of snow cover and topography on ultraviolet irradiance at the Alpine station of Briançon. *J. Geophys. Res.*, 109 (16), pp. D16209 1-8.

- Madronich, S. (1993): UV radiation in the natural and perturbed atmosphere., in UV-B radiation and ozone depletion, effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials., 17-71, edited by M. Tevini, Lewis Publishers.
- McCormack, J. P. and Hood, L. L. (1997): The frequency and size of ozone “mini-hole” events at northern midlatitudes in February, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2647–2650
- Neuman, P. A., Lait, L. R., and Schoeberl, M. R.: The morphology and meteorology of southern hemisphere Spring total ozone mini-holes, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 923–926, 1988.
- Peters, D., Egger, J., and Entzian, G. (1995): Dynamical aspects of ozone mini-hole formation, *Meteorol. Atmos. Phys.* 55, 205–214.
- Reid, S. J., Tuck, A. F., and Kiladis, G.: On the changing abundance of ozone minima at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 105, D10, 12 169–12 180, 2000.
- Rengarajan, G., Weihs, P., Simic, S., Mikielewicz, W., Laube, W. (2000): Albedo measurements system for UVA and the visible wavelength. *Radiat. Prot. Dosim.*, 91, 1-3, 197-199.
- Seckmeyer, G., A. Bais, G. Bernhard, M. Blumthaler, C.R. Booth, P. Disterhoft, P. Eriksen, R.L. McKenzie, M. Miyauchi, and C. Roy (2001): Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation, Part 1, Spectral Instruments, World Meteorological Organization, *Global Atmosphere Watch*, No. 125, 30 pp., Geneva 2001.
- Stamnes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W., Jayaweera, K. (1998): Numerically stable algorithm for discrete-ordinate method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Opt.*, 27, 2502-2509.
- van Hoosier, M.E. (1996) The ATLAS_3 solar spectrum, available via anonymous ftp.
- van Weele M., Martin T.J., Blumthaler M., Brogniez C., den Outer P.N., Engelsen O., Lenoble J., Mayer B., Pfister G., Ruggaber A., Walravens B., Weihs P., Gardiner
- Weihs, P., Scheifinger, H., Rengarajan, G., Simic, S. (2000): Effect of topography on average surface albedo in the ultraviolet wavelength range.. *Appl. Opt.*, 39, 3592-3603.
- Weihs, P., Simic, S., Laube, W., Mikielewicz, W., Rengarajan, G. und Mandl, M. (1999): Characteristics of clear sky surface UV irradiance at high mountain observatory Sonnblick (3106 m altitude) *J. Appl. Met.* Vol. 38, No. 11, pp. 1599–1610.
- Zerefos, C.S. (2002): Long-term ozone and UV variations at Thessaloniki, Greece. *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 455-460.

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildung 2.1: Digitale Höhenkarte des Sonnblickgebietes (links); Blick von Kolm-Saigurn zum Hohen Sonnblick (rechts)	6
Abbildung 2.2: Gehäuse des Bentham-Spektralradiometers (Skizze von Wolfgang Laube)	8
Abbildung 2.3: Temperaturmessung in der Benthambox (Monochromator) gemeinsam mit der Heizung und Außentemperatur am Sonnblick, dargestellt für September 1999. Die untere Abbildung zeigt ein vergrößertes Bild des Temperaturverlaufs in der inneren Kammer, wo der Monochromator platziert ist.	11
Abbildung 2.4: Wetterfestes Gehäuse des Bentham-Spektralradiometers mit zwei geteilten inneren Kammern, wo Monochromator und Elektronik platziert sind (links); Das Bentham-Spektralradiometer auf der Plattform der Sonnblick Station (rechts)	11
Abbildung 2.5: Tragbare 1000 W Lampe für die Kalibrierung des Bentham-Spektralradiometers am Messort; als Lichtquelle wird eine Lampe der Firma Philips (Typ PF815R, 230V/1000W) verwendet	13
Abbildung 2.6: Abweichung der Winkelabhängigkeit der Eingangsoptik des Bentham-Spektralradiometers am Sonnblick von der idealen Cosinusfunktion. Die bis 2004 verwendete Eingansoptik (alt) und die seither verwendete Eingangsoptik (neu) sind gezeigt	14
Abbildung 2.7: Messungen der spektralen globalen Bestrahlungsstärken einer Hg-Niederdruckspektrallampe bei unterschiedlichen geometrischen Spaltbreiten (oben) und Spaltfunktion des Bentham-Spektralradiometers am Sonnblick in logarithmischen Maßstab bei Bandbreite 0.77 nm (unten)	16
Abbildung 2.8: Verlauf der Geräteempfindlichkeit des Bentham-Spektralradiometer am Hohen Sonnblick	17
Abbildung 2.9: Blockdiagramm des Brewer-Spektrophotometer	18
Abbildung 2.10: Vergleich Brewer Nr. 093 mit Standard Brewer Nr. 017 bei Gesamt ozonmessungen	20
Tabelle 2.1: Vergleichsmessungen der direkten Sonne zwischen dem Brewer #093 am Sonnblick und dem Standard Brewer #017 in den Jahren 2002 und 2005	20
Abbildung 2.11: Vergleich des Brewer Nr. 093 mit dem Standard Brewer Nr. 017 im spektralen UVB-Bereich	21
Abbildung 2.12: Wolkenbeobachtungssystem am Sonnblick	22
Abbildung 2.13: Eingabe- und Ausgabeparameter des Strahlungstransfermodells DISORT	23
Abbildung 2.14: Zunahme der spektralen UV-Strahlung in Abhängigkeit von der jeweils verschiedenen Bodenalbedo für die Station Hoher Sonnblick.	25
Tabelle 2.2: Durchschnittliches Verhältnis Messung-Modell und Standardabweichung für Winter und Sommer bei Wellenlängen 305 nm, 315 nm und 370 nm	26
Abbildung 2.15: Berechnete effektive Albedo am Hohen Sonnblick für die Jahre 2001 und 2003 (Regression 2 und 3)	29

Abbildung 3.1: Jahresgang der erythemwirksamen Strahlung am Hohen Sonnblick von 1994 bis 2008	30
Abbildung 3.2: Monatsmittelwerte der erythemwirksamen UV-Strahlung seit 1994	32
Abbildung 3.3: UV-Bestrahlungsstärken bei 305, 315 und 320 nm und Sonnenzenitwinkel $60\pm 2^\circ$ sowie Gesamtozonmengen	33
Abbildung 3.4: Verhältnis zwischen Messung und Modellberechnung der Bestrahlungsstärke bei 305 nm bei wolkenlosem Himmel und Sonnenzenitwinkel 63° für die Jahre 1994 bis 2003. Die Box wird begrenzt durch die 25% und 75% Quartile. Die Whiskers kennzeichnen das 10% und 90% Quantil.	34
Abbildung 3.5: Zusammenhang zwischen der Ozonschichtdicke und der UV-Bestrahlungsstärke bei verschiedenen Wellenlängen und konstantem Sonnenzenitwinkel 69° (Ordinate logarithmische Skala)	35
Abbildung 3.6: RAF (inklusive Standardabweichung) als Funktion von Wellenlänge und Zenitwinkel, gemessen am Hohen Sonnblick	36
Abbildung 3.7: Zeitreihe der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm, 310 nm, 324 nm und CIE und bei verschiedenen Sonnenzenitwinkeln seit 1994	39
Abbildung 3.8: Gemessene UV-Bestrahlungsstärke bei 325 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze am Hohen Sonnblick bei wolkenlosem Himmel und konstantem Zenitwinkel $55\pm 1^\circ$. Die Box wird begrenzt durch die 25% und 75% Quartile. Die Whiskers kennzeichnen das 10% und 90% Quantil	41
Abbildung 3.9: Erhöhung der gemessenen UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze am Hohen Sonnblick bei wolkenlosem Himmel. Schneegrenze 3000m entspricht den Bedingungen im Sommer	42
Abbildung 3.10: Erhöhung der gemessenen UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm in Abhängigkeit von der Schneegrenze am Hohen Sonnblick bei 8/8 Bedeckungsgrad	43
Abbildung 3.11: Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm, 315 nm und 325 nm in Abhängigkeit von der jeweils verschieden Bodenalbedo für die Station Hoher Sonnblick bei wolkenlosem Himmel (links) und bei Stratusbewölkung (rechts)	44
Tabelle 3.1: Mittlere Erhöhung der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm mit der Schneegrenze bei wolkenlosem Himmel und bei 8/8 bedecktem Himmel und die dazu gehörende abgeleitete mittlere effektive Albedo für wolkenlosen Himmel	44
Abbildung 3.12: Bestrahlungsstärke bei 302 nm, 305 nm, 315 nm und 370 nm als Funktion des Zenitwinkels der Sonne für 10.000 Spektren	46
Abbildung 3.13: Vergleich zwischen den Monatsmitteln der spektralen UV-Bestrahlungsstärke für Januar und Februar zwischen 1999 und 2004	48
Abbildung 3.14: Häufigkeit der Wolkenüberhöhung auf dem Hohen Sonnblick aufgeteilt nach Ausmaß der Überhöhung bei drei Wellenlängen. Die Anzahl der untersuchten Messwerte ist $N=3507$	50
Abbildung 3.15: Häufigkeit der Wolkenüberhöhung aufgeteilt nach Wolkentyp. N_{h1} =Wolken unter Stationsniveau, C_u =Cumuls, S_c =Stratocumuls, A_c =Alto cumuls, S_t =Stratus	51
Abbildung 3.17: Jahresmedian ($p_{50\%}$), Höchst- (Max) und Tiefstwert (Min) sowie 5%- und 95%-Perzentil der von NASA Satelliten gemessenen Ozonkonzentrationen über Wien seit 1978 (Abbildung aus dem Bericht StartClim 2007)	53

Abbildung 3.18: Monatsmittelwerte des Gesamtozons am Hohen Sonnblick 1994-2008 55

Abbildung 3.23: Häufigkeit von Tagen mit dünner Ozonschicht am Hohen Sonnblick für die Monate Februar bis August. Die Balkenarten stehen für Tage, an denen die Ozonschicht über Hohen Sonnblick um 10, 20 oder 30 % dünner war als im Vergleichszeitraum 1928-78 63

Abbildung 3.24: Verlauf der biologisch wirksamen UV Strahlung während des Extremen Ozon-Minilochs im Februar 1999. Dargestellt sind die Verläufe für die erythemwirksame (ERY), die DNS-schädigende (DNA-D) und die pflanzenschädigende UV Strahlung (GP-D) (Abbildung aus StartClim 2007, Simic et al., 2008) 65

Anmerkung

Im Rahmen von diesem Projekt sind folgende Veröffentlichungen entstanden:

- S. Simic, P. Weihs, A. Vacek, H. Kromp-Kolb, and M. Fitzka (2008): Spectral UV measurements in Austria from 1994 to 2006: investigations of short- and long-term changes. *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, 8, 2403-2428; ISSN 1680-7375
- H. E. Rieder, F. Holawe, S. Simic, M. Blumthaler, J. W. Krzyzcin, J. Wagner, A. Schmalwieser, and P. Weihs (2008): Reconstruction of erythemal UV-levels for two stations in Austria: a comparison between alpine and urban regions . *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, 8, 957-994; ISSN 1680-7375
- Seckmeyer G., Pissulla D., Glandorf M, Henriques D., Johnsen B., Webb A.R., Siani A-M, Bais A., Kjeldstad B., Brogniez C., Lenoble J., Gardiner B., Kirsch P., Koskela T., Kaurola J., Uhlmann B., Slaper H., Outer P., Janouch M., Werle P., Groebner J., Mayer B., Casiniere A., Simic S., Carvalho F (2007): Variability of UV irradiance in Europe . *PHOTOCHEM PHOTOBIOLOG.*, 83, 1-8; ISSN 0031-8655
- Hlavinka P, Trnka, M., Daniela, S., Zdeněk, Ž., Dubrovský, M., Eitzinger, J., Weihs, P., Simic, S., Blumthaler, M., Schreder, J., (2007): Empirical model for estimating daily erythemal UV radiation in the Central European region. *METEOROL Z*, Vol. 16, No. 2., 183-190; ISSN 0941-2948
- Simic, S., Weihs, P., Vacek, h., Kromp-Kolb, H., Fitzka, M. (2007): Ozone and spectral UV measurements in Austria during 1994-2006: Climatology and investigations of long- and short term changes. In: Eds. Julian Gröbner, Proc. of the UV conference "One century of UV radiation research"
- Simic, S., Weihs, P. Rieder, H. (2007): Validation of OMI UV products: first results of comparisons with two Austrian stations. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 2007, 9767-9767; ISSN 1029-7006
- Wagner, J., Simic, S., Weihs, P. (2007): First case studies of 3-D Monte Carlo radiative transfer calculations in mountainous terrain in the UV wavelength range. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 2007, 8735-8735; ISSN 1029-7006
- Wagner, J., Weihs, P., Simic, S. (2007): First case studies of 3-D Monte Carlo radiative transfer calculations in mountainous terrain in the UV wavelength range. In: Eds. Gröbner, J., Proc. of the UV conference "One century of UV radiation research", Physikalisches Meteorologisches Observatorium Davos, UV conference , 18.-20. September 2007, Davos Switzerland
- Weihs, P., Simic, S., Laube, W., Blumthaler, M. Kreuter, A., Putz, E., Gonzi, S., Schmalwieser, A., Schreder, J. (2007): Measurements of UV irradiance within the area of one satellite pixel. In: Eds. Gröbner J., Proc. of the UV conference "One century of UV radiation research", Phys. Met. Obs. Davos, Weltstrahlungszentrum, UV conference , 18.-20. September 2007, Davos Switzerland
- Simic, S.; Weihs, P.; Kromp-Kolb, H.; Vacek , A.; Laube, W. (2006): Effect of clouds on spectral UV irradiance at the high-mountain observatory Sonnblick (3106 m) in Austria . In: European Meteorological Society 6th EMS / 6th ECAC, 6th Annual Meeting of the EMS / 6th ECAC, 4-8 September 2006, Ljubljana, Slovenia

- Simic, S. (2006): Untersuchungen zum ultravioletten Strahlungstransfer am Hohen Sonnblick. Dissertation am Institut für Meteorologie, 181; Universität für Bodenkultur Wien
- Simic, S., Schmalwieser, A.W., Weihs, P., Kromp-Kolb, H., Vacek, A. (2006): Messungen und Analyse des Gesamtozons in Österreich. In: Klimaforschungsinitiative AustroClim, 9. Österreichischer Klimatag, 16. – 17. März 2006, Wien; Tagungsband des 9. Österreichischen Klimatags „Klima, Klimawandel und Auswirkungen“ [Poster]
- Simic, S.; Weihs, P. (2006): Variability of spectral UV irradiance in Austria in the years 1994 - 2005. In: 6th Annual Meeting of the European Meteorological Society Part-and-partner: 6th European Conference on Applied Climatology (ECAC), 6th Annual Meeting of the EMS / 6th ECAC, 4 – 8 September 2006, Ljubljana, Slovenia [Poster]
- Simic, S., Weihs, P., Kromp-Kolb, H., Vacek, A., Laube, W. (2006): Kurzfristige und langfristige Variabilität der solaren UV-Strahlung in Österreich. In: Klimaforschungsinitiative AustroClim, 9. Österreichischer Klimatag, 16. – 17. März 2006, Wien; Tagungsband des 9. Österreichischen Klimatags „Klima, Klimawandel und Auswirkungen“ [Poster]
- Simic, S., Weihs, P., Kromp-Kolb, H., Vacek, A., Laube, W. (2005): Factors affecting changes of spectral UV irradiance at the Sonnblick Observatory (3106 m, Austria). In: Proceedings of SPIE 2005 (Ed. K. Schäfer, A. Comeron, J.R. Sluser); Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere X, Vol. 5979, ISBN 0-8194-5999-2.
- Simic, S., Weihs, P., H. Kromp-Kolb, A. Vacek and W. Laube (2004): Investigations of long- and short-term changes in total ozone and UV radiation at the Sonnblick Observatory (3106 m, Austria)., Proceedings Quadrennial Ozone Symposium, 2004 (Ed.C.Zerefos); ISBN 960-630-103-6; 960-630-101-1.
- Gröbner, J., Kazadzis, S., Schreder, J., Bolsée, D., Brogniez, C., De Backer, H., Giorgio di Sarra, H., Feister, U., Görts, P., Henriques, D., Jaroslowski, J., Simic, S., Stanec, M., Steinmetz, M., Tax, R., Guerrero, J.M.V. (2004): Quality Assurance of Spectral Ultraviolet Measurements in Europe through the development of a transportable unit (QASUME), Report of Site visits, Round 2004. Report, European Commission.
- Schmalwieser, A., Schauburger, G., Weihs, P., Stubi, R., Janouch, M., Coetzee, G.J.R., Simic, S. (2003): Pre-processing of total ozone content as an input parameter to UV forecast calculations. J. Geophys. Res, 108, D6, 4176-4190
- Simic, S., Weihs, P., Rengarajan, G. (2001): Dependence of spectral UV irradiance on cloud amount and type. In: Smith and Timofeyev (Eds.): IRS 2000: Current problems in Atmospheric Radiation; ISBN 0-937194-43-3.
- Weihs, P., Lenoble, J., Blumthaler, M., Martin, T., Seckmeyer, G., Philipona, R., De la Casiniere, A., Sergent, C., Groebner, J., Albold, A., Cabot, T., Masserot, D., Mueller, M., Pichler, T., Pougatch, E., Rengarajan, G., Schmucki, D., Simic, S. (2001): Modeling the effect of an inhomogeneous surface albedo on incident UV radiation in mountainous terrain: determination of an effective surface albedo. Geophys. Res. Lett. 28, 3111-3115.
- Weihs, P., Scheifinger, H., Rengarajan, G., Simic, S. (2000): Effect of topography on average surface albedo in the ultraviolet wavelength range. Appl. Optics, 39, 3592-3603.
- Rengarajan, G., Weihs, P., Simic, S., Mikielawicz, W., Laube, W. (2000): Albedo measurement system for UVA and the visible wavelength. Radiat. Prot. Dosim., 91, 197-199.