

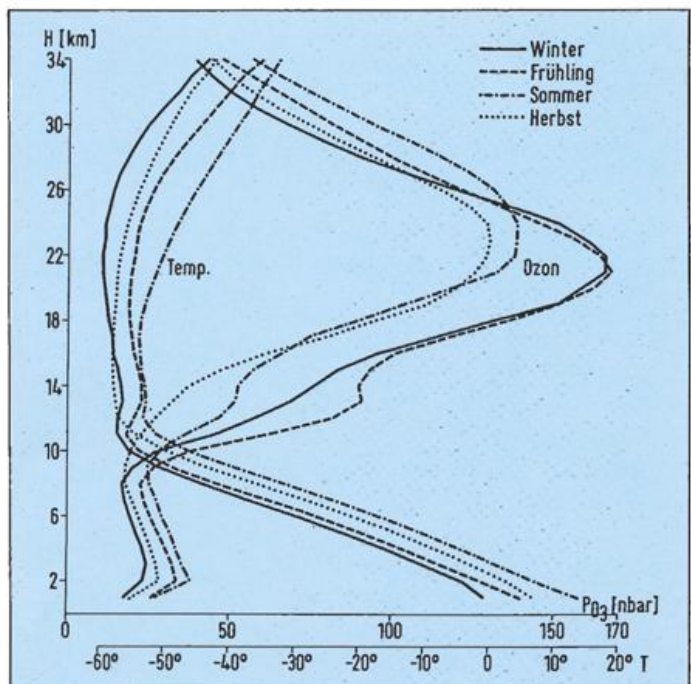
promet

1/2'87

meteorologische fortbildung



Ozon II und III



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)
 Prof. Dr. J. Egger (München)
 Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
 Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)
 Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)
 Dr. F. Kasten (Hamburg)
 Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)
 Dr. H. Reiser (Offenbach)
 Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)
 Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild:

Ozonsondenaufstieg und mittlere Profile von Ozon und Lufttemperatur in verschiedenen Jahreszeiten (beides Meteorol. Observat. Hohenpeißenberg) (s.a. Aufsatz Nr. 5).

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) DM 36,—, Einzelheft DM 10,—.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Schön & Wetzel GmbH, Offenbacher Landstraße 368, 6000 Frankfurt (Main).

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

17. Jahrgang, Heft 1/2, 1987

Thema des Heftes:

Ozon II und III

(Fachliche Redaktion: Dr. W. Attmannspacher, Peiting)

Beiträge:	Seite
R. HARTMANNSTRUBER	
5 Ballonsonden	1
A. J. KRUEGER	
6 Raketensonden	5
H. U. DÜTSCH	
7 Die Umkehrmethode zur Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung	10
C. L. MATEER	
8 Satellitenmessungen des Ozonprofils	14
H. WALTHER und K. W. ROTHE	
9 Lidarmessungen	21
N. KÄMPFER und K. KÜNZI	
10 Mikrowellenmessungen	25
W. D. KOMHYR	
11 Ozonmessungen bis 40 km Höhe mit ECC-Ozonsonden	29
H.-J. CLAUDE	
12 Messung des bodennahen Ozons	32
P. WINKLER	
13 Ozonmessungen über See	36
D. H. EHHALT	
14 Grundlagen der stratosphärischen Ozonchemie	41
W. ATTMANNSPACHER	
15 Ozonmessungen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg	45
R. SATORIUS	
16 Ozon und Umwelt	48
K. DIRNAGL und J. KLEINSCHMIDT	
17 Ozonwirkungen auf den Menschen	53
Blick nach draußen	
Erfahrungsbericht über eine einjährige Tätigkeit als Experte in Klimatologie beim nationalen Wetterdienst der Republik Elfenbeinküste (A. BEFFERT)	57
Buchbesprechungen — Neuerscheinungen	60
Themen der Jahrgänge 1977—1986	62

In eigener Sache

Der bisherige Hauptschriftleiter von „*promet*“, Regierungsdirektor a.D. Dipl.-Met. Max Schlegel, hat seine Tätigkeit mit Ablauf des Jahres 1986 beendet. Er übte sie von Heft 3'77 bis zum Heft 4'86 aus.

Für die großen Verdienste, die sich Herr Schlegel als Hauptschriftleiter in beinahe 10 Jahren erworben hat, gebühren ihm auch an dieser Stelle Dank und Anerkennung.

Dr. H. Reiser
Präsident des Deutschen Wetterdienstes

Thema des Heftes: Ozon II und III

Zur Einführung

In dem vorliegenden Doppelheft wird die Behandlung des Themas „Ozon“ fortgesetzt und abgeschlossen. Im vorangegangenen Heft 4'86 (Ozon I) wurde behandelt:

- 1 Die Geschichte der atmosphärischen Ozonforschung (H. U. DÜTSCH)
- 2 Messungen mit Spektrometern und Filtergeräten (R. D. BOJKOV)
- 3 Dobson-Spektrometer 104 — Brewer-Spektrometer 10. Ein Langzeitvergleich am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (U. KÖHLER)
- 4 Satellitenmessungen des Gesamt Ozons (C. L. MATEER)

Das Heft 4'86 enthielt in einer Einführung eine Übersicht über alle 17 Aufsätze. Sie soll hier nicht wiederholt werden. Zum besseren Verständnis wird aber die Tabelle „Bei der Messung des Ozons verwendete Einheiten“ noch einmal veröffentlicht (s. S. 56).

5 R. HARTMANNSGRUBER Ballonsonden

1 Einleitung

Von allen Meßmethoden zur Erfassung des Ozons in der freien Atmosphäre ermöglicht die Messung vor Ort (in situ) die zuverlässigste Aussage über die unterschiedliche Verteilung und das Verhalten des Ozons in den einzelnen Höhenschichten. Von Beginn der Ozonforschung an war man daher bestrebt, entsprechend den aerologischen Aufstiegen zur regelmäßigen Messung von Druck, Temperatur und Feuchte ballongetragene Geräte zur Messung des Ozongehalts zu entwickeln. Der dabei von Ballonen normalerweise nicht erfaßbare Bereich oberhalb 35 km Höhe wird mittels Raketensonden erreicht (s. Beitrag 6).

2 Ozonsonden

Ozonsonden werden normalerweise mit Radiosonden gekoppelt, die neben Ozonmeßwerten auch Druck- und Temperaturdaten zur Empfangsstation übertragen. Ozonsonden können bei jedem Wetter gestartet werden. Die Auswertung der Daten ist einfacher und die Ergebnisse zuverlässiger als jene der Umkehr-Technik (Beitrag 7). Diese Vorteile kompensieren die relativ hohen Kosten für die Sondierung. Gerade in den letzten

Jahren gewinnen sie vermehrt Bedeutung im Hinblick auf die Überwachung der Ozonverteilung in gewissen Höhenbereichen.

Den ersten Versuch, in der oberen Atmosphäre Ozon zu messen, unternahm E. und V. H. REGENER 1934. Ihr Ballon trug einen Spektrographen, der den UV-Teil des Spektrums fotografierte. Als direkten Vorläufer der modernen Ozonsonden kann man die optische Sonde von COBLENTZ-STAIR (1938/39) bezeichnen. Sie benutzte auswechselbare Filter und eine empfindliche Cadmium-Fotозelle.

Da das Interesse am Ozon wieder geringer wurde, gerieten die ersten Ozonsonden in Vergessenheit. Erst das *Internationale Geophysikalische Jahr* (IGY 1957/58) gab der Erforschung des Ozons neue Impulse, und eine ganze Reihe von Sonden wurden nahezu gleichzeitig entwickelt.

Als Meßmethoden für Ozonsonden sind optische, chemische und Chemilumineszenz-Verfahren im Gebrauch (KHRGIAN 1975).

2.1 Optische Ozonsonden

Die in Frankreich von A. VASSY (1958) entwickelte Sonde mißt den Gesamtzongehalt oberhalb des Gerätes in Abhängigkeit von der Höhe des Ballons. Das Meßprinzip basiert auf der Bestimmung des Intensitätsunterschiedes in der Absorption von Ozon in 2 verschiedenen Spektralbereichen. Die optische Sonde ist hierfür mit speziellen Filtern und einem empfindlichen Photomultiplier ausgerüstet.

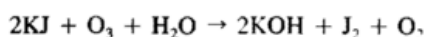
Ein ausgedehntes Meßprogramm mit optischen Sonden über eine Periode von fast 20 Jahren wurde mit der von KULCKE und PAETZOLD 1957 in Deutschland entwickelten Sonde ausgeführt. Leider sind die Beobachtungen weder zeitlich noch räumlich homogen und schon deshalb nur bedingt verwertbar.

2.2 Chemilumineszenz-Ozonsonde

Als eine Art Vorläufer der elektrochemischen Ozonsonde kann die Chemilumineszenz-Sonde von REGENER angesehen werden, die in einem Beobachtungsprogramm vor allem in den Jahren 1962 bis 1966 verwendet wurde (1964/65 wurde sie sporadisch auch am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg gestartet). Das Meßprinzip basiert auf der Chemilumineszenz von Rhodamin B bei Einwirkung von Ozon. Der bei der Reaktion entstehende Lichtstrom wird mit einem Photomultiplier gemessen und ist der Ozonkonzentration proportional. Das Verfahren ist nicht empfindlich gegen SO_2 , NO_2 , Cl , zeigt jedoch eine starke Abhängigkeit von der Luftfeuchte.

2.3 Naßchemische Ozonsonde

Mit der Verbesserung des naßchemischen Meßprinzips zur kontinuierlichen Messung der Ozonkonzentration nach PANETH und GLÜCKAUF (1941) wurde die von BREWER und MILFORD (1960) entwickelte elektrochemische Sonde in die Ozonforschung eingeführt. Nach der Herstellerfirma Mast (USA) wird dieser Sondentyp heute meist als Brewer-Mast (B/M)-Sonde bezeichnet. Das Meßverfahren beruht auf der Eigenschaft von Ozon, in einer Kaliumjodid-Lösung das Jod freizusetzen, gemäß der Reaktionsgleichung:



Zwischen 2 in die elektrolitische Lösung getauchten Elektroden (Platingitter und Silberstift) kommt es zu einem Stromfluß, bei dem für jedes Ozonmolekül, das mit der Lösung reagiert, 2 Jodionen beteiligt sind. Obwohl das Meßprinzip selbst ein absolutes System darstellt, bedarf die B/M-Sonde einiger Korrekturen. Dies betrifft sowohl die mit der Höhe abnehmende Pumpenleistung als auch Temperatureinflüsse auf den Meßvorgang.

Zur Qualitätskontrolle muß die von der Sonde aufsummierte Ozonkonzentration mit dem gleichzeitig an einer naheliegenden Station gemessenen Gesamtzongewert verglichen werden. Dieser sogenannte Korrekturfaktor ist unter anderem ein Maß für die Güte der Sondierung. Nach einer Reihe von Messflügen mit der B/M-Sonde in Amerika wurde im November 1966 von DÜTSCH ein europäisches Ozonsondenmeßnetz ins Leben gerufen, das mit mindestens einem Ozonaufstieg pro Woche eine routinemäßige Erforschung der vertikalen Ozonverteilung ermöglichte.

Nahezu gleichzeitig erfolgten Nachbauten der B/M-Sonde in Italien und der DDR (RÖNNEBECK u. SONNTAG 1976). In Indien arbeitete SREEDHARAN (1964) an einer elektrochemischen Sonde nach dem Brewer-Prinzip.

Etwa zur selben Zeit wurde in den USA von KOMHYR (1964) ein anderes Modell einer elektrochemischen Ozonsonde entwickelt. Sein Detektor besteht aus 2 Kammern (Kathoden- und Anodenraum), verbunden durch eine Öffnung, gefüllt mit dicht gepreßter Asbestfaser, die eine Ionenbrücke darstellt. Die Kammern werden gefüllt mit verdünnter KJ-Lösung sowie Zusätzen von KBr und Phosphatpuffern. Beide Elektroden sind aus Platin. Die Luft wird mit einer Teflonpumpe durchgeblasen.

Die in Japan verwendete Ozonsonde KC 68 (KOBAYASHI und TOYAMA 1966) ist eine modifizierte Version eines ursprünglichen Sensors von KOMHYR. Sie besitzt eine (aktive) Kohleelektrode anstelle der Platinelektrode.

3 Ozonsondenvergleiche

Den meist sporadischen Ozonsondierungen der 60er Jahre folgten — ähnlich wie im Europäischen Meßnetz — in den USA, Japan und Indien in zunehmendem Maße regelmäßige Aufstiege, im Mittel einmal pro Woche.

Standardmethode für die Routineüberwachung des Ozons ist nach wie vor der Einsatz von ballongetragenen elektrochemischen Ozonsonden. In einem Gürtel von 35°N — 55°N liegen mehr als 3/4 aller Aufstiegsstationen. Darüber hinaus wurden von der WMO umfangreiche Meßprogramme zur internationalen Überwachung des Ozons vorgeschlagen (GLOBAL OZONE RESEARCH AND MONITORING PROJECT 1976).

Im Hinblick auf die Mitte der 70er Jahre entdeckte Gefährdung der Ozonschicht durch Freisetzung von Fluorchlorkohlenwasserstoffen wurden vermehrte Anstrengungen zur Ozonüberwachung gefordert und die Sondierung auf bis zu dreimal pro Woche verstärkt.

Alle Ozondaten werden zentral beim Ozon-Daten-Zentrum in Kanada gesammelt. Im Rahmen eines internationalen Datenaustausches ist es von großer Bedeutung, die Güte und Zuverlässigkeit der Ozonmeßdaten der unterschiedlichen Sondentypen zu kennen. Im Laufe der Jahre wurden auch die einzelnen Sonden dem jeweiligen technischen Fortschritt angepaßt. Aus diesen Gründen ist es unerlässlich, die Sonden von Zeit zu Zeit international miteinander zu vergleichen. Von der WMO wurden daher Internationale Ozonsondenvergleiche angeregt. 1970 und 1978 (1980) fanden die Vergleiche am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg statt (ATTMANNSPACHER u. DÜTSCH 1970, 1981). Die Ergebnisse dieser Vergleiche zeigten, daß die Geräte insgesamt einen hohen Grad von Qualität liefern, sorgfältige Vorbereitung vorausgesetzt.

In den Jahren 1983/84 wurde in speziellen Meßprogrammen BOIC (USA) und MAP/GLOBUS (Frankreich) Routineozonsonden mit hochentwickelten Instrumenten zur exakten Ozonmessung an großen Ballonen verglichen. Auch hier zeigte sich die Zuverlässigkeit sorgfältig vorbereiteter naßchemischer Ballon-Ozonsonden.

4 Mittlere vertikale Verteilung des Ozons

Von allen Merkmalen und Eigenschaften des atmosphärischen Ozons ist die Vertikalverteilung am engsten mit den photochemischen Prozessen der Entstehung des Ozons verknüpft (s. a. Beitrag 14).

Detaillierte Daten über die Vertikalverteilung liefern die Netze der Ozonsondenstationen. Sie ermöglichen ein Studium der Physik des atmosphärischen Ozons und eine Prüfung der Modellrechnungen (LONDON 1978).

Die große Vielfalt der Vertikalprofile hängt von einer Reihe von Faktoren ab, unter anderem vom photochemischen Gleichgewicht des Ozons und seinem Transport in der Stratosphäre und Troposphäre. Die Untersuchung der beobachteten Ozonprofile in verschiedenen Teilen der Erde ergibt eine grobe Einteilung in 4 Typen (DÜTSCH 1978).

Typ A: Tropischer Typ (in tropischer Luftmasse 30°N – 35°N). Hohe und homogene Ozonschicht, Maximum bei 24 km – 27 km Höhe, geringe Ozonmenge (Gesamtozonbetrag ~ 160 Dobson Units (DU)).

Typ B: Gemäßigter Typ (typisch für gemäßigte Breiten). Ozonmaximum in 19–21 km, größere Ozonmenge wie bei A ($X \sim 340$ DU), aber nicht so homogen.

Typ C: Polarer Typ (vorwiegend in Polarregionen der Nordhalbkugel). Ozonmaximum sehr tief, 13–15 km, großer Gesamtozonanteil ($X > 400$ DU).

Typ D: Kombiniertes Typ (zu beobachten in Polarregionen und zeitweise in gemäßigten Breiten im Winterhalbjahr bei Vorstoß arktischer Luftmassen). Gleichzeitig mit dem Hauptmaximum (19–21 km) Auftreten sogenannter sekundärer Maxima bei 11–17 km, die mitunter größer als das Hauptmaximum sind (X bis 660 Du).

Schon 1965 wurde durch die WMO festgestellt, daß synoptische Beobachtungen der vertikalen Ozonverteilung für das Studium der allgemeinen Zirkulation und Strahlungsbilanz der Atmosphäre sehr wertvoll sind. Dies war unter anderem auch das ursprüngliche Forschungsziel der 1967 begonnenen regelmäßigen Ozonsondierungen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg. Die Ozonüberwachung aus dem Gesichtspunkt einer anthropogenen Gefährdung der Ozonschicht kam erst im Laufe der 70er Jahre dazu.

Die vorliegende lange Reihe der Ozonaufstiege am Hohenpeißenberg (19 Jahre) erlaubt Aussagen über die mittleren Verhältnisse der Atmosphäre. In Abbildung 1 sind die mittleren Profile für Temperatur und Ozon in den einzelnen Jahreszeiten dargestellt. Bei Betrachtung der Vertikalverteilung des Ozons von unten nach oben erkennt man ein kleines Maximum bei 2 km Höhe mit den größten Werten im Sommer. Es fällt mit der Obergrenze der Grundschicht zusammen. Oberhalb dieses Maximums nimmt das Ozon wieder gleichmäßig ab und erreicht den niedrigsten Wert (gelegentlich auch als Ozonopause bezeichnet) in 7 km–9 km, im Bereich der Tropopause. Darüber steigt das Ozon stark an, zwischen 10 km und 16 km ist vor allem im Frühjahr und Sommer ein weiteres Maximum festzustellen. Die in diesem Höhenbereich im Einzelfall auftretenden

Maxima sind mitunter sehr stark ausgeprägt und werden manchmal zum Hauptmaximum (Typ D). Für ihr Entstehen sind überwiegend (horizontale wie vertikale) Transportvorgänge verantwortlich, die zwischen der Tropopause und 20 km Höhe dominieren. Bedingt durch den halbjährlichen Wechsel der vorherrschenden stratosphärischen Zirkulation oberhalb 20 km (Sommer: Ostwind, Winter: Westwind) ergeben sich höhere Ozonwerte im Winter und Frühjahr zwischen 10 km und 25 km Höhe. Das Hauptmaximum der vertikalen Ozonverteilung in unseren Breiten liegt im Sommer bei 23 km, im Winter bei 21 km. Oberhalb dieses Maximums treten ab 25 km, entsprechend dem Sonnenstand, die höchsten Ozonwerte im Sommer, die tiefsten im Winter auf. In diesem Bereich dominieren die photochemischen Prozesse. Der Jahresgang läuft dort mit dem der Temperatur parallel.

In der Troposphäre in 4 und 8 km (Abb. 2a) liegt das Minimum im Dezember/Januar, das Maximum im Juni/Juli. Oberhalb der Tropopause von 12–20 km nimmt das Ozon mit Umstellung der stratosphärischen Höhenströmung von Ost auf West Ende August/Anfang September zu. Der steile Anstieg gegen Ende des Jahres führt im Spätwinter zu den höchsten Ozonwerten, die dann mit der Umstellung von West auf Ost im Frühjahr wieder stark zurückgehen. Diese Ozonmaxima verschieben sich mit der Höhe vom April (in 12 km) über die doppelgipflige Kurve (in 16 km) hin zum Februar (20 km). Die tiefsten Werte verlagern sich vom Oktober zum September.

Der Jahresgang in 24 km (Abb. 2b) läßt bereits den Übergang vom Bereich dominierender Transporteinflüsse zur überwiegend photochemisch regierten Region der Stratosphäre erkennen. In 28 km und 32 km liegt das Maximum im Jahresablauf im Juli, das Minimum im November bzw. Dezember.

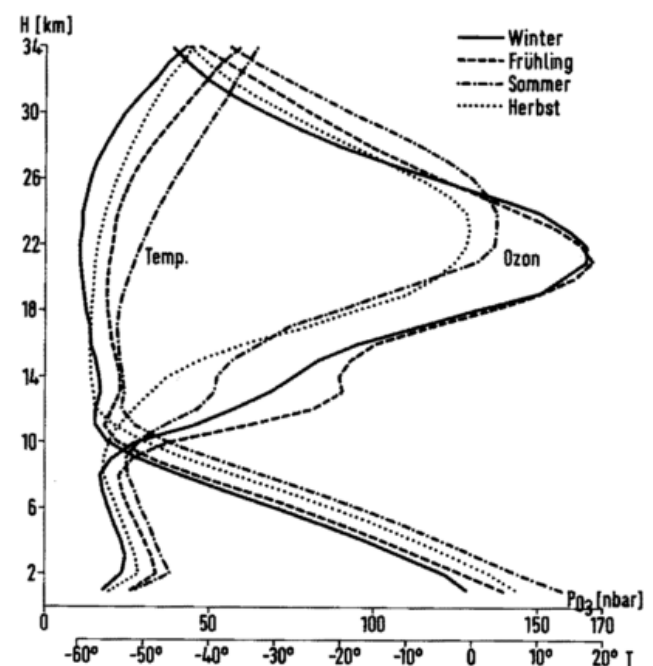


Abb. 1: Vertikalprofile der Jahreszeitenmittel von Temperatur und Ozon; Hohenpeißenberg 1967–1984.

5 Ausblick

Die relativ großen Schwankungen des natürlichen Ozons erschweren die Entdeckung langzeitlicher Trends. Um Aussagen über Ozonänderungen machen zu können, ist deshalb eine genaue Kenntnis der natürlichen Ozonverteilung im Jahresablauf erforderlich.

Wie eingangs erwähnt, liefern hierzu die mit Ozonsonden vor Ort erhaltenen Meßergebnisse in den einzelnen Höhenschichten bis heute die besten Voraussetzungen.

Das gerade in den letzten Jahren zu beobachtende gegenläufige Verhalten von Ozonabbau durch Fluorkohlenwasserstoffe in der oberen Stratosphäre und Ozonzunahme in der Troposphäre kann nur durch regelmäßige Ozonsondierungen eindeutig er-

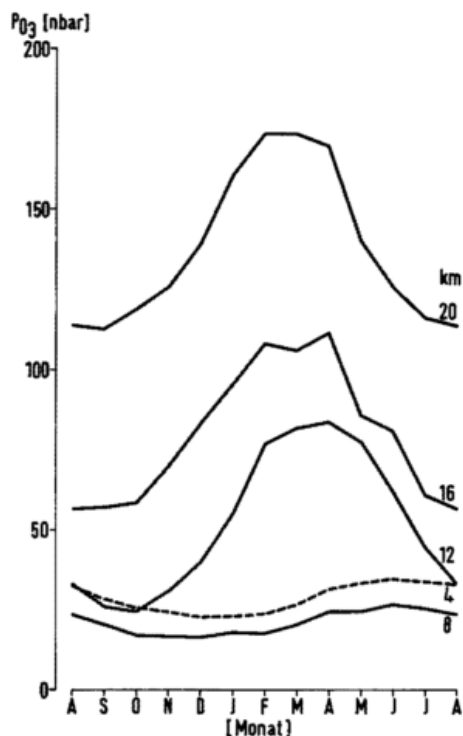


Abb. 2a: Mittlerer Jahresgang des Ozons in 4-km-Stufen von 4–20 km Höhe, Hohenpeißenberg 1967–1984.

Literatur

ATTMANNSPACHER, W., DÜTSCH, H. U.: International Ozone Sonde Intercomparison at the Observatory Hohenpeißenberg. 19. 1.—5. 2. 1970 Ber. Dt. Wetterd. Nr. 120 (1970).

ATTMANNSPACHER, W., DÜTSCH, H. U.: 2nd International Ozone Sonde Intercomparison at the Observatory Hohenpeißenberg. 5.—20. 4. 1978 Ber. Dt. Wetterd. Nr. 157 (1981).

ATTMANNSPACHER, W., HARTMANNGRUBER, R.: 6 Jahre (1967–1972) Ozonsondierungen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 137 (1975).

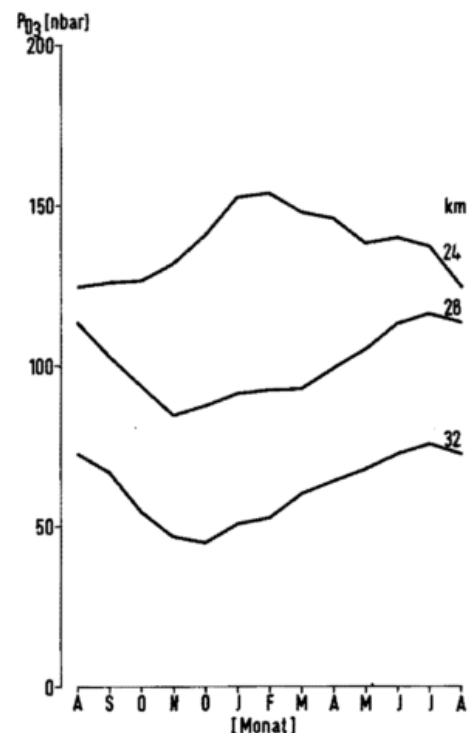


Abb. 2b: Wie Abb. 2a jedoch 24–32 km Höhe.

faßt werden. Messungen des Gesamtozonbetrags allein können hier durch Kompensation leicht ein falsches Bild ergeben.

Durch von Zeit zu Zeit vorgenommene Vergleiche der Sonden untereinander und mit speziellen Ozonmeßgeräten kann der jeweilige Stand der Technik überprüft werden. Soweit noch möglich, wird versucht, die Sonden durch Verbesserungen zuverlässiger zu machen und den erfassbaren Höhenbereich zu erweitern, ohne die Aufstiege dadurch wesentlich zu verteuern.

Über neuartige Meßverfahren wie Mikrowellen und Lidartechnik zur besseren Auflösung der bisher vom Boden aus üblichen optischen Methoden zur Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung wird an anderer Stelle berichtet.

BREWER, A. W., MILFORD, D. R.: The Oxford-Kew Ozone Sonde. Proc. Roy. Soc. London A 256 (1960) S. 470–495.

DÜTSCH, H. U.: Vertical ozone distribution on a global scale. Pure and Appl. Geophys. 116 (1978) S. 529.

KHRGIAN, A. KH.: The physics of atmospheric ozone. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translation. 1975.

KOMHYR, W. D.: Electrochemical concentration cell ozone-sonde Model 1a. ESSA ADCL Instruction Manual (1970).

KULCKE, W., PAETZOLD, H. K.: Über eine Radiosonde zur Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung. Ann. d. Meteorol. 8 (1957) S. 47–53.

LONDON, J.: Distribution of atmospheric ozone and how it is measured. In: Air Quality Meteorology and Atmospheric Ozone. Philadelphia: American Society for Testing and Material (1978) S. 339.

PANNETH, F. A., GLÜCKKAUF, E.: Measurement of atmospheric ozone by a quick electrochemical method. Nature 147 (1941) S. 641.

REGENER, E., REGENER, V. H.: Aufnahmen des ultravioletten Sonnenspektrums in der Stratosphäre und vertikale Ozonverteilung. Phys. Z. (1934) S. 788.

RÖNNEBECK, K., SONNTAG, D.: Eine weiterentwickelte Ozonradiosonde. Z. f. Meteorol. 26 (1976) Nr. 1, S. 15–19.

6

A. J. KRUEGER

Raketensonden

1 Zusammenfassung

Raketen sind die einzigen Sensorenträger für direkte Messungen in der Stratosphäre und Mesosphäre oberhalb der von Ballonen erreichten Höhen (etwa 35 km bis 40 km). Für Routine-messungen des Ozons wurden Geräte aufgrund der UV-Absorption, der Chemilumineszenz oder „airglow“-Techniken entwickelt.

2 Ozonmeßmethoden bei Raketensensoren

2.1 Einführung

Raketen werden seit den späten 40er Jahren als Träger direkter Ozonsondierungen in der oberen Stratosphäre und der mittleren Mesosphäre benutzt. In den folgenden Jahren gab es aber nur ganz wenige Messungen, bis 1960 relativ preiswerte meteorologische Forschungsraketen zur Verfügung standen. Bis Ende 1984 wurden etwa 400 Raketen-Ozonsondierungen ausgeführt. 80% davon hatten meteorologische Forschungsraketen als Träger der Ozonsensoren. Diese Messungen sind sehr wertvoll bei der Untersuchung von Ozon-Vertikalprofiländerungen als Funktion der geographischen Breite und der Jahreszeit, zur Abstützung der Existenz kleinskaliger Strukturen des Ozonprofils und der Beobachtung täglicher und anderer kurzzeitiger Änderungen des Ozons. Da die atmosphärischen Veränderungen charakterisiert sein müssen, bevor ein Teil davon näher betrachtet werden kann, ergibt sich die Notwendigkeit des Einsatzes preisgünstiger Raketenträger. Dadurch werden sowohl Größe und Gewicht des Instruments als auch die Kosten eines Versuchs begrenzt. Die drei Grundprinzipien können wie folgt klassifiziert werden:

- a) UV-Absorption
Seitwärtsschauende Photometer
Strahlenfluß-Photometer
- b) Chemilumineszenz
- c) „airglow“ (Luftleuchten der hohen Atmosphäre durch angeregten metastabilen molekularen Sauerstoff ($^1\Delta_g$))

Die UV-Absorptionstechnik wird am meisten benutzt. Dabei wird die Abschwächung des Sonnenlichts (oder des Mondlichts) in den ultravioletten Absorptionsbanden des Ozons als

Funktion der Höhe gemessen. Zwei verschiedene Möglichkeiten wurden dazu entwickelt.

Die erste benutzt seitwärts schauende Photometer, für die durch die Spin-Bewegung der Rakete das Sichtfeld des Photometers in Azimutrichtung über die Solarscheibe geht. Dieser Typ des Ozonsensors wurde auf großen Raketen in Australien (CARVER et al., 1972; LEAN 1983), in England (MILLER und RYDER 1973), in Indien (SUBBARAYA und LAL 1978), in Japan (TOHMATSU et al. 1974), in Schweden (GRAHN und WITT 1974) und in den Vereinigten Staaten (WEEKS et al. 1972) entwickelt und geflogen. In einigen Fällen (TISONE 1972; OWAGA und WATANABE 1980) wurde ein eigenes Steuerungssystem eingebaut, um das Photometer in Sonnenrichtung zu halten.

Die zweite Anwendung der UV-Absorptionstechnik benutzt die Messung des vertikalen Strahlungsflusses des Sonnenlichts auf eine horizontale Diffuserplatte während des Abstiegs des Meßgeräts an einem Fallschirm nach dessen Ausstoß in Gipfelhöhe der Rakete. Derartige Sensoren wurden für meteorologische Raketensonden in Australien (SISSONS 1974) und in den USA (KRUEGER 1973) entwickelt und eingesetzt. Beide Absorptionstechniken bestimmen die Ozondichte als Funktion der geometrischen Höhe.

Die Chemilumineszenz-Sensoren messen Ozon mit Hilfe eines Farbstoffes, der durch Kontakt mit Ozon zum Leuchten angeregt wird. Diese Sensoren meteorologischer Raketen sind so ausgelegt, daß sie erst am Fallschirm messen, ähnlich wie bei UV-Geräten. Bei der Chemilumineszenz-Methode wird das Ozonmischungsverhältnis ebenfalls als Funktion der geometrischen Höhe bestimmt. HILSEN RATH et al. (1969) und RAN-DAWA (1967) haben in den Vereinigten Staaten Sondierungen mit dieser Technik ausgeführt.

Der $O_2(^1\Delta_g)$ airglow-Sensorentyp arbeitet indirekt, er mißt im $1,27\mu\text{m}$ -Bereich den Emissionsabfall des angeregten metastabilen Sauerstoffs $O_2(^1\Delta_g)$, um daraus die Ozondichte abzuleiten. Dieser Zustand wird während der Photolyse von Ozon durch Sonnenlicht im Wellenlängenbereich $< 310\text{ nm}$ erreicht. Die Messungen werden von der aufsteigenden Rakete mit einem nach oben gerichteten Photometer gemacht. Zur Ablei-

tung der Ozondichte ist es erforderlich, den Anteil der Ozonphotolyse zu berechnen, wobei der Verlust von Photonen durch Kollision mit dem angeregten Sauerstoff berücksichtigt werden muß. Die meisten derartigen Sondierungen wurden von W. J. F. EVANS und E. J. LLEWELLYN in Kanada gemacht.

2.2 UV-Absorption

Dieser Technik liegt die Anwendung des Beer-Lambert-Absorptionsgesetzes, angewendet auf die Hartley- und Huggins-Absorptionsbande des Ozons, zugrunde.

$$I = I_0 \cdot e^{-\alpha u}$$

Dabei ist I die Lichtintensität nach Durchstrahlung einer Strecke, die den Absorber mit gegebenem Absorptionskoeffizienten α enthält. Die Lichtquelle hat die Intensität I_0 . Diese Methode könnte grundsätzlich mit einer eingebauten Lichtquelle ausgeführt werden. Dies scheitert aber daran, daß etwa oberhalb 40 km Höhe kilometerlange Meßstrecken benötigt werden, um die niedrigen Ozondichten in diesen Höhen erfassen zu können. Deshalb wird eine extraterrestrische Lichtquelle (Sonne oder Mond) benutzt, womit der Meßwert vom Integral des Ozons oberhalb des Instruments abhängt. Diese Technik entspricht jener, die im Dobson-Spektrophotometer zur Messung des Gesamt Ozons vom Boden aus Verwendung findet. Für die Bestimmung der sogenannten extraterrestrischen Konstante des Dobson-Instruments sind komplizierte Verfahren erforderlich. Diese entfallen bei den Raketen sonden, weil diese Instrumente die extraterrestrische Solarstrahlung I_0 im Gipfelpunkt selbst messen.

Der Absorptionskoeffizient für Ozon ist stark von der Wellenlänge im nahen Ultraviolett abhängig, er variiert um den Faktor 100 zwischen 310 nm und 255 nm. Durch eine geeignete Auswahl der Wellenlängen ist es möglich, den Höhenbereich für die Messung bei einem vorgegebenen solaren Zenitwinkel zu wählen. Für Ozonmessungen in der Mesosphäre benutzt man den Wellenlängenbereich um 255 nm, während tiefere stratosphärische Daten aus dem Wellenlängenbereich um 305 nm erhalten werden. Der Höhenbereich für jeden Kanal ist durch das Verhältnis des Signaleinfalls zum Rauschen des Photometers festgelegt, typisch ist ein Bereich von 15 km. Die vertikale Auflösung der Ozonverteilung ist ebenfalls eine Funktion des Signal-/Rausch-Verhältnisses, obgleich dieser Faktor häufig durch Datenglättung und Kurvenanpassungsvorgänge bei verauschten Meßwerten undeutlich wird. Die ersten erfolgreichen Raketenmessungen des Ozons benutzten einen Spektrographen zur Messung der Änderung der Extinktion des Sonnenlichts im nahen Ultraviolett, das während des Raketenanstiegs durch Ozon absorbiert wurde (JOHNSON et al. 1952). Nachdem sich gezeigt hatte, daß Ozon der dominierende Absorber bei diesen Experimenten war, fanden leider nur wenige Messungen mit Spektrometern statt. Diese Technik, vereinfacht durch die Benützung von Filterphotometern, wurde bevorzugt für gelegentliche Ozonsondierungen wegen ihrer direkten Verwendbarkeit bei ballistisch spinstabilisierten Flugkörpern und flugkontrollierten Plattformen benutzt. Die wichtigsten Bestandteile sind ein Photodetektor, ein Filter und eine Linse oder eine Blende zur Festlegung des Sichtfeldes. In der einfachsten Form besteht das seitwärts schauende Photometer aus einem Photomultiplier mit einem Filter vor der Photokathode. Dieser Photomultiplier liegt hinter einer Öffnung in

der Raketenhaut, zum Meßfühler gehört eine Hochspannungsstromversorgung und die Signalverarbeitungselektronik. Beim ballistischen Flug wird die optische Achse in einem Winkel zur Flugkörperachse festgelegt, und zwar so, daß die Raketenrotation das Sichtfeld des Fühlers über die Sonne gleiten läßt. Photometer mit unterschiedlichen Filtern werden gleichzeitig geflogen, um den Höhenbereich der Messung zu verbessern.

Das seitwärts schauende Photometer ist besonders für Messungen mit hohen solaren Zenitwinkeln eingerichtet, einschließlich Sonnenauf- und -untergang, wenn Messungen bis in sehr große Höhen möglich sind. Wegen der geometrischen Größe der Photometer ist diese Meßmethode auf große Raketen begrenzt. Ein Meßbeispiel enthält Abbildung 1 nach WEEKS et al. (1972).

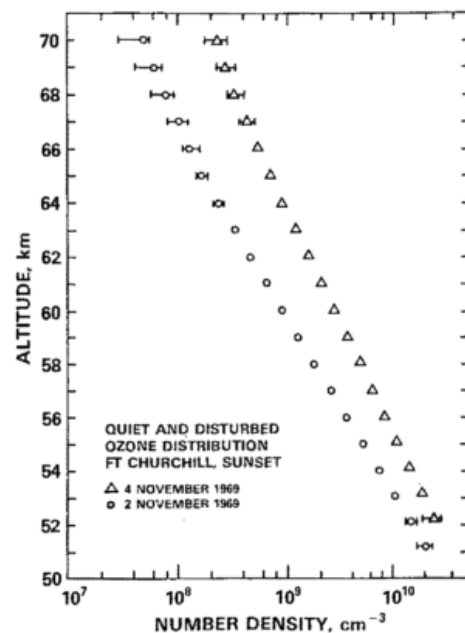


Abb. 1: Beispiel einer Ozonverteilung, gemessen mit dem seitwärts ausgerichteten Photometer von WEEKS et al. (1972).

Die optische ROCOZ-Ozonsonde ist das einzige Instrument, das umfassend zur Untersuchung der Breiten- und Zeitvariationen eingesetzt wurde (KRUEGER 1973). Es ist ein miniaturisiertes Filterrad-Photometer, das für die Superloki-Rakete zur Messung des relativen Strahlungsflusses des Sonnenlichts entwickelt wurde. Es arbeitet während des Abstiegs am Fallschirm. Dieses Instrument ist eine Ozonsonde der zweiten Generation, die Mitte der 70er Jahre entwickelt wurde, und zwar am Goddard Space Flight Center (KRUEGER 1984), um die Arcas-Raketen-ROCOZ-Instrumente zu ersetzen, die 1962 bis 1965 entwickelt und erprobt wurden (KRUEGER und MAC-PRYDE 1968).

Das Arcas-Instrument wurde unabhängig vom Flugwinkel durch Benützung eines sphärischen Transmissionsdiffusers am optischen Eingang, ähnlich jenem bei den Paetzold-Ballonozonsonden (KULCKE und PAETZOLD 1957). Im Superloki-Instrument wurde der gewölbte Diffuser durch eine Transmissionsdiffuserplatte ersetzt. Das unterschiedliche Verhalten des Sensors aufgrund des Einfallwinkels des Sonnenlichts auf die Diffuserplatte wird elektronisch korrigiert.

Der optische Aufbau des Superloki-Instruments ist in Abbildung 2 wiedergegeben. Das Sonnenlicht geht zuerst durch die Diffuserplatte auf der linken Seite der Darstellung. Das diffuse Licht wird dahinter durch eine Quarzplatte in zwei Komponenten aufgespalten. Der Hauptteil des Lichts erreicht das Ozonphotometer, das aus einem Filterrad mit vier UV-Interferenzfiltern, einem Breitband-UV-Filter, einer Linse und einer UV-empfindlichen Siliconphotodiode besteht. Das von der Quarzplatte reflektierte Licht ist auf ein zweites Photometer gerichtet. Es entspricht der Charakteristik des UV-Photometers mit Ausnahme der besonderen spektralen Aufgliederung. Die

Photometer messen genau zu der Zeit, zu der jeder Filter sich in der optischen UV-Achse befindet, so daß das Verhältnis der Strahlungen unabhängig vom Bahnwinkel des Instruments und vom solaren Zenitwinkel ist.

Die Interferenz-Filterwellenlängen sind so ausgewählt, daß der Höhenbereich von 20 km bis 60 km überdeckt werden kann. Bis 1982 wurden Filter mit zentralen Wellenlängen von 320 nm, 304 nm, 287 nm (Halbwertsbreiten von 3 nm) und 257 nm (Halbwertsbreite 10 nm) verwendet. Das 257 nm-Filter ist besonders wertvoll, da es im Zentrum der Hartley-Bande liegt, so daß ein Fehler in der Filterwellenlänge praktisch kei-

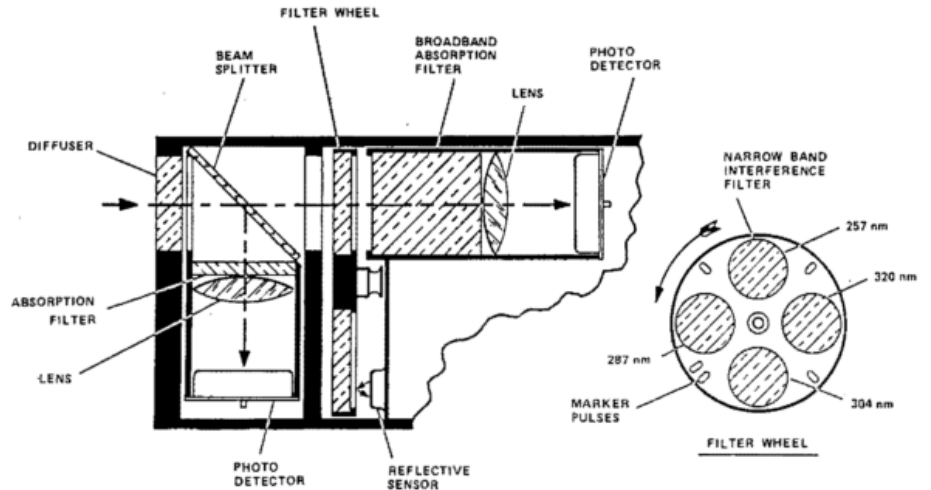


Abb. 2: Der optische Aufbau eines Vertikalflux-Photometers für die Superloki-Pfeilrakete nach KRUEGER (1984).

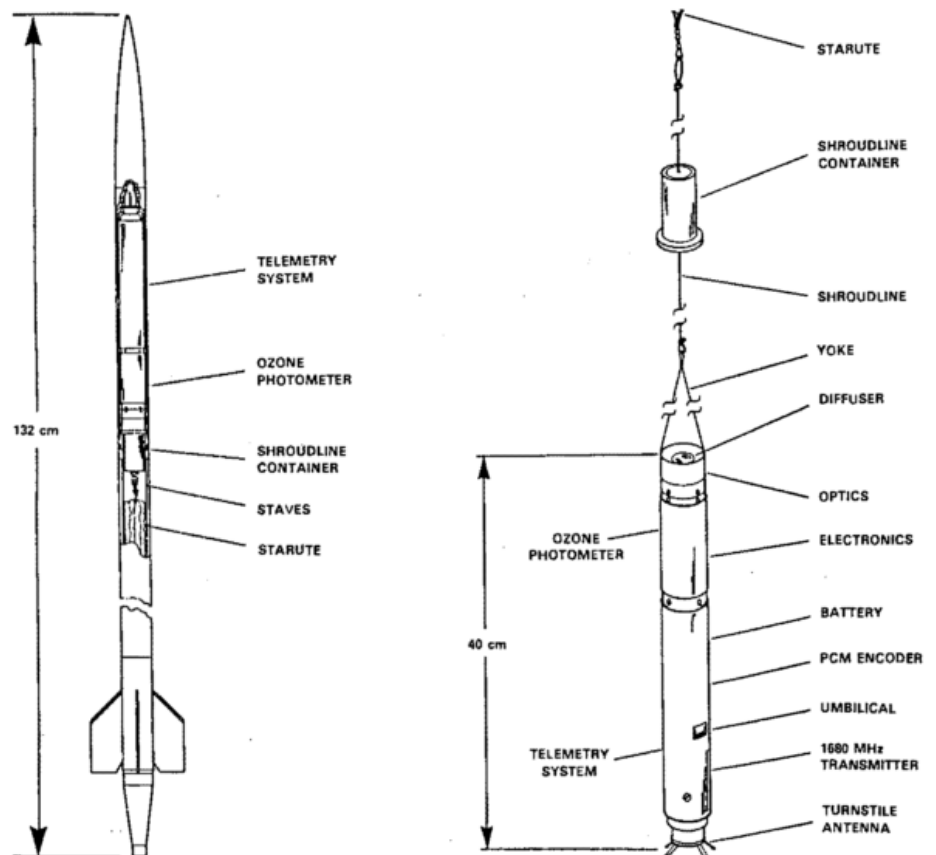


Abb. 3: Die optische Ozonsonde der Superloki-Rakete während des Aufstiegs (links) und während des Meßflugs nach dem Ausstoßen aus der Rakete (rechts).

nen Fehler im Ozonabsorptionskoeffizienten erzeugt. Das Breitbandfilter hat einen Durchlässigkeitsbereich von 240 nm–340 nm, es blockiert den sichtbaren Teil des Sonnenlichts mit einem Durchlässigkeitskoeffizienten $< 10^{-7}$.

hen Aufwand zur Kalibrierung des Gerätes und zur Sicherung der Stabilität. Ein Beispiel nacheinander durchgeführter Messungen mit derartigen Instrumenten zeigt Abbildung 5 (HILSEN RATH und KIRSHNER 1980). Die beiden Meßflüge wur-

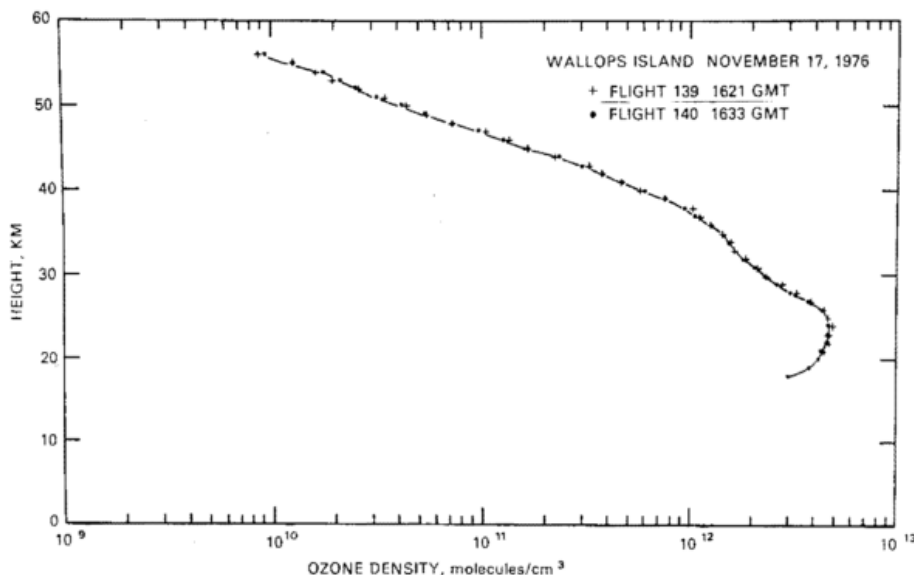


Abb. 4: Ergebnis zweier nahezu gleichzeitig gestarteter Superloki-Ozonsonden auf Wallops Island nach KRUEGER (1984).

Das Instrument arbeitet als Fallsonde, die von einer speziellen Bremsvorrichtung getragen wird, nachdem sie in etwa 70 km Höhe vom Superloki-Flugkörper getrennt wurde (siehe Abb. 3 rechts). Der Superloki-Antrieb ist mit jenem für meteorologische Sondierungen in den Vereinigten Staaten identisch. Die komplette Nutzlast (Abb. 3 links) besteht aus der Telemetrie und einem Energiemodul am oberen Ende des Raketenpfeils, dem Ozonsensor, einer Spule für eine 10 m lange Schnur, die erforderlich ist, um die Abschattung der Optik während des Fluges zu verhindern, und dem Geschwindigkeitsbegrenzer. Das Instrument selbst wiegt 1 kg, die Nutzlast des Loki-Pfeils beträgt 7,7 kg. Ein Beispiel für Wiederholungsmessungen bei ROCOZ-Instrumenten gibt Abbildung 4. Die zwei Sondierungen wurden in 15 Minuten Abstand auf Wallops Island gemessen (KRUEGER 1984). Die Ozondichte variiert im Mittel um weniger als 1%, die Standardabweichung der kleinen Unterschiede beträgt 3,5%.

2.3 Chemilumineszenz-Sonden

Die Chemilumineszenztechnik zur Messung des Ozons wurde zuerst von BERONOSE und RENE (1959) beschrieben. Sie fanden, daß organische Farbstoffe auf einer Papierscheibe durch Ozon zu Lumineszenz angeregt werden. Dieser Prozeß schien quantitativ abzulaufen, und REGENER (1964) benutzte diese Methode für Ballon-Ozonsondierungen, da die hohe Empfindlichkeit dieses Fühlers Messungen der geringen Ozonkonzentration in der Troposphäre ermöglichten. Später entwickelten HILSEN RATH et al. (1969) und RANDHAWA (1967) Raketenonden nach diesem Prinzip. Keines dieser Geräte ist mehr im Einsatz. Das Balloninstrument zeigte Instabilitäten und Nichtlinearitäten. Das Randhawa-Instrument erwies sich ebenfalls als instabil. Besonders in größeren Höhen waren die Ozondichten zu gering. Das Hilsenrath-Instrument wurde noch in jüngster Zeit benützt, es erfordert aber einen sehr ho-

den im Abstand von 13 Minuten auf Wallops Island gestartet. Das Meßsystem zeigt gute Übereinstimmung in der oberen Stratosphäre und der Mesosphäre bis etwa 65 km Höhe. Im Vergleich zu anderen Instrumenten, z. B. mit der optischen Sonde, der Superloki-Rakete, wird eine gute Übereinstimmung (10%) zwischen 30 km und 35 km Höhe gefunden, das

REPEATABILITY TEST WALLOPS ISLAND 24 JULY 1977

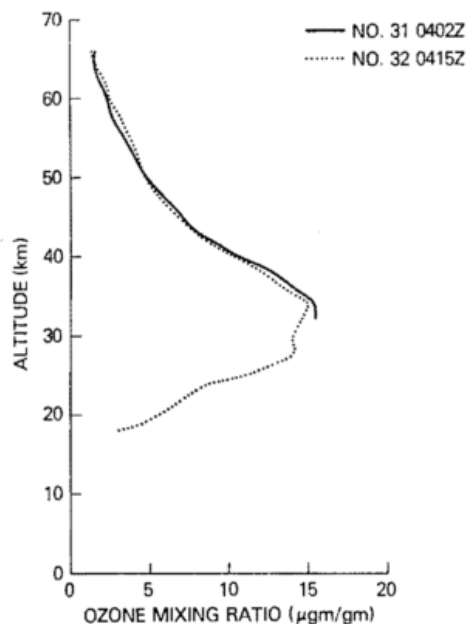


Abb. 5: Ergebnis nahezu gleichzeitiger Flüge von Chemilumineszenz-Ozonsonden auf Wallops Island nach HILSEN RATH und KIRSHNER (1980).

Chemilumineszenz-Instrument zeigt aber signifikant größere Werte unterhalb 30 km Höhe.

2.4 Strahlungs-Photometer für angeregten Sauerstoff

Bei der Photodissoziation des Ozons in der Hartley-Bande werden Sauerstoffmoleküle in einem metastabilen angeregten Zustand, $O_2(^1\Delta_g)$, erzeugt. Soweit sie nicht durch molekulare Kollision deaktiviert werden, fallen sie durch Emission von Strahlung im Bereich von $1,27 \mu m$ in den Grundzustand zurück. Die Genauigkeit dieser Technik hängt von der Genauigkeit der Ozonphotolyserate, die iterativ aus dem solaren Strahlungsfluß und den Ozonverteilungsraten berechnet werden muß, sowie von der Anfangsannahme über die Ozonverteilung ab. Sie ist auch von der Genauigkeit des Kollisions-Deaktivierungskoeffizienten und von der Luftdichte abhängig, die getrennt davon bestimmt werden muß. Diese Faktoren erzeugen eine größere Unsicherheit im Ozonmeßergebnis als die anderen Techniken. EVANS et al. (1968) benützten als erste diesen Effekt zur Erfassung der Ozonverteilung.

Geräteverbesserungen wurden von EVANS und LLEWELLYN (1971) und von SOLHEIM (1979) ausgeführt. Ein Beispiel der mit dieser Methode erhaltenen Ozonverteilung ist in Abbildung 6 wiedergegeben.

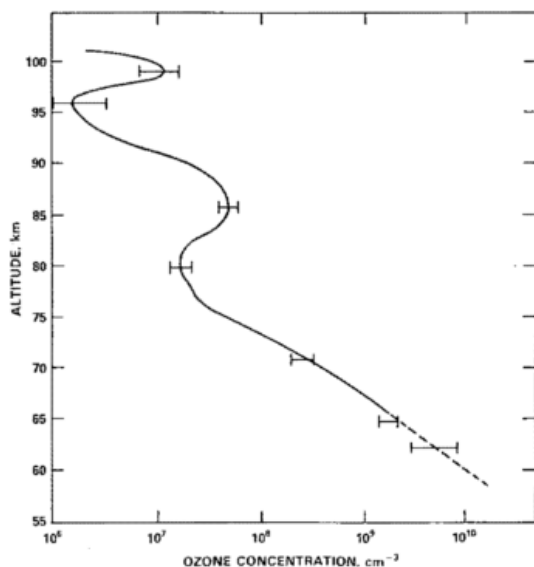


Abb. 6: Ozonverteilung aufgrund der Strahlungsmessung des angeregten Sauerstoffs nach LLEWELLYN und WITT (1977).

Literatur

- BERONOSE, H. J.; RENE, M. G.: Oxyluminescence of a few fluorescent compounds of ozone. *Ozone Chemistry and Technology*, Advan. Chem. Series 21 (1959) S. 7—12.
- CARVER, J. H.; HORTON, B. H.; O'BRIEN, R. S.: Ozone determinations by lunar rocket photometry. *Planet. Space Sci.* 20 (1972) S. 217—223.
- EVANS, W. F. J.; HUNTEN, D. M.; LLEWELLYN, E. J.; VALLANCE JONES, A.: Altitude profile of the infrared atmospheric system of oxygen in the dayglow. *J. Geophys. Res.* 73 (1968) S. 2885—2896.
- EVANS, W. F. J.; LLEWELLYN, E. J.: ISAS Report, University of Saskatchewan 1971.
- EVANS, W. F. J.; LLEWELLYN, E. J.; VALLANCE JONES, A.: Altitude distribution of the $O_2(^1\Delta_g)$ nightglow emission. *J. Geophys. Res.* 77 (1972) S. 4899—4901.
- GRAHN, S.; WITT, G.: High-latitude ozone soundings with a rocket borne multi-wavelength solar irradiance photometer. Rep. AP-16, Inst. of Meteorol., Univ. of Stockholm 1974.
- HILSEN RATH, E.: Ozone measurements in the mesosphere and stratosphere during two significant geophysical events. *J. Atmos. Sci.* 28 (1971) S. 295—297.
- HILSEN RATH, E.; SEIDEN, L.; GOODMAN, P.: An ozone measurement in the mesosphere and stratosphere by means of a rocket sonde. *J. Geophys. Res.* 74 (1969) S. 6873—6880.
- HILSEN RATH, E.; KIRSHNER, P. T.: Recent assessment of the performance and accuracy of a chemiluminescent rocket sonde for upper atmospheric ozone measurements. *Rev. Sci. Instrum.* 51 (1980) S. 1381—1389.
- JOHNSON, F. S.; PURCELL, J. D.; TOUSEY, R.; WATANABE, K.: Direct measurements of the vertical distribution of atmospheric ozone to 79 kilometers altitude. *J. Geophys. Res.* 57 (1952) S. 157—176.
- KRUEGER, A. J.: The mean ozone distribution from several series of rocket soundings to 52 km at latitudes from 25 S to 64 N. *Pure Appl. Geophys.* 81 (1973) S. 1272—1280.
- KRUEGER, A. J.: Inference of photochemical trace gas variations from direct measurements of ozone in the middle atmosphere. PhD Dissertation, Colorado State University 1984.
- KRUEGER, A. J.; McBRIDE, W. R.: Rocket ozonesonde (ROCOZ) — Design and development. NWC TP4512, Naval Weapons Center, China Lake, Calif. 1968.
- KULCKE, W.; PAETZOLD, H. K.: Über eine Radiosonde zur Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung. *Ann. Meteorol.* 8 (1957) S. 47—53.
- LEAN, J. L.: UV rocket spectroscopy measurement of the nighttime ozone distribution. *J. Geophys. Res.* 88 (1974) S. 1468—1474.
- LLEWELLYN, E. J.; WITT, G.: The measurement of ozone concentrations at high latitude during the twilight. *Planet. Space Sci.* 25 (1977) S. 165—172.
- MILLER, D. E.; RYDER, P.: Measurement of the ozone concentration from 55 to 95 km at sunset. *Planet. Space Sci.* 21 (1973) S. 963—970.
- RANDHAWA, J. S.: Ozonesonde for rocket flight. *Nature* 213 (1967) S. 53—54.
- REGENER, V. H.: Measurement of atmospheric ozone with the chemiluminescent method. *J. Geophys. Res.* 69 (1964) S. 3795—3800.
- SCHLYTER, P.; WITT, G.: A rocket-borne photometric measurement of O_3 and NO_2 in the equatorial stratosphere. *J. Geophys. Res.* 87 (1982) S. 7228—7234.

SISSONS, N. V.: Ozone measuring techniques and their assessment for W.R.E. dropsonde use, Australian Defence Scientific Service. Weapons Research Establishment Tech. Note SAD 196, December 1968.

SOLHEIM, G. H.: M. Sc. Thesis, Univ. of Saskatchewan 1979.

SUBBARAYA, B. H.; SHYAM, LAL: Space Research, 19, COSPAR, Innsbruck, Austria, 1978.

TISONE, G. C.: Measurements of the absorption of solar radiation by O₂ and O₃ in the 2150-A region. J. Geophys. Res. 77 (1972) S. 2971—2974.

TOHMATSU, T.; OGAWA, T.; WATANABE, T.: Photo-absorption of the upper atmosphere in the middle ultraviolet region. COSPAR, Konstanz 1973.

WEEKS, L. H.; CUIKAY, R. S.; CORBIN, J. R.: Ozone measurements in the mesosphere during the solar proton event of 2 Nov. 69. J. Atmos. Sci. 29 (1972) S. 1138—1142.

WOOD, H. C.; EVANS, W. F. J.; LLEWELLYN, E. J.; VALLANCE JONES, A.: Summer daytime height profiles of O₂ (‘Δ’) concentration at Fort Churchill, Can. J. Phys. 48 (1970) S. 862—867.

7 H. U. DÜTSCH

Die Umkehrmethode zur Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung

1 Einleitung

Um 1930 bestanden auf Grund des von DOBSON instrumentierten und aufgebauten kleinen Meßnetzes bereits recht gute Kenntnisse über die Abhängigkeit des Gesamtozongehaltes von Jahreszeit und geographischer Breite. Auch die wettermäßigen Schwankungen von Tag zu Tag waren schon bekannt. Man wußte auch, daß Ozon im wesentlichen ein stratosphärisches Gas ist, aber seine vertikale Verteilung in der Stratosphäre war mit indirekten Methoden, wie sie damals allein zur Verfügung standen, wesentlich schwieriger zu erschließen. Die Bestimmung des Schwerpunktes der Schicht aus Messungen des Gesamtozons bei sehr tiefem Sonnenstand (Ausnützung der Atmosphärenkrümmung) scheiterte an der nicht erreichbaren erforderlichen Meßgenauigkeit. Doch zeigte sich, daß Messungen am Zenithimmelslicht im gleichen Wellenlängenbereich die gewünschte Information liefern konnten. Es ist bemerkenswert, daß dieses erste brauchbare Verfahren zur Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung die einzige der verschiedenen vor etwa 1960 vorgeschlagenen indirekten Methoden ist, die bis heute Verwendung findet und brauchbare lange Zeitreihen (25—30 Jahre) des Ozongehaltes in der oberen Stratosphäre (wichtig im Zusammenhang mit der Beurteilung anthropogener Einwirkungen) geliefert hat.

2 Die Entdeckung und Interpretation des Umkehrreffektes

Auf seiner Spitzbergenexpedition im Sommer 1929 entdeckte GÖTZ, daß das Intensitätsverhältnis I/I' des ultravioletten Wellenlängenpaars, das für Gesamtozommessungen am direkten Sonnenlicht verwendet wird und dabei mit zunehmender Zenittdistanz stetig abnimmt, im Zenithimmelslicht bei einem bestimmten tiefen Sonnenstand ein Minimum aufweist und dann wieder zunimmt (Abb. 1). Er realisierte, daß dieser überraschende sogenannte Umkehrreffekt eine Folge der schichtweisen Einlagerung des absorbierenden Ozons in relativ großer Höhe (Stratosphäre) ist und zur Bestimmung der Höhenlage dieser Schicht Verwendung finden kann.

Vereinfacht läßt sich das Phänomen unter Annahme der Konzentration des Ozongehalts in einer einzigen dünnen Schicht nach Abbildung 2 wie folgt erklären:

Das gemessene Intensitätsverhältnis der beiden Wellenlängen λ und λ' , wobei λ stärker absorbiert wird als λ' , ist, falls die angenommene Ozonschicht in 20 km liegt,

$$(1) \quad V = \frac{I}{I'} = a \frac{\overset{A}{C_1 e^{-\alpha \mu}} + \overset{B}{(C_2 + C_3) e^{-\alpha x}}}{\underset{D}{C_1 e^{-\alpha' \mu}} + \underset{C}{(C_2 + C_3) e^{-\alpha' x}}}$$

wenn sie bei 30 km liegt hingegen,

$$(2) \quad V = \frac{I}{I'} = a \frac{\overset{A}{(C_1 + C_2) e^{-\alpha \mu}} + \overset{B}{C_3 e^{-\alpha x}}}{\underset{C}{(C_1 + C_2) e^{-\alpha' \mu}} + \underset{D}{C_3 e^{-\alpha' x}}}$$

Dabei sind C_1 , C_2 und C_3 die Streupotentiale der drei Luftschichten, die zur Zahl der in einer vertikalen Säule vorhandenen Luftmoleküle proportional sind. Wird das gesamte Streupotential der Atmosphäre in vertikaler Richtung auf 1 normiert, so ergibt sich für $C_1 = 0.95$, $C_2 = 0.04$ und $C_3 = 0.01$. (a ist das Verhältnis der Streupotentiale der beiden Wellenlängen, $a \approx (\frac{\lambda}{\lambda'})^{-4}$. Für nicht allzu tiefen Sonnenstand ist $A \gg B$ und $D \gg E$.)

Da μ mit abnehmender Sonnenhöhe zunehmend rasch steigt, wird schließlich A gleich und rasch kleiner als B , während, wegen $\alpha' \ll \alpha$, D immer noch $> E$ ist. Von diesem Moment an wird I praktisch unabhängig von μ , d. h. von der Sonnenhöhe, während I' weiterhin fällt. Das vorher ähnlich wie im direkten Sonnenlicht stetig abnehmende Verhältnis V nimmt nun wieder zu (Umkehrpunkt).

Durch Vergleich der Gleichungen 1 und 2 ist leicht ersichtlich, daß bei größerer Schichthöhe der Umkehrpunkt erst bei höherem μ (größere Zenitdistanz der Sonne) liegt. Die gleiche Wirkung hat ein niedrigerer Gesamtzongehalt x , der aber aus direkten Sonnenmessungen bekannt ist, so daß sich aus der Bestimmung des Umkehrpunktes im Prinzip die Höhenlage der Ozonschicht herleiten läßt. Für das bei den Messungen normalerweise benutzte Wellenlängenpaar C des Dobsoninstrumentes ($\lambda = 311,45$, $\lambda' = 332,4$ nm) variiert der Umkehrpunkt zwischen etwa 85° und 88° Zenitdistanz.

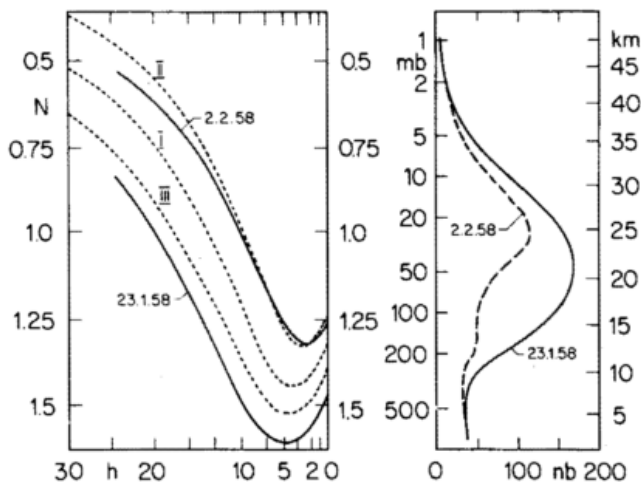


Abb. 1: Links die drei Standardumkehrkurven (gestrichelt); I: Gesamtzozon 363 D, II: 272 D, III: 448 D im Vergleich mit zwei beobachteten Kurven. Rechts die zugehörigen Lösungen (subjektiv geglättet). h : Höhe der Sonne über dem Horizont in Grad.

Die hier gegebene Ableitung ist wesentlich vereinfacht. Der Lichtstrahl wird auf seinem Weg durch die Atmosphäre nicht nur durch die Ozonabsorption sondern auch durch die Rayleigh-Streuung geschwächt. Dies kompliziert die quantitative Rechnung erheblich, ändert aber nichts an dem durch die Gleichungen 1 und 2 beschriebenen prinzipiellen Effekt. Außerdem ist das Ozon in der Stratosphäre nicht in einer dünnen Schicht eingelagert, sondern kontinuierlich verteilt. Um über diese Verteilung Aufschluß zu erhalten, genügt es nicht, den Umkehrpunkt allein zu bestimmen, sondern es muß die ganze Umkehrkurve zwischen etwa 60° und 90° Zenitdistanz aufgenommen werden.

3 Auswertung von Umkehrmessungen

Die Bestimmung der Ozonkonzentration als Funktion der Höhe aus den Umkehrdaten führt auf einen Satz von komplizierten Integralgleichungen, der nicht geschlossen gelöst werden kann. Es muß mit numerischer Integration auf Grund einer Einteilung der Atmosphäre in Schichten mit jeweils konstantem Ozongehalt gearbeitet werden, der nun bestimmt werden muß. In einer Gemeinschaftsarbeit hatten GÖTZ, MEETHAM und DOBSON (1934) zwei verschiedene Lösungsmethoden entwickelt, mit denen die während eines Jahres in Arosa gemach-

ten Beobachtungen ausgewertet wurden. Abgesehen vom großen Arbeitsaufwand enthielten aber beide Verfahren — zum Teil versteckt — ein subjektives Element. Eine gewisse Rationalisierung erfolgte in den 50er Jahren durch Ramanathan, Kulkarni und Dave, die in Indien aufgenommenen Umkehrkurven unter Verwendung systematisch vorausberechneter Tabellen auswerteten.

Eine weitgehend objektive Auswertung, die mit vertretbarem Aufwand einen größeren Datensatz verarbeiten kann (es stehen heute aus den vergangenen 30 Jahren im weltweiten Netz etwa 10.000 Umkehrkurven zur Verfügung), ist durch Computereinsatz möglich geworden (DÜTSCH 1959).

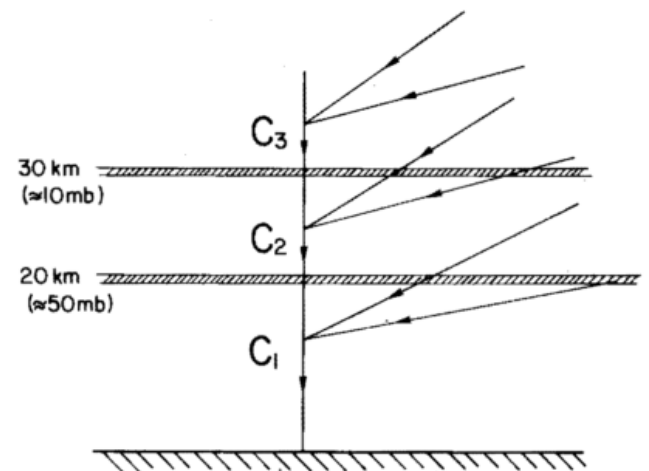


Abb. 2: Schematische Darstellung des Umkehrreffektes für verschiedene Schichthöhen.

Sie geht von drei Standardozonverteilungen (für mittleren, niedrigen und hohen Gesamtzozonwert) aus (Abb. 1), für welche die zugehörigen Umkehrkurven (12 Punktwerte bei $z = 60^\circ, 65^\circ, 70^\circ, 74^\circ, 77^\circ, 80^\circ, 83^\circ, 85^\circ, 86.5^\circ, 88^\circ, 89^\circ, 90^\circ$) berechnet werden. Aus den Differenzen zwischen den gemessenen und berechneten Punktwerten (ΔN_i) einer der drei (entsprechend dem beobachteten Gesamtzozongehalt) ausgewählten Standardkurven wird die vertikale Ozonverteilung in 9 Schichten bestimmt (Abb. 3). Es ist mit einer Taylor-Entwicklung:

$$(3) \quad \Delta N_i = \sum_{r=1}^9 A_{i,r} \Delta f_r + \frac{1}{2} \sum_{r=1}^9 \sum_{s=1}^9 B_{i,r,s} \Delta f_r \Delta f_s + \dots$$

$$\text{mit } A_{i,r} = \frac{\partial N_i}{\partial f_r} \text{ und } B_{i,r,s} = \frac{\partial^2 N_i}{\partial f_r \partial f_s}$$

$$\text{sowie } f_r = \frac{x_r}{x_{0,r}} \text{ und } \Delta f_r = \frac{x_r - x_{0,r}}{x_{0,r}} = f_r - 1,$$

wobei $x_{0,r}$ der Standardozongehalt in Schicht r , x_r der entsprechende Lösungswert und N_i das logarithmische Intensitätsverhältnis der beiden Wellenlängen bei der Zenitdistanz i sind.

Die Glieder zweiter Ordnung werden für eine erste Näherungslösung dann aus den gewonnenen Werten Δf_r berechnet und

von ΔN_i abgezogen, worauf das Lösungsverfahren iterativ festgesetzt wird.

Es ist aber nicht möglich, die neun Unbekannten x_i durch direkte Lösung eines einzigen Systems von 9 linearen Gleichungen (Benutzung von 9 Meßpunkten auf der Umkehrkurve) zu bestimmen. Dies würde zu physikalisch unsinnigen Lösungen führen (Oszillation zwischen hochpositiven und negativen Ozonkonzentrationen in benachbarten Schichten), wobei auch die Iteration nicht konvergiert. Dies vor allem weil die Umkehrkurve nicht neun, sondern zusammen mit dem Gesamt Ozon nur etwa fünf unabhängige Informationsstücke enthält, was für eine exakte Verteilung des Ozons auf 9 Schichten nicht ausreicht. Man muß daher eine gewisse, objektiv definierte Verschmierung der vertikalen Verteilung zulassen.

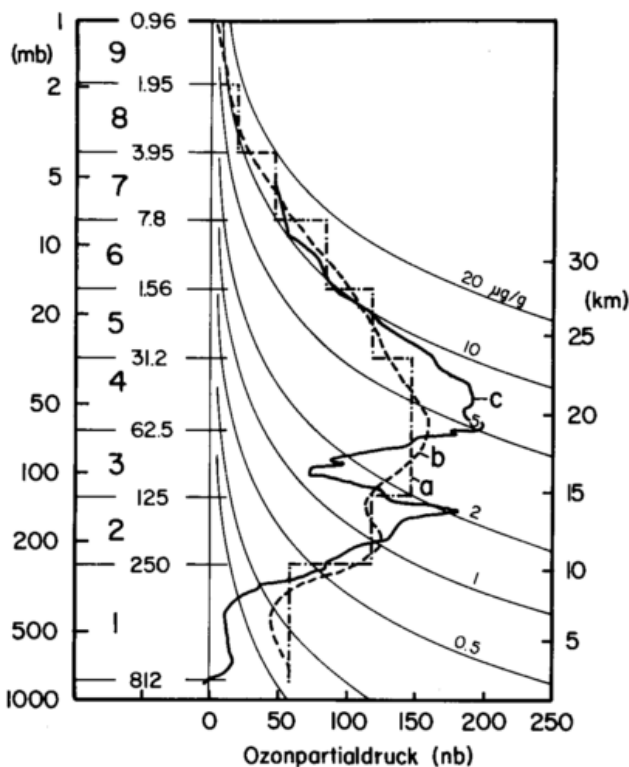


Abb. 3: Vergleich zwischen einer aus dem Umkehrereffekt berechneten Verteilung (a: errechnete Blockverteilung, b: subjektiv geglättete Verteilung) mit einer gleichzeitigen Sondierung. Links die benutzte Schichteinteilung.

In der seit 20 Jahren international verwendeten Standardlösungsmethode nach MATEER und DÜTSCH (1964), die sich auf ein von Twomey entwickeltes Verfahren abstützt, wird daher die Summe der Residuenquadrate zwischen Lösungs- und Beobachtungswerten von N_i zu einem Minimum gemacht, wobei durch eingebaute Glättungsvorschriften physikalisch unsinnige Lösungen verhindert werden. Das Lösungsverfahren verlangt, daß die vertikal integrierte Ozonverteilung dem gemessenen Gesamt Ozonwert möglichst gut (auf etwa 1% genau) entspricht.

4 Genauigkeit der Methode

Die Methode ist insofern objektiv, als sie jeder gemessenen Umkehrkurve eindeutig eine bestimmte Verteilung des Ozons in den neun Schichten zuordnet. Dies heißt allerdings nicht, daß diese Lösung, die vertikale Verteilung richtig wiedergibt, auch wenn die Kurve keine Meßfehler enthält. Z. B. bewirkt ein anderer Ansatz für die notwendige Glättungsfunktion bei unveränderten Ausgangsdaten eine unterschiedliche Lösung. Der Vergleich mit simultanen Ergebnissen von direkten Sondierungen zeigt in Abbildung 3 die Verschmierung der vertikalen Verteilung durch die Umkehrmethode und in Abbildung 4, daß diese das Hauptmaximum in Schicht 4 reduziert und das dort wegfallende Ozon vor allem in den Schichten 2 und (in geringem Maße) 6 plaziert. Dies dürfte vorwiegend eine Folge

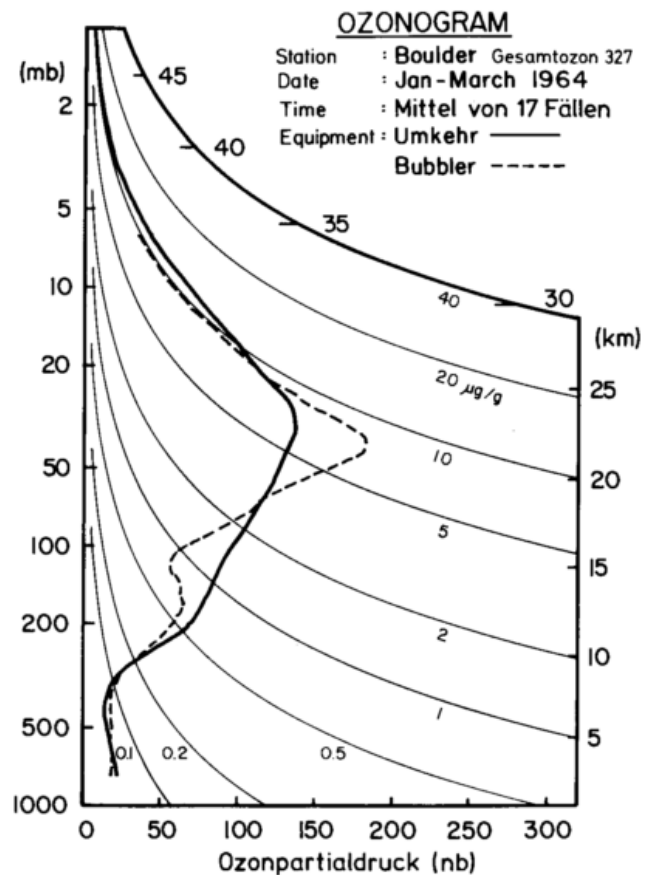


Abb. 4: Vergleich zwischen gleichzeitigen Umkehr- und Sondierungsergebnissen (Brewer Bubbler); Mittel aus 17 Fällen.

der aufgezwungenen Glättung sein. Da heute das Hauptinteresse an Resultaten des Umkehrverfahrens weniger bei der Festlegung der absoluten Ozonverteilung in der Atmosphäre als bei der Gewinnung ungebrochener, langer Zeitreihen zur Bestimmung allfälliger Trends liegt, hat dieser Mangel aber sekundäre Bedeutung. Möglicherweise ist er auch auf einen Fehler im Verhältnis der Absorptionskoeffizienten $\alpha:\alpha'$ zurückzuführen.

Neben diesem systematischen, vom Instrument und weitgehend auch vom Meßort unabhängigen Fehler gibt es eine Reihe

von Störfaktoren im Umkehrverfahren, die bei der Diskussion von Meßreihen berücksichtigt werden müssen.

a) Da die Umkehrkurve durch etwa dreimal soviel Meßpunkte festgelegt wird als Werte für die Inversion benötigt werden, fallen eigentliche Meßfehler — einigermaßen geübte Beobachter vorausgesetzt — kaum ins Gewicht, ausgenommen vielleicht bei sehr tiefen Sonnenständen, bei denen die Meßgenauigkeit wegen geringer Streulichtintensität abnimmt und Fehler wegen der raschen Änderung des Meßwertes als Funktion der Zenitdistanz verstärkt ins Gewicht fallen. Dies wirkt sich speziell auf die für die Schichten 9 und 8 berechneten Ozonwerte aus.

ner in diesem Fall systematischen Verzerrung der errechneten vertikalen Verteilung, wobei sich allerdings die Auswirkung mit variierendem Gesamtzongehalt verschieben wird.

e) Eine fehlerhafte Wellenlängeneinstellung des Instrumentes führt ebenfalls zu Verzerrungen, welche, da auch das Gesamtzongesamtresultat betroffen wird, sich besonders stark auf Schicht 1 auswirken.

f) Variabler Dunst in der Atmosphäre kann ebenfalls Verzerrungen zur Folge haben.

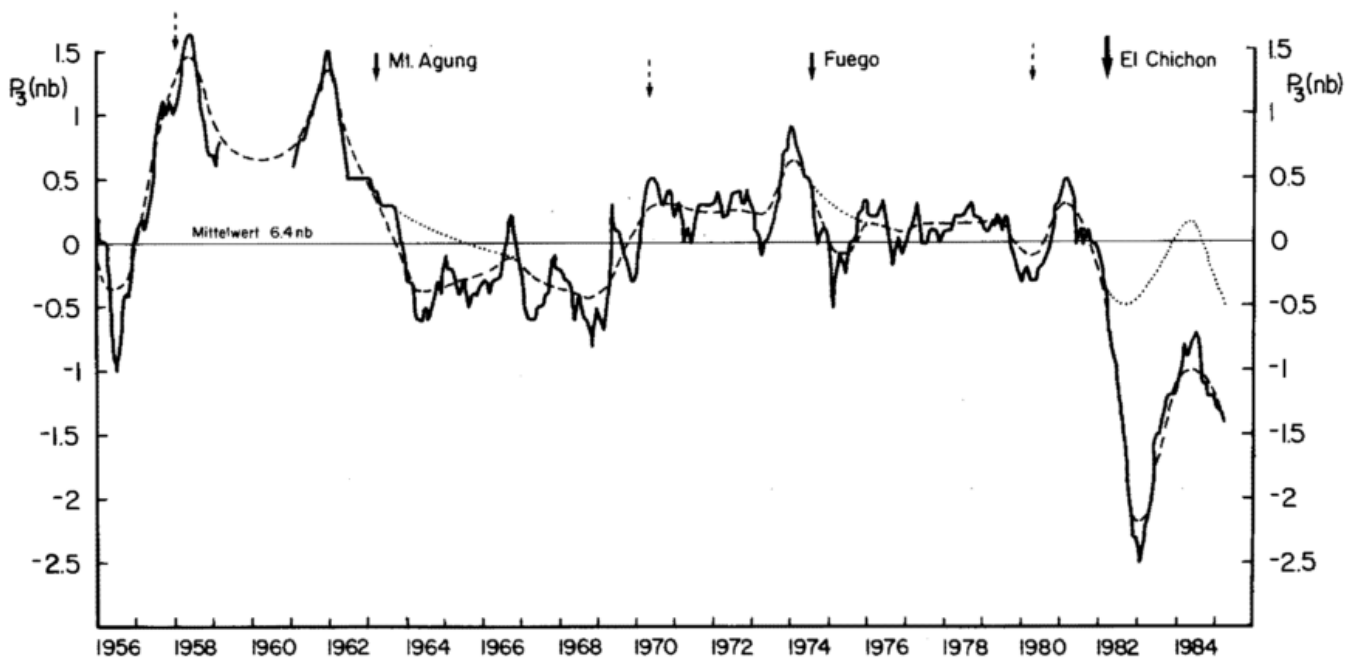


Abb. 5: 30jährige Meßserie des Ozongehalts in der oberen Stratosphäre über Arosa aus dem Umkehrrefekt (geglättet durch 7monatig übergreifende Mittel (a), b: stärkere (subjektive) Glättung, c: geschätzte Korrektur für Aerosoleinfluß nach den markierten (↓) Vulkanausbrüchen. ↓ Sonnenfleckenmaximum.

b) Eine zeitliche Änderung des Ozongehalts während der Meßdauer (ca. 4 Stunden) führt, da die Auswertung der Umkehrkurven auf der Annahme einer zeitlich konstanten Ozonverteilung beruht, zu Verzerrungen der berechneten vertikalen Verteilung. Neben den transportbedingten, zum Teil kurzfristigen (meteorologischen) Ozonschwankungen in der unteren Stratosphäre, könnte ein allfälliger photochemischer Tagesgang Fehler in den höchsten Schichten bewirken — eine entsprechende Differenz zwischen Morgen- und Abendwerten ist aber bisher nicht festgestellt worden.

c) Ein Fehler in den Gesamtzongmessungen (z. B. durch inkorrekte Instrumentenkonstante verursacht) beeinflusst vorwiegend das Ergebnis für die Schicht 1 (Troposphäre) und in geringerem Maße für die Schicht 2 (untere Stratosphäre).

d) Eine fehlerhafte Keileichung des Instrumentes führt zu Abweichungen bei bestimmten Sonnenhöhen und damit zu ei-

g) Gewisse variable Verzerrungen ergeben sich auch durch die Nichtberücksichtigung des Einflusses unterschiedlicher Temperaturen auf die Umkehrkurven.

Fehler, c, d und e der vorhergehenden Diskussion sind systematischer Natur und führen zu einer Verfälschung der Mittelwerte, die aber jahreszeitlichen Veränderungen unterworfen sein kann. Bei der Untersuchung von Zeitreihen einzelner Stationen, aber auch beim Vergleich zwischen verschiedenen Stationen, sollten Änderungen in der Wellenlängeneinstellung, in der Keileichung sowie der Instrumentenkonstanten bekannt sein und beachtet werden.

5 Störung der Umkehrbeobachtungen durch stratosphärisches Aerosol (Vulkanausbrüche)

Vor allem durch die Arbeiten von DE LUISI (1979) ist seit einiger Zeit bekannt, daß eine Verstärkung der normalen strato-

sphärischen Aerosolschicht in der Höhe von etwa 20 km, wie sie durch große Vulkanausbrüche von Zeit zu Zeit erfolgt, durch einen verstärkten Beitrag der Mie-Streuung (Aerosol) zum Zenithimmelslicht, der in der Auswertung (Berechnung der Standardkurve und der Lösungsmatrix) nicht berücksichtigt ist, zu beträchtlichen Fehlern in der berechneten Ozonverteilung führen kann. Dabei wird nicht das Niveau mit dem größten Aerosolgehalt (meist Schicht 4) betroffen, sondern vor allem das Resultat für die obere Stratosphäre (Schichten 8 und 9). Besonders drastisch tritt dieser Effekt beim kürzlichen Ausbruch des El Chichon (Frühjahr 1982) in Erscheinung wie Abbildung 5 zeigt, in Schicht 9 traten Abweichungen von bis zu 50% vom langjährigen Mittelwert auf.

6 Zeitreihe des Ozongehalts in der oberen Stratosphäre

Da der anthropogene Einfluß durch Chlorfluormethanverbindungen (Spraydosen etc.) nach den Resultaten photochemischer Modelle sich in etwa 40 km Höhe am stärksten auswirken und damit gegen den Hintergrund der natürlichen Schwankungen auch zuerst sichtbar werden sollte, und weil auch ein möglicher direkter Einfluß des Sonnenfleckenzyklus auf die Ozonschicht am ehesten in diesem Niveau zu erwarten ist, hat die Untersuchung von Zeitreihen von Umkehrmessungen ein beträchtliches Interesse gewonnen, da diese Methode die einzige ist, welche über eine Zeitdauer von 25–30 Jahren einigermaßen homogene Reihen für dieses Niveau zur Verfügung stellt.

Wegen der möglichen stochastischen Fehler in den Einzelverteilungen (vor allem durch b und f verursacht), sollten Monatsmittelwerte verwendet werden können, die aus etwa 10 Umkehrkurven berechnet sind. Im Winterhalbjahr muß auch in den obersten Schichten wieder mit beträchtlichen „wetterhaften“ Ozonschwankungen gerechnet werden, infolge der Temperaturabhängigkeit des photochemischen Gleichgewichts (Auswirkung von plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen).

Besonders störend wirkt sich in Untersuchungen der Einfluß der Sonnenaktivität sowie bei Trendanalysen der Einfluß von Vulkanausbrüchen aus, der in Abbildung 5 deutlich ersichtlich ist und vor allem die Abklärung des Sonnenfleckeneinflusses stört — Mt. Agung und Fuego folgten in elfjährigem Abstand aufeinander. Es scheint aber, daß jeweils der Ozonrückgang schon vor dem Vulkanausbruch oder mindestens vor dem Eintreffen der Aerosolwolke über Arosa einsetzte — auf dieser Grundlage ist in Abbildung 5 versucht worden, eine empirische Korrektur für diese Störungen vorzunehmen, was aber für El Chichon recht fraglich wird.

Wenn diese vernünftig ist, verbleibt eine Schwankungsbreite von etwa 15%–25% zwischen Minimum und Maximum, wobei letzteres in zwei um 3–3¹/₂ Jahre auseinanderliegenden Spitzen aufgeteilt erscheint. Diese quasiperiodische Variation verlangt große Vorsicht bei Trendanalysen. Es bleibt noch anzumerken, daß die Reihe bis Ende 1962 wegen mehrfacher Änderung in der Keileichung nicht ganz homogen ist.

Literatur

- DE LUISI, J. J.: Umkehr vertical ozone profile errors caused by the presence of stratospheric aerosols. *J. Geophys. Res.* 84 (1979) S. 1766–1770.
- DÜTSCH, H. U.: Vertical ozone distribution from Umkehr observations. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. A* 11 (1959) S. 240–251.
- GÖTZ, F. W. P.; MEETHAM, A. R.; DOBSON, G. M. B.: The vertical distribution of ozone in the atmosphere. *Proc. Roy. Soc. A* 145 (1934) S. 416–446.
- MATEER, C. L.; DÜTSCH, H. U.: Uniform evaluation of Umkehr observations from the world network. Part 1, Proposed Umkehr evaluation technique report, National Center f. *Atm. Res.*, Boulder CO, Oct. 1964.

8

C. L. MATEER

Satellitenmessungen des Ozonprofils

1 Einführung

Die Möglichkeit, atmosphärische Ozonprofile aus Satellitenmessungen des rückgestreuten Ultravioletts (BUV) zu bestimmen, wurde zuerst von SINGER (1956) vorgeschlagen. Erste derartige Messungen dürften im Wellenbereich 248 nm mit einem Polarorbitalatelliten der US Airforce gemacht worden sein (RAWCLIFFE und ELLIOTT 1966). Entsprechende Messungen mit UdSSR-Satelliten wurden in den Monaten April 1965 und Juni 1966 ausgeführt (KRANSNOPOL'SKIY 1966, IOCENAS 1968). Die ersten Meßexperimente, von denen brauchbare Ergebnisse über einen längeren Zeitraum vorhanden sind, stammen aus dem Orbiting Geophysical

Observatory (OGO 4), das Ozonprofile von 1967 bis einschließlich Februar 1969 lieferte (ANDERSSON et al. 1969, LONDON et al. 1977). All diese Messungen wurden mit BUV-Geräten ausgeführt.

Während der 70er Jahre kamen Limb-Scanning-Experimente dazu: Das „Limb-Radiance-Inversion-Radiometer“ (LRIR), gestartet im Nimbus 4 am 8. April 1970, und das „Limb-Infrared-Monitor of the Stratosphere“ (LIMS), gestartet im Nimbus 7 am 24. Oktober 1978. Zusätzliche BUV-Geräte befanden sich in jedem dieser Satelliten, BUV auf Nimbus 4 und SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet) auf Nimbus 7. Zusätzlich wurde am 18. Februar 1979 das „Stratospheric Aerosol and

Gas Experiment“ (SAGE) mit der „Application Explorer Mission“ (AEM-2) gestartet. Dieses Experiment benutzt eine Sonnenabdeckungsmethode bei Sonnenaufgang und -untergang für den Satelliten, und zwar im sichtbaren Bereich der Chappuis-Bande bei 600 nm. Diese Meßmethode lieferte über 34 aufeinanderfolgende Kalendermonate brauchbare Daten.

Das SBUV-Experiment arbeitet bis heute; zwei zusätzliche Ozonprofilmeßinstrumente, beide mit neuartigen Meßmethoden, wurden auf dem „Solar Mesosphere Explorer“ (SME) am 6. Oktober 1981 gestartet. Das Ultraviolett-Spektrometer (UVS) mißt solare Ultraviolettbestrahlung, die vom Erdrand gestreut wird, während das „Near-Infrared-Spektrometer“ (NIS) die Strahlung am Tage bei 1,27 µm am Erdrand mißt. Zuletzt wurde das SBUV 2-Instrument auf dem NOAA 9 Wetter-satelliten am 12. 12. 1984 gestartet.

2 Kurze Darstellung von 4 Satelliten-Ozonprofil-Experimenten

In diesem Artikel können nur kurze Ausführungen über LIMS, SAGE, SME/UVS und SME/NIS gegeben werden. Es folgt eine etwas ausführlichere Beschreibung der SBUV-Meßmethode, schließlich ein kurzer Vergleich der Ergebnisse all dieser 5 Experimente.

2.1 Limb-Infrared-Monitor der Stratosphäre (LIMS)

Das LIMS-Instrument ist ein Erdrandabstastungsradiometer mit 6 Kanälen zwischen den Wellenlängen 6,2 µm und 15,0 µm im Infraroten. Es lieferte über 7 Monate Meßdaten guter Qualität, bevor der Kryogenkühler verbraucht war. Zwei Kanäle im Bereich der 15µm-Bande des Kohlendioxids wurden zur Gewinnung eines Temperaturdruckprofils benutzt. Ein dritter Kanal bei 0,6 µm diente zur Bestimmung des Ozonprofils. Die verbleibenden Kanäle bei 6,2 µm, 6,7 µm und 11,3 µm lieferten Informationen über Stickstoffdioxid, Wasserdampf und Salpetersäureprofile. Ziel des LIMS-Experiments war die Gewinnung globaler Profile der genannten Größen, und zwar am Tage und in der Nacht.

Da die Infrarotemission von Ozon von der Ozonmenge und der Temperatur abhängt, muß zuerst das Temperaturprofil aus den Temperaturmeßdaten abgeleitet werden. Erst dann kann eine nichtlineare, iterative Zwiebelschalenmethode zur Gewinnung des Ozonprofils benutzt werden, wobei die Atmosphäre in konzentrische, sphärische Schalen, dargestellt in Abbildung 1, eingeteilt wird. Wenn die Meßrichtung den Boden der obersten Schicht berührt, kann die Ozonmenge dieser Schicht durch stufenweise Approximation bestimmt werden. Berührt die Beobachtungslinie den Boden der zweiten Schicht, kann bei bekannter Ozonmenge in der ersten Schicht die Ozonmenge der zweiten bestimmt werden. Diese Prozedur wiederholt sich bis zur untersten Schicht, wobei in jeder Stufe nur eine Ozonmenge, jene in der Tangentialschicht, durch stufenweise Approximation bestimmt wird. Die vertikale Auflösung eines LIMS-Ozonprofils beträgt etwa 1,8 km.

Die Genauigkeit der LIMS-Ozonprofilmessungen ist aufgrund der Kenntnis der möglichen Fehlerquellen berechnet worden. Zwischen 1 hPa und 3 hPa Höhe beträgt der Fehler etwa 15%, er wächst auf etwa 40% bei 0,1 hPa bzw. 100 hPa an. Die zuletzt

genannten Druckhöhen stellen die obere und untere Grenze sinnvoller Berechnungen dar. Die LIMS-Profile wurden auch mit 29 ECC- und Mast-Ozonsonden-Profilen, mit 13 Raketen-sondenprofilen und mit 113 Umkehrprofilen verglichen. Für den Ozonsondenvergleich lag die mittlere Differenz zwischen 50 hPa und 7 hPa innerhalb von 10%. Bei den Raketen-sonden betrug zwischen 0,3 hPa und 50 hPa die mittlere Differenz weniger als 16%. Für die Umkehrschichten 6–9 (15,6 hPa–1 hPa) von 4 Dobsonstationen auf mittleren Breitengraden lag die generelle Übereinstimmung innerhalb von 10%.

Nähere Einzelheiten siehe GILLE und RUSSEL (1984) und REMSBERG et al. (1984).

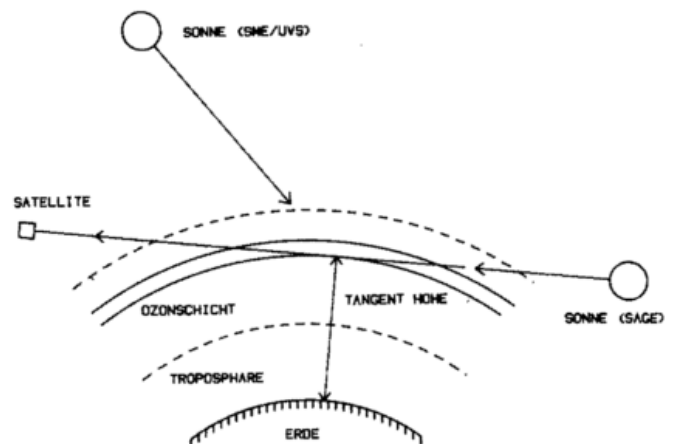


Abb. 1: Schematische Darstellungen des LIMS-Satelliten-Ozonprofil-Experiments (LIMS, SAGE, SME/UVS, SME/NIS).

2.2 Das Stratosphärische Aerosol- und Gasexperiment (SAGE)

Das SAGE-Instrument hat 4 Radiometerkanäle bei 1,0 µm, 0,6 µm, 0,45 µm und 0,385 µm Wellenlänge. Es führt spektrale Messungen mit einem holographischen Beugungsgitter aus und besitzt separate Sensoren für jeden Spektralkanal. Das Experiment benutzt die solare Abdeckungsmethode zur Messung der atmosphärischen Extinktion längs des Erdrandes (Abb. 1). Das Experiment wurde entwickelt, um vertikale Profile des Aerosols, Ozons und Stickstoffdioxids während jedes Satelliten-Sonnenaufgangs und -untergangs zu erhalten. Für einen orbitalen Umlauf von 97 Minuten bedeutet dies pro Tag 15 Sonnenauf- und 15 Sonnenuntergänge. Das Gerät mußte jedoch ab Juli 1979 auf Sonnenuntergangsmessungen begrenzt werden, da die Satellitenenergien schwächer wurden. Insgesamt ergaben sich für die Lebensdauer des Experiments rund 13000 Ozonprofile. Obwohl Ozondaten zwischen 72° süd- und 72° nördlicher Breite gewonnen wurden, konnte nur ein schmaler Breitengradstreifen für jeden Tag gemessen werden. Das SAGE-Instrument hat einen extrem engen Sichtbereich von 0,5 Bogenminuten, dies entspricht etwa einer Vertikalauflösung von 0,5° am Tangentialpunkt der Sichtlinie. Bei Sonnenuntergang (oder -aufgang) tastet das Instrument sehr rasch die Sonnenscheibe nach oben und nach unten ab. Die Datenbe-

rechnung besteht aus 3 Hauptstufen. 1. Die Sonnenscheibenabtastrung muß in den richtigen Höhenrahmen mit entsprechender atmosphärischer Refraktion gesetzt werden. 2. Die zahlreichen Messungen für jede Tangentenhöhe müssen gemittelt werden, um für jeden Kanal ein Durchlässigkeitsprofil unter entsprechender Berücksichtigung der solaren Randabdunkelung zu erhalten. 3. Die Messungen werden in Extinktionsprofile (die einem Dichteprofil entsprechen) umgewandelt unter Benutzung einer nichtlinearen Relaxationsmethode, die einer erzwungenen Matrix-Umkehr gleichwertig ist.

Die SAGE-Ozonprofile beginnen an oder gerade oberhalb der Tropopause, sie haben eine vertikale Auflösung von 1 km. Sie wurden verglichen mit ECC-Ozonsondenprofilen (17 Fälle), optischen Raketensonden (3 Fälle) zwischen 25 und 50 km und Chemilumineszenz-Raketensonden (2 Fälle) zwischen 20 und 60 km Höhe. Diese Vergleiche waren räumlich bis zu 800 km getrennt und zeitlich unterschiedlich bis zu 9 Stunden. Die mittleren Abweichungen waren: ECC-Ozonsonden 9,4%, Optische Raketensonde 14%, Chemilumineszenz-Raketensonde 13,5%. Wenn man den Gradienten in der Ozonverteilung berücksichtigt, der sowohl in dem oben beschriebenen Raum als auch in der Zeit auftreten kann, und die unterschiedlichen Meßtechniken berücksichtigt, muß dieses Resultat durchaus als gut bezeichnet werden.

Eine nähere Beschreibung des Experiments geben McCORMICK et al. (1970), CHU und McCORMICK (1979) und McCORMICK et al. (1984).

2.3 Solar Mesosphere Explorer Ultraviolet-Spektrophotometer (SME/UVS)

Das Ultraviolet-Spektrophotometer entspricht dem Ebert-Fastie-Prinzip mit einer spektralen Bandweite von 1,5 nm, zwei Kanälen mit 35 nm Trennung und einer Pulszählelektronik. Das SME befindet sich in einer sonnensynchronen, polarnahen Umlaufbahn mit einer Aufgangszeit um etwa 15 Uhr Ortszeit. Ozondaten werden an 5 der 15 täglichen Umläufe gesammelt. Der Satellit dreht sich mit 5 rpm; während jeder Umdrehung tastet das UVS-Instrument die Atmosphäre ab. Das Gesichtsfeld ist $0,075^\circ$ senkrecht zum Horizont und $0,75^\circ$ parallel zu ihm. Während jeder Abtastung werden 32 Datensätze in jedem Kanal aufgezeichnet. Das gestreute Ultraviolet, gemessen mit dem UVS-Instrument, ist proportional zur Streumasse entlang der Sichtlinie (Abb. 1) und zum solaren Strahlungsfluß (der durch ein gesondertes Experiment im SME gemessen wird). Das UV wird abgeschwächt durch die Ozonmenge, die der Solarstrahl durchquert, und durch das entlang der Sichtlinie vorhandene Ozon. Um Rauschen möglichst auszuschalten, werden 6 aufeinanderfolgende Höhenprofile der Strahlung gemittelt. Das bedeutet, daß die horizontale Auflösung des so gewonnenen Ozonprofils etwa 5° Länge beträgt. Die mathematische Behandlung des Strahlungsprofils ist ein nichtlineares Problem, das iterativ durch eine erzwungene Matrix-Umkehrmethode gelöst wird. Aus den Wellenlängen 265,0 nm und 296,4 nm wird das Ozonprofil für den Höhenbereich 48 km–70 km berechnet. Die kürzere Wellenlänge wird benutzt, um oberhalb 58 km Daten zu erhalten, die Daten der längeren Wellenlänge werden für den Bereich darunter benutzt.

Eine Analyse der Zufallsfehler ergibt Werte, die von 6% in 48 km bis 14% in 68 km reichen. Und eine Analyse der systematischen Unsicherheiten zeigt auf, daß diese ziemlich einheitlich bei 15%–18% über dem gesamten erfaßten Höhenbereich liegen. Vergleiche mit mehreren Raketenflügen (über einen begrenzten Höhenbereich) zeigen, daß die Satelliten- und Raketendaten innerhalb ihrer Zufallsfehler übereinstimmen. Vergleiche mit den Ergebnissen anderer Satelliten werden später aufgeführt.

Das UVS- und das Schwesterexperiment NIS erbrachten die erste große Datenmenge von Ozonprofilen im Höhenbereich oberhalb 50 km. Nähere Angaben siehe RUSCH et al. (1984).

2.4 Solar Mesosphere Explorer Near-Infrared Spectrometer (SME/NIS)

Das NIS-Instrument besteht aus einem Teleskop vor einem Monochromator nach Ebert-Fastie. Das optische Signal wird mit 409,6 Hz zerhackt, und ein optisches Filter verhindert den Eintritt des Lichts mit Wellenlängen $< 1,05 \mu\text{m}$, um Kontamination mit sichtbarem Licht 2. Ordnung zu verhindern. Obgleich das Instrument von $1,1 \mu\text{m}$, bis $3,2 \mu\text{m}$ abtasten kann, arbeitet es normalerweise in einer festen Einstellung mit 2 Kanälen, die auf $1,27 \mu\text{m}$ und $1,87 \mu\text{m}$ Wellenlänge eingestellt sind. Für die Ozonbestimmung werden nur die Messungen bei $1,27 \mu\text{m}$ benutzt. Die Art der Datenbearbeitung ist ähnlich wie jene bei den UVS-Instrumenten mit 6 Strahlungsprofilen, die zu einem einfachen Profil verschmolzen werden. Die Höhenskala der NIS-Daten ist mit einem Modell der atmosphärischen Dichte in etwa 69 km verknüpft, der oberen Grenze des UVS-Ozonprofils.

Das NIS mißt die „day-glow“-Emission angeregter Sauerstoffmoleküle, die hauptsächlich bei Photodissoziation des Ozons durch solare UV-Strahlung entsteht. Da der Satellit Spin-Bewegungen ausführt und das Sichtfeld des NIS-Instruments sich dem Erdrand zuwendet, steigt das Signal über das Grundrauschen hinaus, sobald die Sichtfeldlinie unter 90 km–100 km sinkt. Mit abnehmender Tangentenhöhe nimmt das Signal zu, bis ein Maximum bei einer Tangentenhöhe von etwa 45 km erreicht wird. Unterhalb dieses Punkts nimmt die gemessene Emission ab, und möglicherweise dominiert bei einem etwas tieferen Tangentenwinkel das reflektierte Licht aus der tieferen Atmosphäre. Deshalb ist das Ozonprofil bei dieser Meßmethode auf einen Höhenbereich von 45 km–100 km begrenzt. Die Ozonberechnung erfolgt über 3 Stufen: Zuerst muß das gemessene Emissionsprofil durch die Analyse der Randsensorenpulse einer Höhenskala zugeordnet werden; dann können 6 Emissionsprofile zu einem Profil zusammengesetzt werden. Der zweite Schritt beinhaltet eine „Zwiebelschalen“-Umkehr von oben nach unten, um die beobachteten Emissionsprofile in ein Profil der Volumenemission an den tangentialen Punkten umzuwandeln. Der dritte und letzte Schritt verwandelt das Volumenemissionsprofil zu einem Ozonprofil, wieder von oben nach unten arbeitend, und zwar aufgrund von Berechnungen mit photochemischen Modellen, die alle relevanten Reaktionen enthalten.

Eine Analyse der zufälligen und systematischen Fehler wurde ausgeführt. Zwischen 50 km und 65 km beträgt der zufällige Fehler weniger als 5%, unter 82 km ist er geringer als 10%.

Oberhalb 82 km dominiert das Grundrauschen immer mehr, da das Signal selbst schwächer wird, so daß in 90 km Höhe ein Zufallsfehler von 15% erreicht wird. Der systematische Fehler ist ziemlich groß, er beträgt etwa +30% bis -50%. Vergleiche mit Raketenflügen und UVS-Ozonprofilen zeigen aber, daß ein realistischer Wert etwa bei 15% in 80 km Höhe liegt. Es gibt Hinweise, daß die Ergebnisse in 90 km etwa 20% zu hoch sind. Das NIS-Experiment und Ergebnisse davon werden näher von THOMAS et al. (1984) beschrieben.

3 Solar Backscattered Ultraviolet Experiments (SBUV)

3.1 Physikalisches Prinzip des Experiments

Eine schematische Darstellung der Meßmethode und des physikalischen Prinzips dieses Experiments ist in den Abbildungen 1 und 2 des Artikels 4 (Promet 4'86) wiedergegeben. Das SBUV-Instrument auf dem Satelliten mißt das zurückgestrahlte Ultraviolett in Richtung des Nadirs. Zwischen 255 nm und 340 nm ändert sich der Ozonabsorptionskoeffizient um nahezu 4 Größenklassen. Für die kurzen, sehr stark absorbierten Wellenlängen können die Photonen nicht den Höhenbereich unterhalb des Ozondichtemaximums erreichen. In dieser Region nimmt die atmosphärische Dichte und deshalb die Streumasse mit abnehmender Höhe exponential zu, jedoch nimmt die Zahl der vorhandenen Photonen exponential ab. Die sich daraus ergebende Quellfunktion für rückgestreute Photonen, eine Vermengung beider Effekte, zeigt einen scharfen Gipfelwert und eine Halbwertsbreite von etwa 16 km. Mit zunehmender Wellenlänge nimmt die Absorption ab, und die Photonen sind dementsprechend in der Lage, tiefer in die Atmosphäre einzudringen; dabei entsteht eine Quellfunktion mit einem ähnlichen Verlauf, aber mit einem Maximum in niedrigeren Höhen. Schließlich ist, bei ausreichend langen Wellen, die Absorption so schwach, daß einige Photonen durch das Ozonmaximum in die Troposphäre eindringen. Wie in Artikel 4 dargestellt, werden diese tief eindringenden Wellenlängen für die Berechnung des Gesamt Ozons benutzt. Für die Bestimmung des Ozonprofils mit Hilfe der BUV-Methode ist die Wellenlängenabstimmung äquivalent einer Höhenabstimmung. Die rückgestreute Strahlung zwischen 255,5 nm und 305,9 nm wird für die Profilbestimmung benutzt. Die Vertikalpositionen der Quellfunktion hängen vom solaren Zenitwinkel und dem Einzelozonprofil ab. Zusätzlich sind bei den Anteilfunktionen längerer Wellenlängen in der Troposphäre Abhängigkeiten von der Reflektivität der Erdoberfläche und den Wolkenverhältnissen zu berücksichtigen. Die im SBUV gemessenen Wellenlängenprofile sind 255,7 nm, 273,6 nm, 287,7 nm, 292,3 nm, 297,6 nm, 302,0 nm und 305,9 nm; die kürzeste Wellenlänge wird jedoch nicht benutzt, da sie durch Stickstoffoxid-Emission beeinflusst wird.

Der SBUV-Algorithmus zur Ozonbestimmung benutzt eine optimale statistische Umkehrmethode, um die Ozonmenge aus 12 Umkehrschichten, von der Erdoberfläche bis 0,12 hPa (etwa 65 km), zu erhalten. Der Algorithmus benutzt ein Erstannäherungsprofil, das aus statistischen Analysen von Raketenmessungen, Ozonsondierungen mit Ballonen und aus Nimbus 4-BUV-Ozonprofilen entwickelt wurde. Diese erste Annäherung ist eine Funktion der geographischen Breite und der Jahreszeit. Eine Fehler-Kovarianten-Matrix ist mit der Zusammenstellung der ersten Näherung verbunden. Eine zweite

Kovarianten-Matrix zeigt zusätzlich die zufälligen Fehler in der Instrumentenkalibration durch das Rauschen und für den Ozonwirkungsquerschnitt auf, sie enthält außerdem Korrekturen für die Mehrfachstreuung. Die Gesamt ozonmenge, aufgrund der längsten Wellenlänge bestimmt (Art. 4), stellt eine Begrenzung für das Ozonprofil dar. Die in iterativen Schritten erhaltene Lösung ist eine gewichtete Kombination der ersten Annäherung und der Meßergebnisse, wobei die Gewichtsfaktoren die Fehlerkovarianten-Matrix des Profils bzw. der Messung berücksichtigen. Das Endergebnis enthält eine Abschätzung der Zufallsfehler des abgeleiteten Profils. Diese Fehlerabschätzungen liegen bei etwa 5% oder weniger für die Schichten 6-10 (deren Schichtmitten liegen zwischen 30,5 km und 51,5 km) und 10% oder weniger für die Schichten 4-11 (die zwischen 21,4 km und 56,6 km zentriert sind). Die vertikale Auflösung der SBUV-Profile ist nicht besser als 10 km, sie kann die Auflösung der aus der LIMB-Methode gewonnenen Ozonprofile (1 km-5 km) nicht erreichen.

3.2 Das SBUV-Instrument

Das SBUV-Gerät besteht aus einem Doppelmonochromator, einem Photometer und zusätzlichen optischen, mechanischen und elektronischen Ergänzungen. Zwei Ebert-Fastie-Monochromatoren werden im Tandembetrieb benützt, sie sind dabei durch eine reflektierende optische Strecke mit einem dazwischen liegenden Spalt verbunden. Die spektrale Bandbreite des Doppelmonochromatorsystems ist 1 nm bei 300 nm. Jeder Monochromator hat ein holografisches Beugungsgitter. Diese beiden Gitter sind fest zu einem Stück verbunden, das rotiert, um Wellenlängenabstimmungen zu ermöglichen. Alle 32 Sekunden tastet das Instrument im Ozonprofilzyklus 12 diskrete Wellenlängen von 255 nm-340 nm ab. Das Photometer im SBUV-Instrument wurde zur Messung der troposphärischen Reflektivität (einschließlich Wolken und Erdoberfläche) entwickelt. Es hat eine spektrale Bandbreite von 3 nm, zentriert bei 343 nm, sein Sichtbereich von 200 km x 200 km auf der Erdoberfläche entspricht jenem des Doppelmonochromators. Das Photometer ermöglicht eine Reflektivitätsmessung in Übereinstimmung mit jeder der 12 Monochromatormessungen, die für das Ozonprofil erforderlich sind.

Das SBUV-Instrument enthält auch einen aufgerauhten Aluminium-Diffuser, der durch einen Schrittmotor gesteuert wird. Die Diffuserplatte wird einmal am Tag benützt, um die solare Spektralstrahlung direkt zu messen. Die Reflektionsverhältnisse der Diffuserplatte sind bezüglich des Erfolgs des Experiments kritisch, da der Umkehrberechnung das Verhältnis der rückgestreuten Strahlung zur einfallenden Solarstrahlung zugrunde liegt. Daraus folgt, daß Abweichungen in der Monochromatoreichung nicht kritisch sein müssen, jedoch sind Änderungen des Zustands der Diffuserplatte kritisch. Man hat festgestellt, daß diese Diffuserplatten langsam an Empfindlichkeit verlieren, und zwar proportional zu der Zeit, der sie der Teilchenwolke, die dem Satelliten folgt, ausgesetzt sind. Um diese Abschwächung auf ein Minimum zu reduzieren, wird die Diffuserplatte nur während der Messung aus einer geschützten Position herausgenommen.

Nähere Details siehe HEATH, KRUEGER und PARK (1978).

3.3 Ozonprofile aus SBUV-Messungen

Die Ergebnisse der Ozonprofilmessungen des ersten Jahres (November 1978 bis einschl. Oktober 1979) aufgrund der SBUV-Messungen sind in Abbildung 2 dargestellt. Es sind dies Isoplethendarstellungen des Ozonmischungsverhältnisses in Teilen pro Millionen bei konstantem Volumen (ppmv) für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Die Daten wurden durch Mittelung aller Profilmessungen innerhalb eines Breitenbereichs von 10 Grad für jeden Monat gewonnen. Nähere Details siehe McPETERS et al. (1984).

Ein anderer Vergleich mit einer Chemilumineszenz-Raketensonde in Poker Flat, Alaska, am 27. Januar 1979 ergab ein recht ungewöhnliches Ozonprofil. Dieses Profil hatte kein ausgeprägtes Ozonmaximum. Die Profile beider Meßarten zeigten die gleiche breite Struktur auf, das SBUV-Profil lieferte, wie erwartet, geringere Strukturauflösung. Eine bessere Aussage über die Leistungsmöglichkeiten von SBUV-Ozonprofilen konnte durch den Vergleich mit Ozonsonden- und Umkehr-Profilen erhalten werden. Bei der Untersuchung dieser Ergebnisse müssen wir uns aber vor Augen halten, daß Ozonsonden- bzw. Umkehr-Profile so berechnet sind, daß ihr

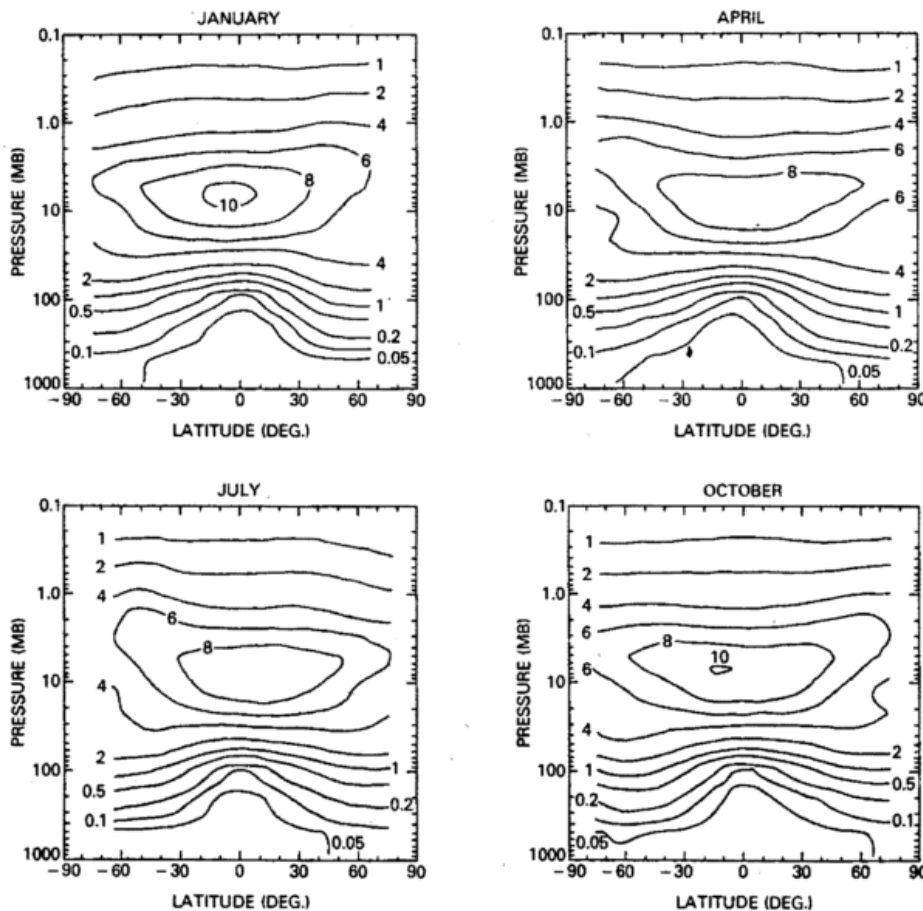


Abb. 2: Isoplethendarstellung der Breiten- und Höhenabhängigkeit des Ozonmischungsverhältnisses (ppmv) für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Nach McPETERS et al. 1984.

Obleich die Darstellungsart der Abbildung 2 sehr nützlich ist, bleibt die interessierende Frage bei Satelliten-Ozonprofilen, wie gut sie mit den vom Boden ausgehenden Messungen (Raketen-, Ozonsonden- und Umkehrprofilen) übereinstimmen. Vergleiche zwischen SBUV-Profilen mit Raketenprofilen sind leider ziemlich selten. Es wurden vier Vergleiche mit optischen Raketensonden, jeweils zwei am 21. Oktober und 1. November 1979, ausgeführt. Bei diesen Tests stimmten die SBUV-Werte mit jenen der Raketensonde praktisch genauso gut überein, wie die Raketensonden mit anderen Meßfühlern in Einklang stehen. Am 21. Oktober wurden zusätzlich zwei Chemilumineszenz-Raketensonden gestartet. Die Übereinstimmung mit dem SBUV-Profil mit diesen zwei Raketensonden war zwischen 7 hPa und 1 hPa ausgezeichnet. Die Raketensondendaten waren aber unter 7 hPa im Vergleich zu den SBUV-Werten und den Ergebnissen einer ECC-Ballon-Ozonsonde zu hoch.

aufintegrierter Gesamt Ozonwert mit dem Wert des Dobson Spektrometers in Einklang steht, während das aufintegrierte SBUV-Profil mit dem SBUV-Gesamt ozonwert in Einklang steht, der im Mittel 8% unter dem des Dobson Gesamt ozons liegt. Die Übereinstimmungskriterien für die Vergleiche waren 0,9° Breite und 13° Länge. Die Ozonsonden mußten mindestens Schicht 5 (15,6 hPa) erreichen. Zusätzlich wurde die detaillierte Struktur des Ozonsondenprofils durch Integration der Profile innerhalb der Umkehrschichten geglättet (und in DU-Einheiten umgerechnet). Verglichen wurden 11 Umkehrstationen (504 Einzelprofile) und 10 Ozonsondenstationen (483 Aufstiege). Die Umkehrstationen reichten von Poona in 18,5° nördlicher Breite bis Edmonton in 53,6° nördlicher Breite; die Ozonsondenstationen von Palestine in 31,8° Nord bis Churchill in 58,5° Nord. Die Ergebnisse sind in Tabelle 1 und 2 zusammengestellt. Die mittleren prozentualen Differen-

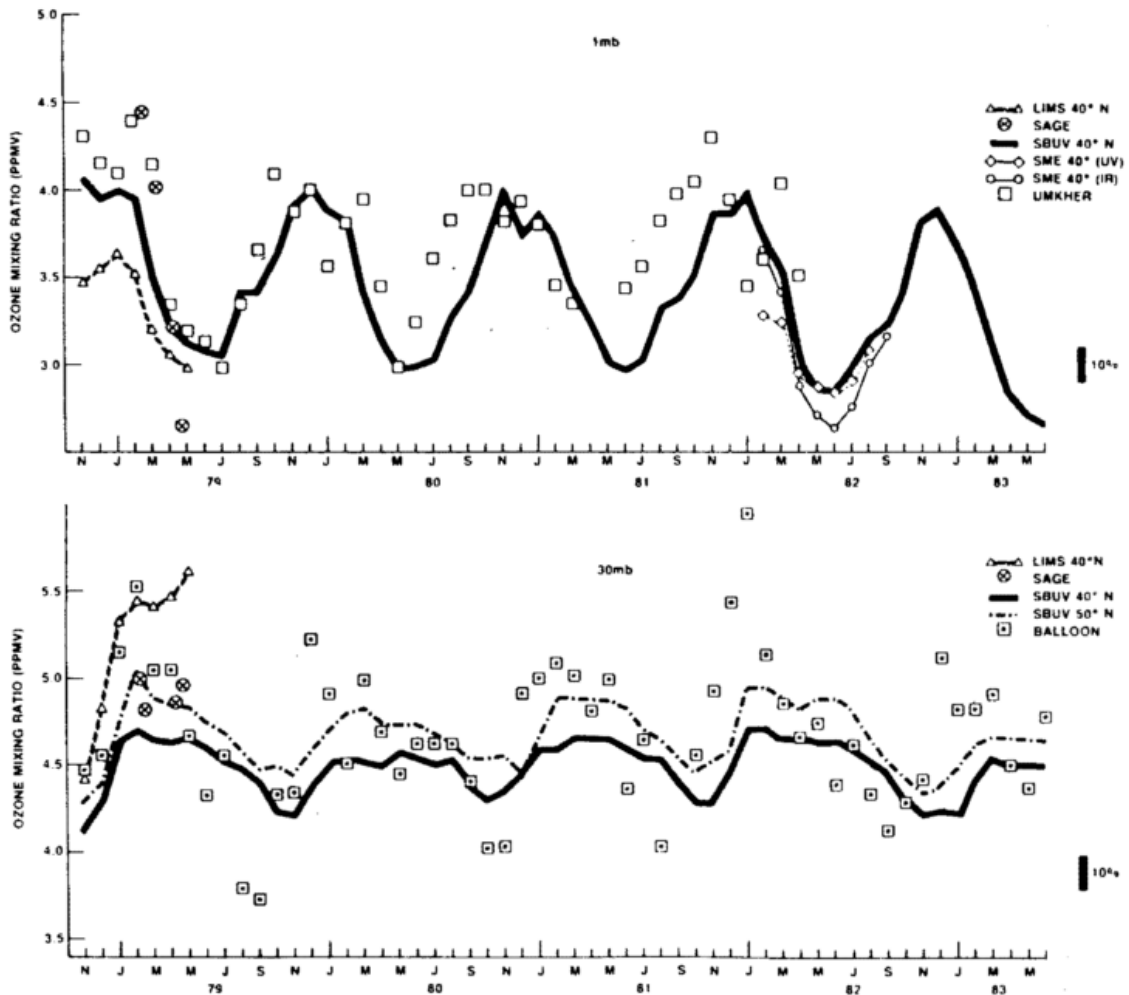


Abb. 3: Über 5 Jahre reichende SBUV-Meßergebnisse im Vergleich mit anderen Instrumenten. Die Umkehrmeßdaten der Schicht 9 wurden in das Ozonmischungsverhältnis in 1 hPa Höhe umgerechnet unter der Annahme, daß das Verhältnis Ozon-Höhenskala/Atmosphärische Höhenskala = 0,6 beträgt. In 30 hPa Höhe wurde zur Verbesserung des Vergleichs mit Ballonsondierungen die SBUV-Kurve für 50° Nord mit eingezeichnet. Nach FLEIG et al. 1985.

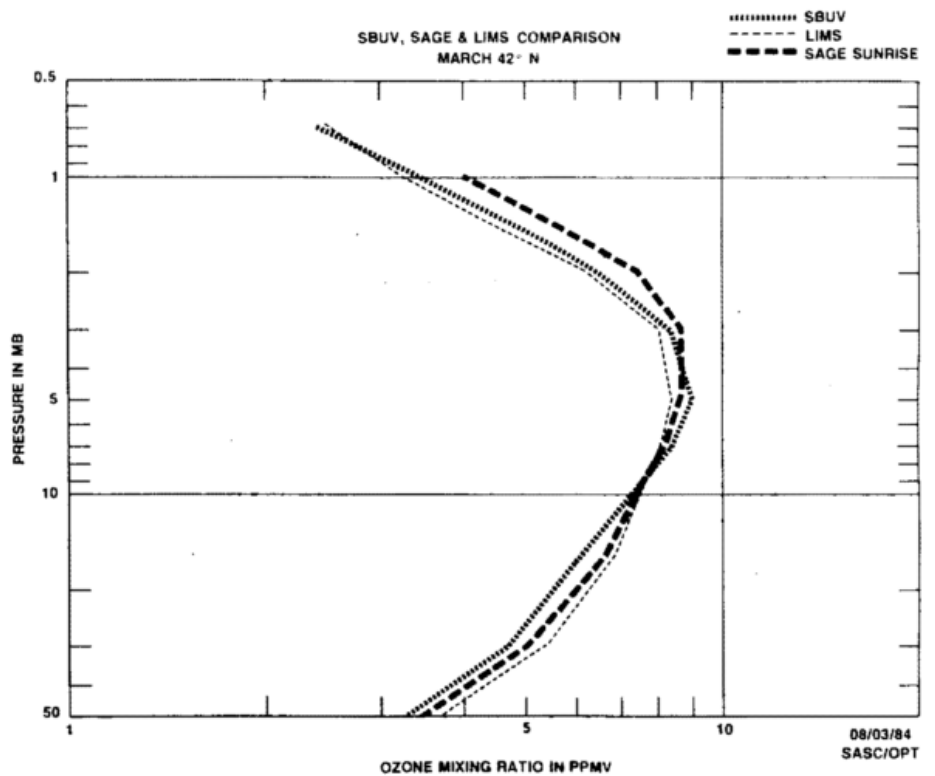


Abb. 4: Mittlere zonale Ozonprofile für März 1979 nach FLEIG et al. 1985.

zen ergeben sich bei gleicher Gewichtung aller Stationen, sie sind ein Maß für die kombinierten systematischen Unsicherheiten der jeweiligen Methoden. Die Standardabweichung dieser Differenzen ist ein Maß für die Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen. Darin enthalten sind auch die Differenzen aufgrund verschiedener Sondentypen. Die mittlere Standardabweichung der Einzelprofile ist ein kombiniertes Maß der SBUV-Genauigkeit, der Sonden- oder Umkehr-Genauigkeit und der Vergleichs-Genauigkeit (die beiden verglichenen Methoden „sehen“ fast nie genau das gleiche Profil). Die zunehmenden Werte in den Schichten 8 und 9 sind hauptsächlich auf die abnehmende Umkehrgenauigkeit in diesen Schichten zurückzuführen. Die gemachten Angaben und die Tabellen-Information wurden von BHARTIA et al. (1984) zusammengefaßt. Die geschätzte SBUV-Profilgenauigkeit liegt bei 8% oder besser für die Schichten 4–9 und nahe 15% für die Schichten 2 und 3. Die Abschätzung des systematischen Fehlers bei der SBUV-Messung liegt unter 10%, sie scheint hauptsächlich durch die unterschiedlichen Absorptionskoeffizienten der beiden Meßsysteme bedingt zu sein. Die genannte Originalarbeit weist viele sehr interessante Details auf.

Tab. 1: SBUV/Umkehr-Vergleichsstatistik

Schicht	5	6	7	8	9
Mittlere Höhe (km)	25,9	30,5	35,2	40,2	45,5
Mittlere Differenz (%)*	-9,0	-7,8	4,6	6,9	1,1
Standardabweichung der Differenzen (%)	2,7	7,5	5,5	4,1	12,4
Mittlere Standardabweichung der Vergleichsprofile (%)	6,1	5,1	6,9	8,3	15,8

*) Die Differenz ist negativ, wenn der SBUV-Wert niedriger liegt.

Tab. 2: SBUV/Ozonsonden-Vergleichsstatistik

Schicht	1	2	3	4	5	6
Mittlere Höhe (km)	5,5	12,5	16,9	21,4	25,9	30,5
Mittlere Differenz (%)*	-29,1	-13,1	-2,0	-3,4	-8,3	-3,6
Standardabweichung der Differenzen (%)	16,4	14,1	8,9	9,7	9,0	11,4
Mittlere Standardabweichung der Vergleichsprofile (%)	23,8	29,8	18,9	9,7	9,0	11,4

*) Die Differenz ist negativ, wenn der SBUV-Wert niedriger liegt.

4 Schlußbemerkungen

Es wurde aufgezeigt, daß es verschiedene Methoden zur Messung des Vertikalprofils des Ozons mit Hilfe von Satelliten-Instrumenten gibt und daß deren Spannweite von der Tropopausenhöhe bis in etwa 90 km Höhe reicht. Abbildung 3 zeigt Vergleiche zwischen SBUV-Monatsmittelwerten und LIMS, SAGE, SME (UVS), SME (NIS), Ozonsonden- und Umkehr-

messungen in 40° nördlicher Breite und bei 30 hPa und 1 hPa Druckhöhe; Abbildung 4 enthält mittlere Monatsprofile für März 1979 und 42° nördlicher Breite aufgrund von SBUV, SAGE und LIMS Meßdaten (FLEIG et al. 1985). Trotz einiger wesentlicher individueller Unterschiede ist insgesamt die Übereinstimmung annehmbar gut, wenn man die Vielfalt physikalischer und chemischer Methoden berücksichtigt, die bei der Gewinnung dieser Daten Verwendung fanden.

Literatur

- ANDERSON, G. P.; BARTH, C. A.; CAYLA, F.; LONDON, J.: Satellite observations of the vertical ozone distribution in the upper stratosphere. *Ann. Geophys.* 25 (1969) S. 341–345.
- BHARTIA, P. K.; KLENK, K. F.; FLEIG, A. J.; WELLMAYER, C. G.; GORDON, D.: Intercomparison of NIMBUS 7 solar backscattered ultraviolet ozone profiles with rocket, balloon, and Umkehr profiles. *J. Geophys. Res.* 89 (1984) S. 5227–5238.
- CHU, W.P.; McCORMICK, M. P.: Inversion of stratospheric aerosol and gaseous constituents from spacecraft solar extinction data in the 0.38–1.0 µm wavelength region. *Appl. Opt.* 18 (1979) S. 1404–1413.
- FLEIG, A. J.; GILLE, J. C.; McCORMICK, M. P.; RUSCH, D. W.; RUSSELL III, J. M.; LINDSAY, J. M.: Intercomparison of satellite ozone profile measurements. In: *Atmospheric Ozone Proc. Ozone Symp. Greece 1984*, Ed. by C. Zerefos and A. Ghazi, Dordrecht: Reidel 1985, S. 258–262.
- GILLE, J. C.; RUSSELL III, J. M.: The Limb Infrared Monitor of the Stratosphere. Experiment description, performance, and results. *J. Geophys. Res.* 89 (1984) S. 5125–5140.
- HEATH, D. F.; KRUEGER, A. J.; PARK, H.: The Solar Backscatter Ultraviolet (SBUV) and Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) experiment. In: *The Nimbus 7 User's Guide*, Ed. by C. R. Madrid, NASA Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, Md. 1978, S. 175–211.
- IOZENAS, V. A.: Determining the vertical ozone distribution in the upper atmospheric layers from satellite measurements of ultraviolet solar radiation scattered by the earth's atmosphere. *Geomag. Aeron.* 8 (1978) S. 403–407.
- KRASNOPOL'SKIY, V. A.: The ultraviolet spectrum of solar radiation reflected by the terrestrial atmosphere, and its use in determining the total content and vertical distribution of atmospheric ozone. *Geomag. Aeron.* 6 (1966) S. 236–242.
- LONDON, J.; FREDERICK, J. E.; ANDERSON, G. P.: Satellite observations of the global distribution of stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.* 82 (1977) S. 2543–2556.
- McCORMICK, M. P.; HAMILL, P.; PEPIN, T. J.; CHU, W. P.; SWISSLER, T. J.; McMASTER, L. R.: Satellite studies of the stratospheric aerosol. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 60 (1979) S. 1038–1046.
- McCORMICK, M. P.; SWISSLER, T. J.; HILSENATH, E.; KRUEGER, A. J.; OSBORN, M. T.: Satellite and correlative measurements of stratospheric ozone: comparisons of measurements made by SAGE, ECC balloons, chemiluminescent, and optical rockets. *J. Geophys. Res.* 89 (1984) S. 5315–5320.

McPETERS, R. D.; Heath, D. F.; BHARTIA, P. K.: Average ozone profiles for 1979 from the NIMBUS 7 SBUV instrument. *J. Geophys. Res.* 89 (1984) S. 5199–5214.

RAWCLIFFE, R. D.; ELLIOTT, D. D.: Latitude distribution of ozone at high altitudes, deduced from a satellite measurement of the earth's radiance at 2840 Å. *J. Geophys. Res.* 71 (1966) S. 5077–5089.

REMSBERG, E. E.; RUSSEL III, J. M.; GILLE, J. C.; GORDLEY, L. L.; BAILEY, P. L.; PLANET, W. G.; HARRIES, J. E.: The validation of NIMBUS 7 LIMS measurements of ozone. *J. Geophys. Res.* 89 (1984) S. 5161–5178.

RUSCH, D. W.; MOUNT, G. H.; BARTH, C. A.; THOMAS, R. J.; CALLAN, M. T.: Solar Mesosphere Explorer Ultraviolet Spectrometer: Measurements of ozone in the 1.0–0.1 mbar region. *J. Geophys. Res.* 89 (1984) S. 11677–11687.

SINGER, S. F.: Geophysical research with artificial earth satellites. *Advances in Geophysics* 3 (1956) S. 301–367.

THOMAS, R. J.; BARTH, C. A.; RUSCH, D. W.; SANDERS, R. W.: Solar Mesosphere Explorer Near-Infrared Spectrometer: Measurements of 1.27 μm radiances and the interference of mesospheric ozone. *J. Geophys. Res.* 89 (1984) S. 9569–9580.

9 H. WALTHER und K. W. ROTHE Lidarmessungen

1 Einleitung

Die Ozonkonzentration im Höhenbereich um 40 km ist von speziellem Interesse, weil Modellrechnungen vorhersagen, daß sie dort in besonderem Maße von anthropogenen Spurenstoffen beeinträchtigt wird (WEBBLES et al. 1983). Konventionelle Methoden zur Messung höhen aufgelöster Ozonprofile benutzen zumeist Ballons und funktionieren normalerweise nicht mehr in Höhen über 35 km. Daher stehen keine zuverlässigen, kontinuierlich registrierten Daten für den Bereich um 40 km zur Verfügung, in dem der Ozonabbau am deutlichsten sein sollte. Die hier beschriebene Apparatur ist durchaus geeignet, wesentlich zur Lösung auch dieses Problems beizutragen.

2 Beschreibung der Methode

Das benutzte Verfahren der differentiellen Absorption basiert auf der Verwendung von zwei Wellenlängen mit unterschiedlichen Absorptionsquerschnitten für das zu untersuchende Gas: eine Linie wird stark absorbiert, die andere bleibt fast unverändert und dient als Referenz.

Bei der Verwendung von gepulsten Lasern gibt die zeitaufgelöste Beobachtung des rückgestreuten Lichts Aufschluß über die Höhe. Der relative Vergleich der Rückstreuintensitäten beider Wellenlängen aus zwei benachbarten Höhenschichten ergibt die Konzentration des untersuchten Gases. Die einzige noch benötigte Information ist der Absorptionsquerschnitt. Hier stehen für das Ozon die hoch aufgelösten Daten von Bass und Paur (McPETER'S et al. 1982) zur Verfügung, in denen die Temperaturabhängigkeit ebenfalls berücksichtigt wurde. Insbesondere im Bereich von 308 nm sind diese Werte genauer als frühere: Ihre absolute Genauigkeit wird mit 4% angegeben; die relative Genauigkeit liegt bei etwa 1%.

Bei manchen praktischen Anwendungen wird ein Farbstofflasersystem benutzt, das sehr nahe beieinanderliegende Wellenlängen zuläßt. Hier ist das Rückstreuverhalten bei den beiden Wellenlängen fast identisch, was die Auswertung vereinfacht. Häufig ist allerdings die Verwendung von Ramanlinien

von Vorteil. Da hier die Wellenlängen weiter voneinander entfernt liegen, muß in diesem Fall das unterschiedliche Streuverhalten der Rayleigh- und Miestreuung berücksichtigt werden.

Im ultravioletten Spektralbereich leistet die Rayleighstreuung den größten Beitrag zur Rückstreuung aus der Stratosphäre. Eine merkbare zusätzliche Komponente in den unteren Höhen bis zu 30 km wird durch die Miestreuung hervorgerufen, besonders seit dem Ausbruch des Vulkans El Chichon im Frühjahr 1982. Der hierdurch verursachte Aerosolgehalt ist äußerst variabel. Im Vergleich zur Rayleighstreuung ist jedoch seine Wellenlängenabhängigkeit weitaus kleiner. Der Beitrag der Miestreuung ist deshalb geringer und kann oft vernachlässigt werden. Um eine möglichst hohe Genauigkeit zu erzielen, ermittelt das von uns benutzte Auswertungsverfahren den Aerosolanteil durch Subtraktion des Rayleighsignals von der gesamten Rückstreuintensität. Hierbei kann man die Rayleighstreuung mit hinreichender Genauigkeit aus bekannten Profilen der atmosphärischen Druck- und Temperaturverhältnissen erhalten.

3 Experimenteller Aufbau

Ein kommerzieller XeCl-Excimer-Laser mit einer Pulsenergie von 150 mJ und einer Repetitionsrate bis zu 100 Hz wird als Sender benutzt. Durch einen instabilen Resonator wird die Strahldivergenz auf 1 mrad reduziert. Die emittierte Wellenlänge (308 nm) liegt am Rand einer starken Absorptionsbande des Ozons. Eine zweite Wellenlänge, die als Referenz dient, wird durch stimulierte Ramanstreuung in einer Hochdruckgaszelle erzeugt. Als Ramanmedium kommen Methan (2916 cm^{-1}) oder Wasserstoff (4155 cm^{-1}) in Frage. Durch Verwendung einer Linse mit einer Brennweite von 1,1 m wird die erwünschte Umwandlungsrate in die erste Stokeslinie (15%) bei einem Druck von 40 bar Methan oder 20 bar Wasserstoff erreicht. Da beide Raman-verschobenen Wellenlängen durch Ozon nur unwesentlich absorbiert werden, übertrifft ihre Rückstreuintensität aus der oberen Stratosphäre die der unverschobenen XeCl-Laser-Linie.

Dieses Ramanverfahren erwies sich als sehr vorteilhaft, da beide Wellenlängen gleichzeitig in denselben Raumwinkel emittiert werden können. Dies reduziert den Meßfehler im Vergleich zu herkömmlichen Methoden, bei denen ein Prisma oder Gitter im Resonator den Laser von einer Wellenlänge zur anderen verstellt und damit eine gleichzeitige Messung auf beiden Wellenlängen unmöglich macht. Die Ramanmethode vereinfacht außerdem auch den Aufbau sowie den Justiervorgang und gewährleistet eine hohe Pulsenergie.

Es wird eine schnelle Speichereinheit mit 512 Kanälen benutzt, die eine maximale Höhenauflösung von 100 m liefert. Die Signale werden auf einer Kleinrechenanlage verarbeitet, die Datenspeicherung erfolgt auf Disketten. Um die Menge der gespeicherten Daten zu reduzieren, werden die Rückstreusignale von je 1000 Laserpulsen aufaddiert.

Die gesamte Ausrüstung ist in einem kleinen Container (3 m × 2 m) untergebracht, der mit einem Hubschrauber auf den

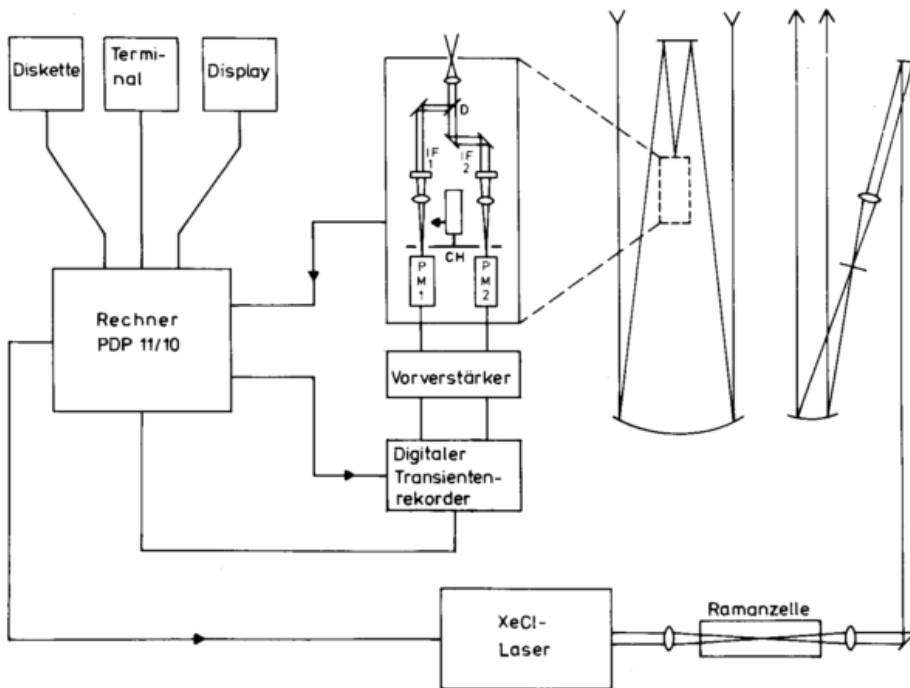


Abb. 1: Schematischer Aufbau der Lidarapparatur

Abbildung 1 zeigt den schematischen Aufbau der Apparatur. Der Laserstrahl wird in die Ramanzelle fokussiert, wodurch der kollineare Referenzstrahl mit praktisch gleicher Divergenz erzeugt wird. Die Divergenz beider Linien wird weiter reduziert mit Hilfe eines Strahlaufl weiters. Das Empfangssystem basiert auf einem Sammelspiegel von 60 cm Durchmesser und einer Brennweite von 2,4 m. Sein Gesichtsfeld ist doppelt so groß wie die Divergenz der ausgesandten Strahlen. Ein dichroitisches Filter trennt die Rückstreuintensitäten beider Wellenlängen mit minimalem Verlust. Schmalbandige Interferenzfilter (6 nm) reduzieren die Hintergrundstrahlung. Zwei Photomultiplier weisen die empfangenen Signale nach.

Bei der Verwendung eines monostatischen Aufbaus muß man verhindern, daß die Photomultiplier durch Rückstreusignale aus geringen Höhen übersteuert werden. Dies wird gewährleistet durch eine schnell drehende Sektorscheibe, welche die Signale unterhalb von etwa 15 km—20 km abdeckt. Um auch Messungen in der Troposphäre vornehmen zu können, wo ein Anwachsen der Ozonkonzentration zu erwarten ist, wird von Zeit zu Zeit ein optischer Abschwächer vor das Nachweissystem geschwenkt. Hierdurch ist eine Abdeckung der Rückstreusignale nur aus den allerersten Höhenkilometern erforderlich, so daß Messungen bereits ab 5 km Höhe möglich sind.

Gipfel der Zugspitze (2964 m) transportiert wurde. Die durch Aerosole verursachte Abschwächung der Signale in den niederen Schichten der Atmosphäre wird durch die Aufstellung der Apparatur in dieser Höhe vermieden. Das führt zu einem deutlich größeren Rückstreusignal aus der Stratosphäre.

4 Stratosphärische Ozonprofile

Die Lidarstation ist seit Oktober 1982 in Betrieb (WERNER et al. 1983, WERNER 1984). Im Verlauf der Auswertung werden die Daten gemittelt, so daß die endgültige Auflösung bei etwa einem Kilometer liegt. Der Fehler in der ermittelten Ozonkonzentration ist im wesentlichen gegeben durch den systematischen Fehler im Absorptionsquerschnitt (s. Abschnitt 2) und durch den statistischen Fehler auf Grund der Tatsache, daß nur eine beschränkte Anzahl von nachgewiesenen Photonen für die Auswertung zur Verfügung stehen. Diese Zahl ist natürlich von der Meßzeit abhängig. Im Durchschnitt reichen 15 Minuten, um Profile bis zu 30 km mit einem statistischen Fehler von weniger als einem Prozent zu erhalten. In Höhen von 40 km jedoch wird eine Integrationszeit von mehreren Stunden benötigt, um dieselbe Genauigkeit zu erreichen. In-

formationen über noch größere Höhenbereiche erfordern bei Wiederholfrquenzen von 50 Hz eine ganze Nacht als Meßzeit.

Bei den folgenden Meßbeispielen wollen wir uns auf den September 1983 beschränken. In diesem Monat fand die MAP/Globus-Kampagne (MAP: Middle Atmosphere Program) statt. Abbildung 2 zeigt sämtliche in diesem Zeitraum gemessenen Ozonprofile. Jedes einzelne Profil repräsentiert eine Meßnacht. Die Fluktuationen gehen ausschließlich auf natürliche Variationen zurück; im Vergleich dazu ist der Meßfehler in allen Höhen vernachlässigbar klein.

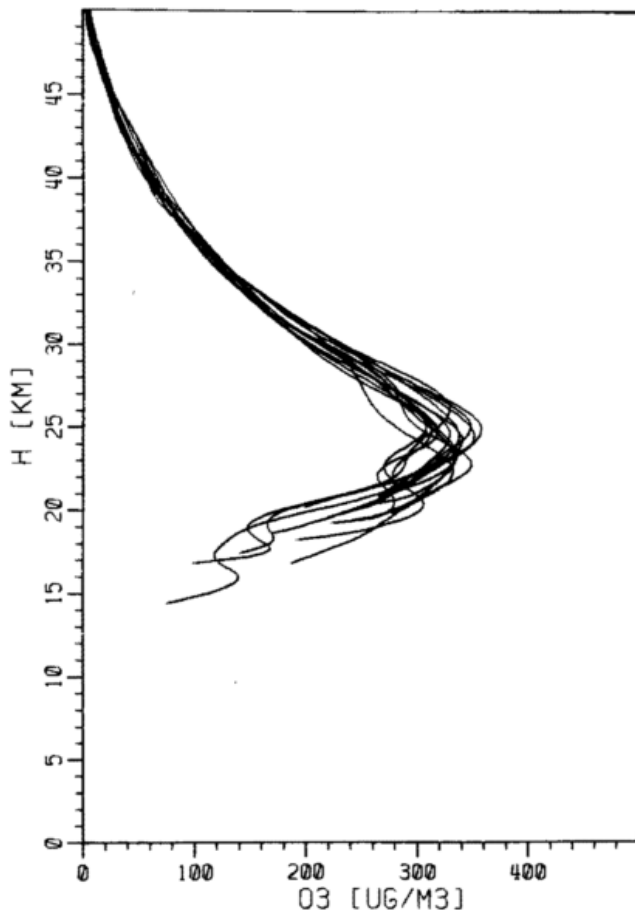


Abb. 2: Ozonprofile im September 1983

Die Variabilität der Ozonkonzentration oberhalb von 30 km ist relativ klein, da die Ozonkonzentration in der oberen Stratosphäre vorwiegend durch photochemische Reaktionen bestimmt wird. Im Gegensatz dazu variiert der Ozongehalt in der unteren Stratosphäre sehr stark. Dies beruht auf Transportmechanismen, die hauptsächlich in den unteren Höhenschichten stattfinden.

Der mit dem Transport zusammenhängende ständige Wechsel ist in Abbildung 3 besonders deutlich zu sehen. Die zeitliche Entwicklung der Ozonkonzentration wird in perspektivischer Darstellung gezeigt, beginnend mit der Nacht vom 7. zum 8. September (erstes Profil) bis zu der vom 29. auf den 30. September (Letzes Profil). Die Lücken zwischen Gruppen von Messungen symbolisieren durch schlechtes Wetter erzwun-

gene Unterbrechungen. Die Abszisse stellt die Höhe – aufsteigend von rechts nach links – dar, die Ordinate repräsentiert die Ozonkonzentration.

Wegen der kurzen Beobachtungszeit ist es bisher natürlich noch nicht möglich, Rückschlüsse auf den Abbau der Ozonkonzentration oder die Verlagerung des Ozons in tiefere Höhenschichten zu ziehen. Solche Effekte werden durch die großen naturgegebenen Variationen der Ozonkonzentration überdeckt. Es ist daher eine erheblich längere Beobachtungszeit erforderlich, ehe definitive Aussagen hierüber gemacht werden können.

5 Vergleich mit chemischen Ballonsonden

Die von uns gemessenen Ozonprofile stehen in guter Übereinstimmung mit chemischen Messungen, die etwa 40 km von der Zugspitze entfernt vom Hohenpeißenberg aus erfolgen.

Dort werden seit fast zwanzig Jahren routinemäßig zwei- bis dreimal in der Woche elektrochemische Brewer/Mast Sonden gestartet. Die Sonden werden sehr sorgfältig präpariert, was sich in den geringen Korrekturfaktoren bemerkbar macht. Sie erreichen eine maximale Höhe von 35 km. Die Genauigkeit liegt bei etwa 5 Prozent und nimmt mit zunehmender Höhe in der Stratosphäre ab.

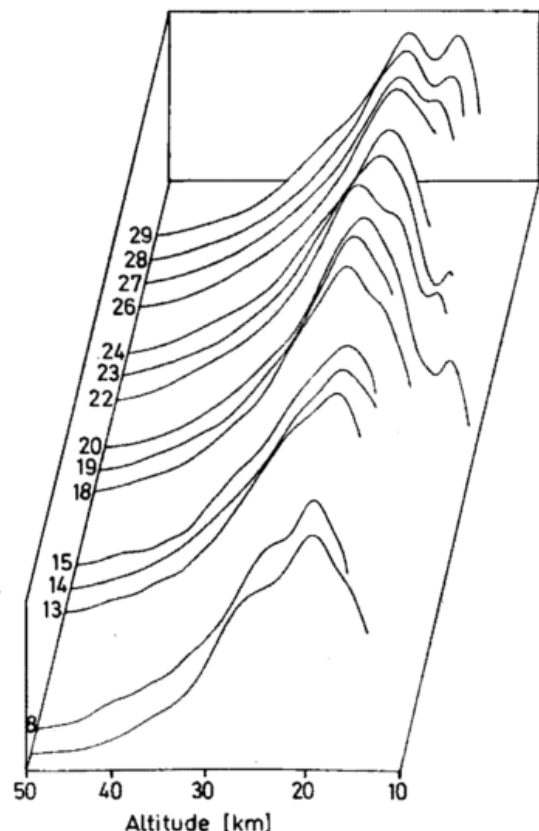


Abb. 3: Zeitliche Entwicklung der Ozonkonzentration im September 1983

Ein Vergleich der Ergebnisse der Lidar- und Sondenprofile ist alles andere als trivial. Abgesehen von den verschiedenen

Standorten darf man nicht vergessen, daß im Gegensatz zu den Ballonsonden die Lidarmessungen genau senkrecht nach oben erfolgen. Dagegen können die Ballons durch starke Winde um einige hundert Kilometer abdriften. Was den Zeitpunkt der Messungen betrifft, so ist zu bedenken, daß die Ballons zumeist am Morgen gestartet werden, wogegen die Lidarapparatur ausschließlich in der Nacht arbeitet.

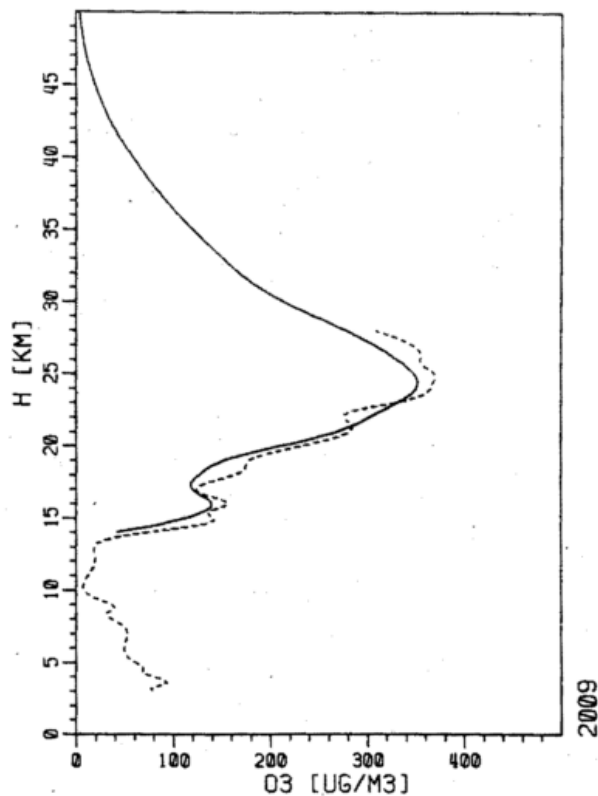


Abb. 4: Methodenvergleich mit Ballonsonden: Beispiel einer guten Übereinstimmung

Da das Ozon-Lidar jeweils etwa acht Stunden in Betrieb war, erhält man ein gemittelt Profil pro Meßnacht. Kurzzeitige Fluktuationen der Ozonkonzentrationen treten daher nicht in Erscheinung, und die Lidarprofile sind recht glatt. Sie zeigen nur Charakteristika, die während der ganzen Nacht vorhanden waren. Im Gegensatz dazu liefern die Brewer/Mast Sonden Profile, welche die aktuelle Situation während des Aufstiegs darstellen. Eine solche Momentaufnahme der Ozonkonzentration zeigt selbstverständlich viele Strukturen, die zwar für den Zeitpunkt des Aufstiegs selbst, aber nicht für einen längeren Zeitraum von einigen Stunden relevant sind.

Die Lidar-Profile jeder einzelnen Nacht wurden mit den zeitlich nächstliegenden Ballonstarts verglichen: Am häufigsten erfolgte der Start am folgenden Morgen, einige Ballons jedoch stiegen auch während des Tages auf. Zwei Ballonstarts fanden sogar um Mitternacht statt. In diesen Fällen zeitlicher Nähe waren außergewöhnlich gute Übereinstimmungen in den Profilen festzustellen. Dies wird durch Abbildung 4 dokumentiert, die ein offensichtlich stabiles Nebenmaximum in etwa 15 km Höhe für die Nacht vom 20. zum 21. September erkennen läßt.

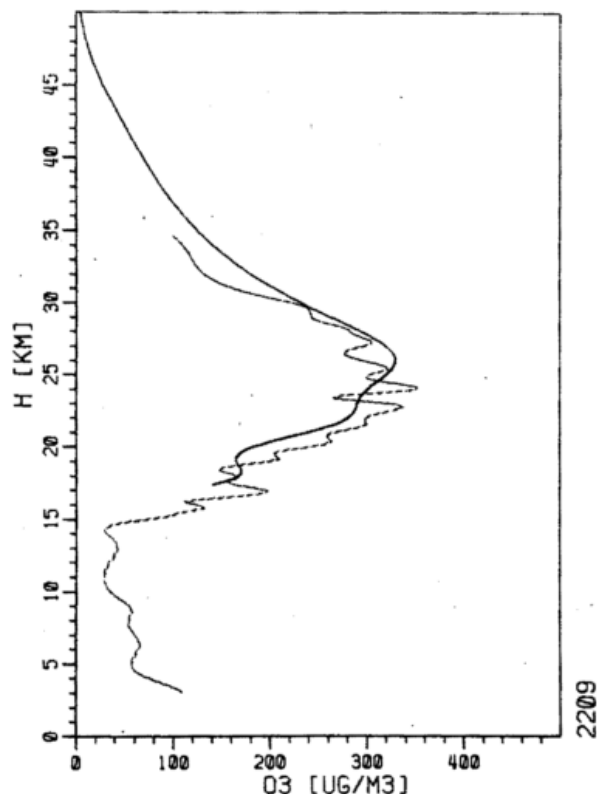


Abb. 5: Methodenvergleich mit Ballonsonden: Beispiel einer signifikanten Diskrepanz wegen zu großer zeitlicher Abstände zwischen den Messungen

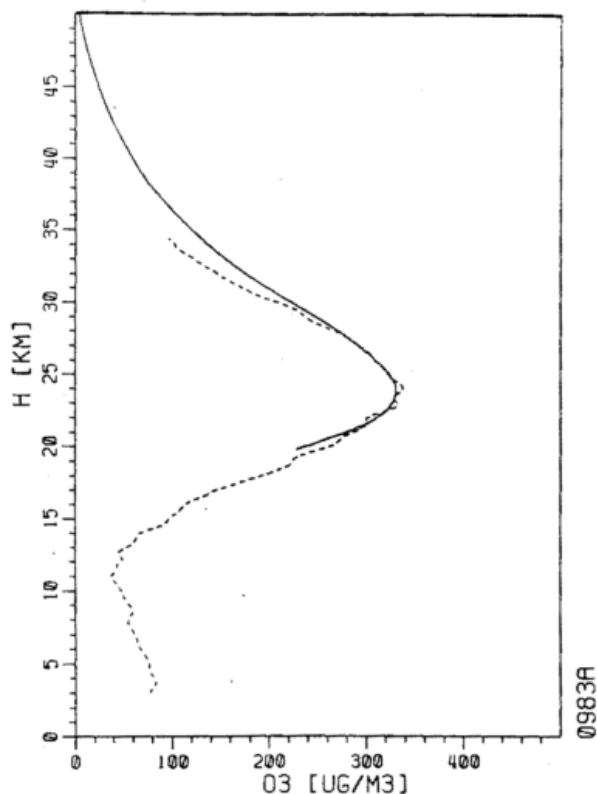


Abb. 6: Methodenvergleich mit Ballonsonden: Vergleich der Monatsmittelwerte

Faßt man die Ergebnisse der Einzelmessungen zusammen, so ist festzustellen, daß im allgemeinen zeitlich dicht beeinanderliegende Messungen zu besseren Übereinstimmungen führen. Nur in wenigen Fällen waren signifikante Diskrepanzen zu erkennen. Abbildung 5 zeigt ein Beispiel hierfür. Eine Erklärung dieser Diskrepanz liegt in dem großen Zeitabstand zwischen den Messungen.

Offensichtlich ist der Vergleich der monatlichen Durchschnittswerte weitaus informativer, weil sich die kurzzeitigen Fluktuationen der Sondendaten bis zu einem gewissen Grade herausmitteln. So können eventuell vorhandene systembedingte Differenzen zwischen den beiden Methoden erkannt werden. Tatsächlich zeigen die beiden über den Monat gemittelten Profile eine außerordentlich gute Übereinstimmung im Höhenbereich zwischen ca. 18 km und 30 km (Abb. 6). Zu diesem Zeitpunkt maß der Lidar noch nicht unterhalb von 18 km, wohingegen die elektrochemischen Sonden nur bis zu Höhen von etwa 35 km arbeiten. Die einzige bemerkenswerte Diskrepanz kann für den Bereich zwischen 30 km und 35 km konstatiert werden, wo die Sonden durchweg niedrigere Ozonkonzentrationswerte ermitteln als die Lidarapparatur. Der Grund für diese Diskrepanz ist noch nicht eindeutig geklärt; hierzu bedarf es weiterer vergleichender Messungen.

6 Schlußbemerkung

Die LIDAR-Apparatur auf der Zugspitze arbeitet seit Oktober 1982 erfolgreich. Ihre Hauptvorteile sind hohe Präzision

und die Fähigkeit, kontinuierlich in Höhen bis zu 50 km messen zu können. Die Lidarmethode ist infolgedessen sehr gut geeignet, langfristige Tendenzen im Ozonprofil im Prozentbereich zu untersuchen.

Im Vergleich der Ozonprofile, die durch zwei unterschiedliche Methoden ermittelt wurden, zeigen sich deutlich sowohl die große Zuverlässigkeit als auch die jeweiligen Eigenarten beider Verfahren. Im Bereich zwischen 18 km und 30 km wurden nahezu identische Monatsdurchschnittswerte gefunden.

Literatur

McPETERS, R. D.; Bass, A. M.: Anomalous atmospheric spectral features between 300 and 310 nm interpreted in light of new ozone absorption coefficient measurements. *Geophys. Res. Lett.* 9 (1982) Nr. 3, S. 227–230.

WERNER, J.; ROTHE, K. W.; WALTHER, H.: Monitoring of the stratospheric ozone layer by laser radar. *Appl. Physics B* 32 (1983) S. 113–118.

WERNER, J.: Dissertation München (1984)

WUEBBLES, D. J. et al.: Effect of complex anthropogenic perturbations on stratospheric ozone. *J. of Geophys. Res.* 88 (1983) No. C2, S. 1444–1456.

10 N. KÄMPFER und K. KÜNZI Mikrowellenmessungen

1 Einleitung

Passive Mikrowellen-Radiometer für die Fernerkundung der Atmosphäre werden seit über einer Dekade in der Meteorologie für experimentelle und operationelle Anwendungen eingesetzt. In neuerer Zeit werden diese Sensoren auch für die Erforschung der mittleren Atmosphäre (15 km – 100 km) verwendet.

Mikrowellen-Sensoren messen in einem Spektralbereich von ca. 10 GHz – 300 GHz (entsprechend einer Wellenlänge von 30 mm – 1 mm) die thermische Strahlung der Atmosphäre, die beim Übergang eines Moleküls von einem Rotationszustand in einen anderen emittiert wird. Die spektrale Analyse der empfangenen Mikrowellenstrahlung erlaubt es, auf atmosphärische Parameter wie Temperatur, Druck oder das Mischungsverhältnis eines Gases als Funktion der Höhe zu schließen. Ein besonders geeignetes Gas zur Untersuchung mit Mikrowellen ist Ozon, das mehrere starke Absorptionslinien im Bereich bis 300 GHz aufweist.

Mikrowellensensoren weisen gegenüber den herkömmlichen Ozonmeßmethoden ganz wesentliche Vorteile auf. Mikrowellenmessungen sind vom Sonnenstand unabhängig und können auch bei bewölktem Himmel durchgeführt werden, weil

wegen der relativ großen Wellenlänge der Mikrowellen gegenüber der Abmessung der Wassertröpfchen in den Wolken nur Absorption, aber keine Streuung auftritt. Aus demselben Grund sind sie auch unabhängig vom troposphärischen Aerosol. Die relativ kurze Meßzeit erlaubt es, sich rasch ändernde Ozonkonzentrationen festzustellen. Mikrowellensensoren, die am Erdboden oder in Flugzeugen eingesetzt werden, erlauben die Ozonbestimmung bis zu 80 km Höhe mit einer Höhenauflösung von ca. 10 km. Bis zu 90 km mit einer Auflösung von 3 km werden die satellitengetragenen Sensoren messen können.

2 Mikrowellenspektroskopie

In der Mikrowellenspektroskopie wird die Intensität der elektromagnetischen Strahlung aus der Atmosphäre als Funktion der Frequenz und der Beobachtungsgeometrie gemessen. Die Intensität der Strahlung, die von einem Gas infolge der Rotationsübergänge seiner Moleküle emittiert wird, hängt vom Mischungsverhältnis des betreffenden Gases sowie von Druck und Temperatur der Atmosphäre ab. Eine Spektrallinie ist nicht diskret, sondern sie wird durch verschiedene Mechanis-

men verbreitert. Die Linienform ist bis in Höhen von 70 km – 80 km (für Frequenzen < 300 GHz) vor allem durch den Luftdruck verbreitert. Weil der Druck mit zunehmender Höhe sehr schnell abnimmt, ist die Linienbreite eine starke Funktion der Höhe. Aus diesem Grund hat eine schmale Linie ihren Ursprung in großer Höhe, wo der Druck klein ist, und eine breite Linie stammt aus kleinen Höhen, wo der Druck hoch ist.

Im folgenden Abschnitt wird gezeigt, wie das Höhenprofil eines atmosphärischen Bestandteils aus der beobachteten Form der Resonanzlinie erhalten werden kann. Hierzu müssen wir uns dem Gebiet des Strahlungstransfers und der Inversion der Strahlungstransfergleichung zuwenden.

Für Frequenzen unterhalb ca. 300 GHz und Temperaturen größer als ca. 180 K kann das Planck'sche Strahlungsgesetz durch die Rayleigh-Jeans'sche Näherung ersetzt werden. Wir machen ferner die Annahmen, die im betrachteten Frequenzgebiet sehr gut erfüllt sind, daß in der Erdatmosphäre lokales thermodynamisches Gleichgewicht herrscht und daß Streuung vernachlässigt werden kann. Die Strahlungstransfergleichung lautet dann

$$I(f) = I_B(f) e^{-\tau} + \int_0^{\infty} \alpha(h, f, T) \cdot T(h) \cdot \frac{2kf^2}{c^2} e^{-\int_0^h \alpha(h', f, T) dh'} dh. \quad (1)$$

Die vom Radiometer empfangene Leistung $I(f)$ setzt sich zusammen aus der emittierten Leistung des Hintergrundes $I_B(f)$, die durch die Atmosphäre mit der totalen Opazität $\tau = \int_0^{\infty} \alpha(h, f, T) dh$ abgeschwächt wird, plus der atmosphärischen Selbstemission, die durch den Integralausdruck dargestellt wird. In diesen Gleichungen bedeutet die Boltzmann-Konstante, c die Lichtgeschwindigkeit, f die Frequenz, $T(h)$ das atmosphärische Temperaturprofil, $\alpha(h, f, T)$ der Absorptionskoeffizient und h die Höhe. Wegen der Proportionalität der physikalischen Temperatur T und der Intensität I in der Rayleigh-Jeans-Näherung ist es in der Mikrowellenspektroskopie üblich, anstelle von I von sogenannten äquivalenten Helligkeitstemperaturen zu sprechen. Die Strahlungstransfergleichung lautet dann

$$T(f) = T_B(f) e^{-\tau} + \int_0^{\infty} \alpha(h, f, T) \cdot T(h) \cdot \frac{2kf^2}{c^2} e^{-\int_0^h \alpha(h', f, T) dh'} dh. \quad (2)$$

Für eine isolierte Ozonlinie läßt sich der atmosphärische Absorptionskoeffizient separieren:

$$\alpha(h, f, T) = \alpha_{O_3}(h, f, T) + \alpha_{rest}(h, f, T). \quad (3)$$

Dabei bedeutet α_{O_3} die Absorption von O_3 allein und α_{rest} die Absorption durch sämtliche andere Komponenten. Für α_{O_3} kann man schreiben

$$\alpha_{O_3}(h, f, T) = \alpha_0(T) \cdot s(h, f, T) \cdot V(h). \quad (4)$$

Dabei ist $\alpha_0(T)$ die Absorption in Linienmitte, s ist der Linienformfaktor und $V(h)$ das Volumenmischungsverhältnis. Die Werte von α_0 und s erhält man als Ergebnis aus theoretischen Untersuchungen. Weil im Mikrowellengebiet die einzelnen Linien meist genügend isoliert sind, kann das Integral in (2) gemäß der Separation (3) aufgespalten werden. Da zudem α_{O_3} eine kleine Größe ist, kann die Selbstabsorption

$\exp(-\int \alpha_{O_3} dh') = 1$ gesetzt werden. Für die gemessene Helligkeitstemperatur des O_3 -Moleküls können wir also schreiben

$$T_{O_3}(f) = e^{-\tau} \int T(h) \cdot \alpha_0 \cdot s(h, f, T) \cdot V(h) dh. \quad (5)$$

$T_{O_3}(f)$ ist die Differenz zwischen der gemessenen Helligkeitstemperatur und derjenigen, die ohne O_3 gemessen würde. Die zweite Temperatur läßt sich abschätzen aus Messungen, die außerhalb der Resonanz gemacht werden.

Gleichung (5) zeigt, daß entweder das Temperaturprofil $T(h)$ oder das Volumenmischungsverhältnis $V(h)$ aus einer Messung von $T(f)$ bestimmt werden kann. Für die Ozonmessung muß deshalb ein Modell-Profil der Temperatur angenommen werden.

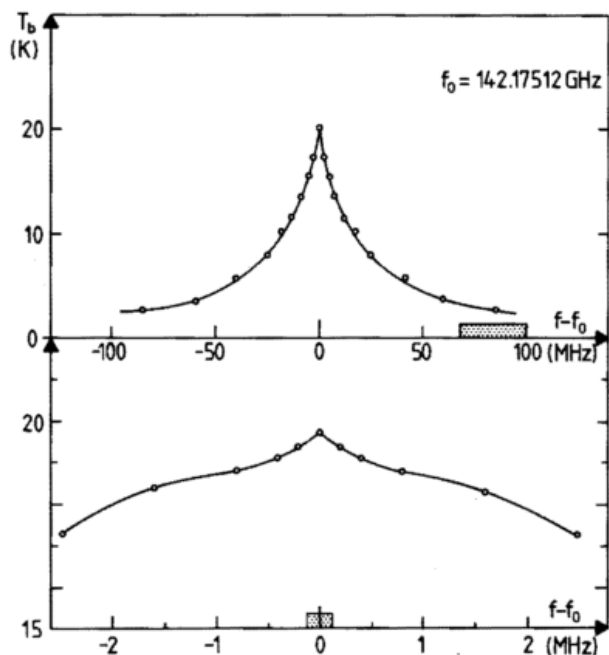


Abb. 1: Typischer gemessener Verlauf der Helligkeitstemperatur, wie er durch die Ozonresonanz bei 142.1 GHz erzeugt wird. Der untere Teil der Figur zeigt die Auflösung der Linien Spitze. Figur aus LOBSIGER (1985)

In der Praxis wird $T_{O_3}(f)$ bei verschiedenen diskreten Frequenzen gemessen, und $V(h)$ kann deshalb nur für eine entsprechende Anzahl von atmosphärischen Schichten bestimmt werden.

Gleichung (5) kann als Matrixgleichung geschrieben werden

$$\vec{T}_{O_3} = \mathbf{M} \cdot \vec{V}. \quad (6)$$

Dabei ist \vec{T}_{O_3} der gemessene Helligkeitstemperatur-Vektor und \vec{V} der Vektor der Mischungsverhältnisse. Damit \vec{V} bestimmt werden kann, muß (6) invertiert werden. Eine iterative Inversionsmethode wird ausführlich in RANDEGGER (1980) beschrieben. Die Matrix \mathbf{M} kann physikalisch als ein Satz von Gewichtsfunktionen beschrieben werden, die angeben, wieviel eine bestimmte Atmosphärenschicht zur beobachteten Helligkeitstemperatur beiträgt. Abbildung 1 zeigt ein Beispiel einer gemessenen Ozonlinie bei 142.2 GHz und Abbildung 2 das entsprechende Höhenprofil von Ozon.

Nachdem die theoretischen Grundlagen der Mikrowellen-Spektroskopie kurz behandelt worden sind, wollen wir uns der Beschreibung des Instrumentes zuwenden, das zur Beobachtung der Strahlungstemperatur von Spektrallinien verwendet wird.

3 Mikrowellen-Radiometer-System

Ein Radiometer-System zur Beobachtung atmosphärischer Emissionslinien besteht aus den folgenden wesentlichen Teilen:

- Antenne zum Empfangen der einfallenden Strahlung
- Kalibrationssystem zum Eichen des Empfängers
- Rauscharmes stabiles Radiometer (Empfänger)
- Spektrometer zur spektralen Analyse
- Kontroll- und Steuergerät.

Antenne

Die verwendete Antenne muß möglichst geringe Nebenkeulen aufweisen. Dies ist einerseits notwendig, damit eine gute Höhenauflösung erreicht wird und andererseits, damit die interessierende Strahlung nicht durch Störsignale, die in den Nebenkeulen empfangen werden, verfälscht wird.

Kalibration

Kalibration des Systems erfolgt, indem die Hornantenne auf kalte respektive warme Eichquellen (schwarze Körper) schaut, was durch Einschwenken eines Spiegels in den Strahlengang realisiert werden kann.

Radiometer

Im Frequenzbereich von ca. 30 GHz – 300 GHz werden fast ausschließlich Superheterodyne-Empfänger verwendet. Dabei wird das einfallende Signal im Mischer auf eine Zwischenfrequenz von einigen GHz heruntergemischt, wo rauscharme Verstärker zur Verfügung stehen. Der Mischer wird durch einen Lokaloszillator gepumpt, der über einen Phasenregelkreis frequenzstabilisiert wird.

Spektrometer

Das im Radiometer verstärkte Signal wird im Spektrometer analysiert. Ein konventionelles Spektrometer besteht aus einer Reihe von Bandpaßfiltern, gefolgt von Detektoren und Verstärkern für jeden Filterkanal. Normalerweise werden die einzelnen Filter nicht alle gleich breit gewählt. In den Linienflügeln genügen breite Filter, wogegen in der Linienmitte schmale Filter notwendig sind. Dies wird in Abbildung 1 veranschaulicht, wo Filter mit einer Bandbreite im Bereich von 30 MHz – 0.2 GHz verwendet werden. Am Ausgang des Spektrometers erhält man somit einen diskreten Satz von Helligkeitstemperaturen.

Kontroll- und Steuergerät

Üblicherweise wird die ganze Meßapparatur durch einen Rechner gesteuert. Diese Steuereinheit besorgt auch die digitale Speicherung der gemessenen Werte. Die Inversions-Methode, die viel Rechenzeit benötigt, wird meist auf einem größeren System durchgeführt.

4 Messungen von Ozon vom Boden aus

Am Institut für Angewandte Physik der Universität Bern wird seit einem Jahr die Ozonlinie bei 142.175 GHz in der mittleren Atmosphäre gemessen. Es wird ein 30-Kanal-Spektrometer verwendet. Mit diesem Instrument kann das Ozonprofil im Bereich von 25 km – 70 km mit einer Höhenauflösung von ca. 10 km gewonnen werden. Während einer vier Monate dauernden Kampagne wurde in gemeinsamer Arbeit mit dem Institut für Atmosphärenphysik der ETH Zürich das Ozonprofil gleichzeitig mit Mikrowellenmessungen von Bern aus und mit einem Dobson-Instrument (Umkehr-Methode) von Arosa aus bestimmt. Ein ausführlicher Bericht findet man in LOBSIGER et al. (1984). Abbildung 2 zeigt zwei Höhenprofile von Ozon. Das Nachtprofil zeigt höhere Werte des Ozons in der Mesosphäre, weil nach Sonnenuntergang die Photodissoziation von Ozon aufhört.

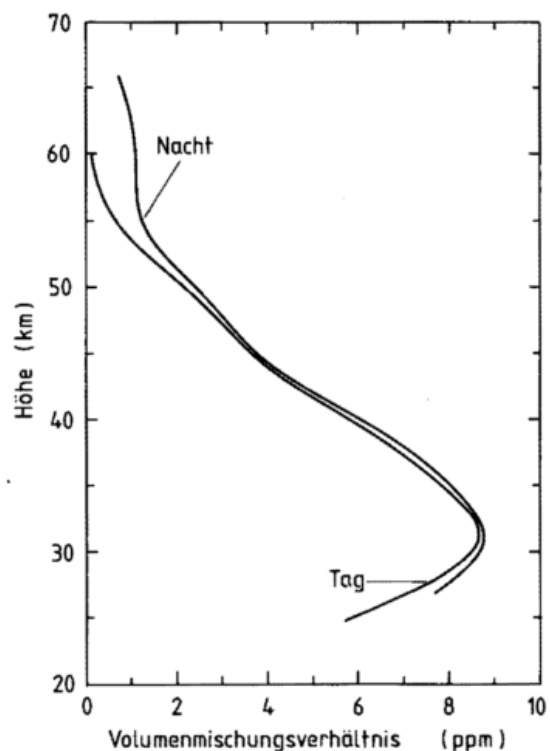


Abb. 2: Beispiel zweier Ozonprofile, wie sie am 19. April 1984 gemessen wurden. Deutlich sichtbar ist der Anstieg des mesosphärischen Ozons in der Nacht. Aus LOBSIGER (1985)

Abbildung 3 zeigt den Vergleich eines monatlichen Mittelwerts des aus den Mikrowellendaten gewonnenen Profils mit dem „Umkehr“-Profil von Arosa. Zu beachten ist, daß für die Schicht 10 nur Mikrowellendaten vorliegen.

5 Messungen vom Weltraum aus

Für die Atmosphärenphysik sind globale Messungen äußerst wichtig. Solche Messungen lassen sich auf ökonomische Weise nur vom Weltall aus durchführen. Seit den siebziger Jahren sind auch verschiedene experimentelle und operationelle Sa-

telliten mit Mikrowellensensoren zur Bestimmung von Temperatur und Wasserdampf eingesetzt worden. Mikrowellensensoren zur Erfassung des Ozons vom Weltall aus sind bis heute noch nicht eingesetzt worden.

Zwei sogenannte „limb sounding“-Instrumente sind gegenwärtig im Bau: der „Microwave Limb Sounder“ (MLS), der in dem „Upper Research Satellite“ (UARS) der NASA im Jahr 1989 verwendet werden soll, und der „Microwave Atmospheric Sounder“ (MAS), der im Rahmen der „Earth Observation Mission“ (EOM) ab 1988 vom Space Shuttle aus eingesetzt wird. In dieser Anordnung wird die Atmosphäre mit einem „pencil-beam“ von einigen Zehntel Grad Breite abgetastet. Der Vorteil dieser Beobachtungsart liegt darin, daß man zur Beobachtung schwacher Signale lange Wegstrecken der Atmosphäre mißt, und daß zudem nur Strahlung oberhalb der Tangenten-Höhe zum Signal beiträgt. Mit dieser Technik kann eine Höhenauflösung von ca. 3 km erreicht werden.

Das MAS ist ein passives Mikrowellenradiometer, das zur Erkundung der mittleren Atmosphäre vom Weltraum aus eingesetzt wird. Die am MAS beteiligten Nationen sind die Schweiz (Institut für Angewandte Physik, Universität Bern), die Bundesrepublik Deutschland (Max-Planck-Institut für Aeronomie,

Lindau) und die USA (Naval Research Laboratory, Washington D.C.). Auf Einladung der NASA soll das MAS auf den Environmental Observation Missions (EOM) 4, 5 und 6 eingesetzt werden, die für 1988, 1989 und 1990 vorgesehen sind.

Dabei ist wichtig, daß diese Geräte nicht nur Ozon, sondern auch andere in der komplexen Photochemie wichtigen Stoffe wie H_2O und ClO bestimmen und auch die atmosphärische Temperaturverteilung messen. Die Höhenbereiche, Genauigkeiten und Integrationszeiten zeigt neben den zu messenden Parametern und Bestandteilen der Atmosphäre die Tabelle 1.

Diese Mikrowellensensoren sind nur ein Teil einer großen Nutzlast von vielen Instrumenten, welche alle Informationen liefern, die zu einem besseren Verständnis der Vorgänge in der mittleren Atmosphäre beitragen werden.

Tab. 1: Parameter und Bestandteile, die vom MAS gemessen werden (VMR: Volume Mixing Ratio)

Frequenz [GHz]	Parameter & Bestandteile	Höhenbereich [km]	Genauigkeit	Integrationszeit [s]
Kanal 1: 81,151 62,998 83,568	Kit. Temperatur	20 – 100	2 K	2 – 10
	Druck	35 – 70	1 %	2
	Druck	35 – 70	1 %	2
Kanal 2: 183,31 184,37	Wasserdampf H_2O	20 – 90	$2 \cdot 10^{-7}$ VMR*)	2 – 100
	Ozon O_3	20 – 90	$2 \cdot 10^{-7}$ VMR	2
Kanal 3: 204,35	Chlor Monoxid ClO	30 – 45	$2 \cdot 10^{-10}$ VMR	100

Comparison of the monthly-mean [February 1982] ozone profile obtained from microwave [—] and Dobson [----] instruments

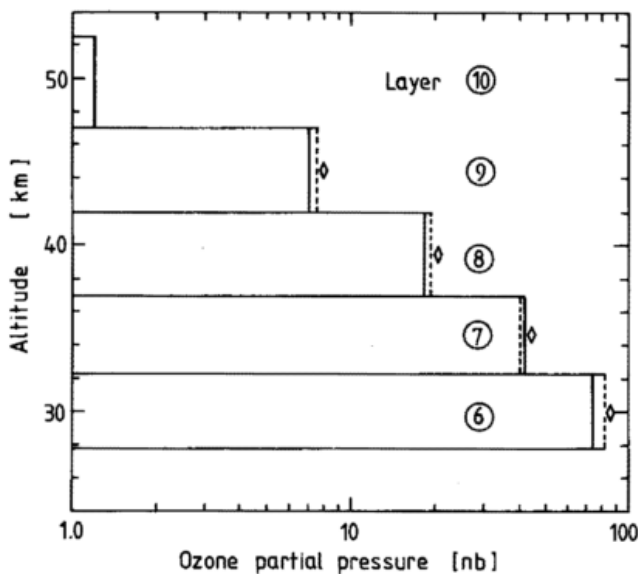


Abb. 3: Vergleich des monatlichen Mittelwerts von Ozon aus Mikrowellen- und Dobsondaten

Literatur

LOBSIGER, E.; KÜNZI, K. F.; DÜTSCH, H. U.: Comparison of stratospheric ozone profiles retrieved from microwave radiometer and dobson-spectrometer data. *J. of Atmosph. and Terr. Phys.* 46 (1984) No. 9, S. 799–806.

LOBSIGER, E.: Ein gekühlter mm-Wellen-Sensor zum Nachweis von Spurengasen der Atmosphäre. *Mitteilungen AGEN* Nr. 40 (1985).

RANDEGGER, A. K.: On the determination of the atmospheric ozone profile for ground based microwave measurements. *Pure a. appl. Geophys.* 118 (1980) Nr. 5, S. 1052–1065.

1 Einleitung

Die elektrochemische Konzentrationszellen- (ECC) Ozonsonde (KOMHYR 1969) wird seit Mitte 1960 zur Messung der vertikalen Verteilung des atmosphärischen Ozons bis in Höhen über 30 km benützt. Bei dieser Sonde sind sowohl die Kathode als auch die Anode aus Platin hergestellt. Die erforderliche elektromotorische Kraft (EMK) in diesen Zellen wird durch Kaliumjodid- (KJ) Lösungen unterschiedlicher Konzentration in der Anoden- und Kathoden-Halbzelle erreicht.

Um einen besseren Anschluß an Raketen- und Satellitenmeßdaten zu erhalten und zur besseren Erforschung anthropogener Einflüsse auf das Ozon, erschien es zweckmäßig, den Meßbereich der ECC-Ballonsonde bis auf 40 km Höhe zu erweitern. Zu diesem Zweck wurde eine neue Teflon-Luftpumpe entwickelt. Sie ist leichter herzustellen als die vorhergehende Pumpe, und außerdem ist ihre Pumpencharakteristik oberhalb 10 mbar besser.

anderen Seite aber das Mischen des Kathoden- und Anodenelektrolyts verhindert und so deren Konzentration erhält. Das Elektrolyt in jeder Kammer enthält zusätzlich Kaliumbromid und einen Puffer; die Konzentration dieser Zusatzchemikalien ist in jeder Halbzelle gleich.

Die chemischen Reaktionen innerhalb der ECC-Zelle wurden von KOMHYR (1969) detailliert beschrieben. Die EMK dieser Zelle beträgt etwa 0,13 V bei 25 °C; sie ist definiert durch Gleichung (1):

$$E = - \frac{0.0591}{2} \log \frac{(a_1)I_3^- (a_3)^2 I^-}{(a_4)I_2 (a_2)^3 I^-} \quad (1)$$

Dabei repräsentieren a_1 und a_2 die Aktivitäten des Trijodids bzw. Jodids in der Anodenhalbzelle und a_3 und a_4 das Verhalten des Jodids bzw. des Jods in der Kathodenhalbzelle. Wenn Ozon

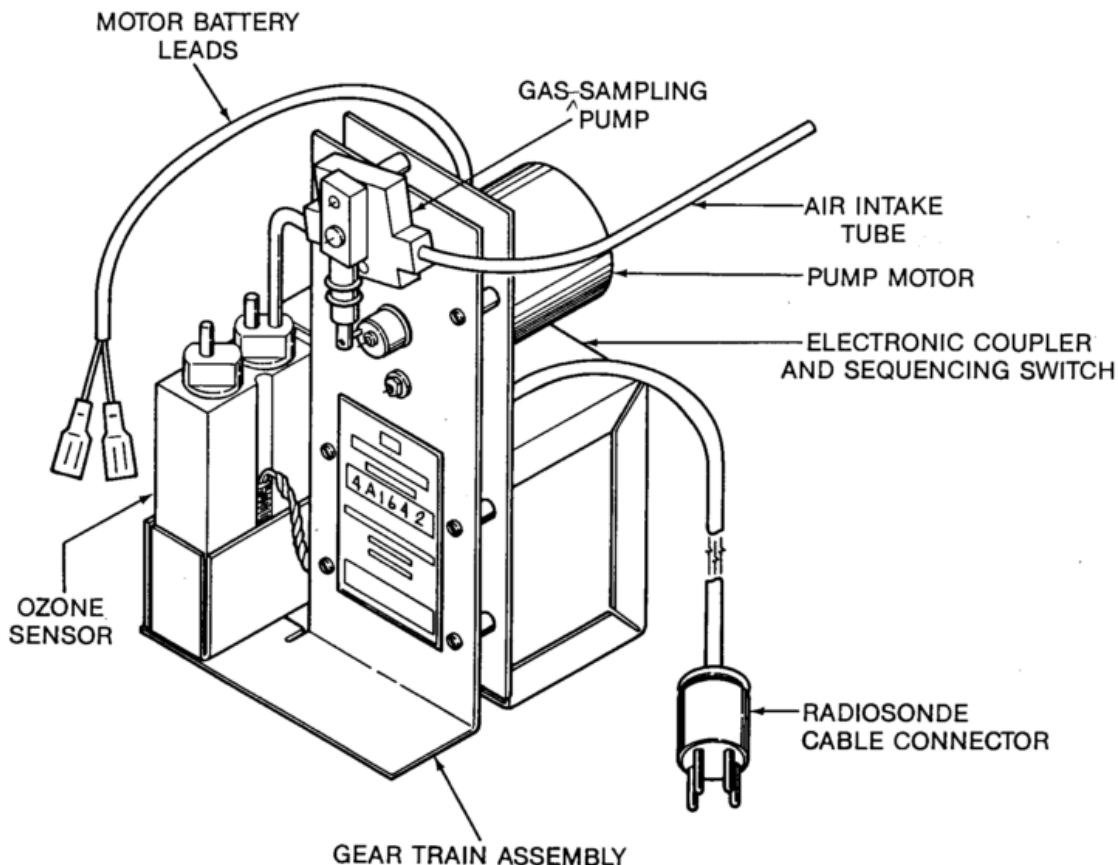
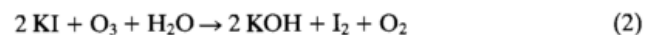


Abb. 1: Die elektrochemische Konzentrationszelle (ECC) Ozonsonde.

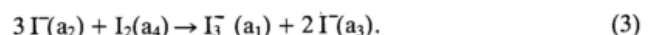
2 Meßprinzip

Das Meßprinzip des ECC-Sensors ist eine Jod/Jodid-Redox-Elektrodenkonzentrationszelle. Diese Zelle besteht aus zwei Platin-Elektroden in einer Kaliumjodid-Lösung unterschiedlicher Konzentration in getrennten Kathoden- und Anodenkammern. Diese Kammern sind durch eine Ionenbrücke verbunden, die zwar einen Ionendurchgang ermöglicht, auf der

in die Meßzelle gelangt, wird in der Kathodenhalbzelle auf Grund der Reaktion



Jod gebildet. Die Zelle verwandelt das Jod in Jodid in Übereinstimmung mit der Gesamtzellenreaktion (3):



Die Ozonkonzentration in der eingesaugten Luft ergibt sich schließlich aus (4):

$$P_3 = 4.307 \cdot 10^{-3} I T_b t. \quad (4)$$

Dabei ist p_3 der Ozonpartialdruck in nbar, I ist die Sensorenstromstärke in μA aufgrund des in der Zeit t eingesaugten Ozons, T_b ist die Sondenboxtemperatur in Kelvin (diese entspricht etwa der Sondenpumpentemperatur), und t ist die Zeit in Sekunden, in der die Ozonsondenpumpe 100 ml Luft durch den Sensor drückt.

3 Die ECC-Ozonsonde

Eine schematische Darstellung der ECC-Sonde enthält Abbildung 1. Die Sonde besteht aus einem ECC-Ozonsensor, einer batteriebetriebenen Teflontgaspumpe, einem elektronischen Wandler und einem Stufenschalter, der den Ozonsender an die 1680MHz-Radiosonde zur Datenübertragung ankoppelt. Die während des Ballonaufstiegs übertragenen Daten sind: Luftdruck, Lufttemperatur, relative Feuchte, Ozon, „Ozonnullwert“ und ein Kalibrierungssignal. Der Stufenschalter ist mit dem Pumpenmotor über ein Getriebe verbunden, das zusätzlich während des Flugs die Motorgeschwindigkeit konstant hält. Das Instrument ist 8 cm \times 13 cm groß, es wiegt 390 g. Während des Aufstiegs ist es in einem wetterfesten Polystyrol-Behälter vor der Außentemperatur geschützt. Das gesamte Fluggewicht beträgt 650 g einschließlich Batterien.

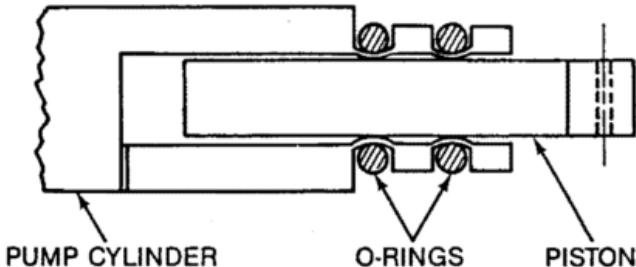


Abb. 2: Schematisches Diagramm der Kolben/Zylinderanordnung des Typs 4A der ECC-Ozonsonden-Luftpumpe.

4 ECC-Sondenmodifikation zur Messung in größeren Höhen

Die Leistungen der Pumpen des ECC-Sondentyps 3A waren oberhalb 10 hPa sehr unterschiedlich, wodurch die Genauigkeit der Ozonmessung zurückging. Die neueren Sonden des Typs 4A (KOMHYR 1981) sind ebenfalls aus Teflon, glasfaserverstärkt, hergestellt. Wie in Abbildung 2 gezeigt, weisen die zylindrischen Pumpenwände Einkerbungen auf, in denen Gummi-O-Ringe gegen den dünnen, flexiblen Teil des Zylinders gepreßt werden, so daß der Kolben im Zylinder keine Nebenluft ansaugt.

Die Pumpenleistung hängt vom äußeren Luftdruck, vom Restvolumen zwischen Pumpenwand und Kolbenoberfläche bei oberster Pumpenstellung und vom Gegendruck in der Pumpe

durch den Sensor ab. Die Leistungen der Pumpe 4A wurden in einer Unterdruckkammer, ähnlich dem von TORRES (1981) beschriebenen Gerät, getestet. Ein Sensor, gefüllt mit 3,0 ml Meßlösung, führte zu einer Pumpenleistung von nahezu 1,00 bei Druckverhältnissen > 100 hPa, sie ging zurück auf 0,99, 0,97, 0,95, 0,92, 0,88 und 0,85 bei den entsprechenden Druckwerten von 50 hPa, 20 hPa, 10 hPa, 5 hPa, 3 hPa und 2 hPa. Diese Meßergebnisse sind nicht endgültig, da Hinweise vorhanden sind, daß die Daten Abweichungen aufweisen können. Zur Zeit wird versucht, diese Abweichungen zu erfassen.

Ozonmessungen bis 40 km Höhe mit der Sonde 4A dauern 45 Minuten länger als Messungen bis 30 km. Um die vermehrte Verdampfung des Kathodenelektrolyts auszugleichen, mußte dieser um 0,5 ml auf 3,0 ml erhöht werden. Dies verursacht zwar eine Zunahme der Reaktionszeit des Fühlers, es ist jedoch ausreichend Lösung im Sensor während des ganzen Flugs um sicherzustellen, daß kein Ozon durch den Sensor geht, ohne erfaßt zu werden.

Da eine wäßrige Lösung zur Messung benutzt wird und der Luftdruck im Tripelpunkt des Wassers bei 0 °C 6,1 hPa beträgt, mußte sichergestellt werden, daß das Instrument auch oberhalb von 6 hPa (etwa 35 km Höhe) in der Atmosphäre einsatzfähig bleibt. Der Elektrolyt dieser ECC-Sonde besteht aus 10 g Kaliumjodid, 25 g Kaliumbromid und einer kleinen Menge anderer Chemikalien, aufgelöst in 1000 ml Wasser. Durch diese Lösung erniedrigt sich der Gefrierpunkt auf -1 °C. Da während des Aufstiegs bis 3 hPa die Konzentration der wäßrigen Lösung um den Faktor 2 zunimmt (aufgrund der Verdunstung), erniedrigt sich der Gefrierpunkt insgesamt auf -2 °C. Unterdruckkammerversuche haben gezeigt, daß abruptes Gefrieren der Lösung bei 2,9 hPa eintritt. Dementsprechend wird der Tripelpunkt für den Kathodenelektrolyt dieser ECC-Sonde auf -2 °C und 2,9 hPa (etwa 40 km Höhe) geschätzt. Bis zu diesem Punkt müßte der Sensor im Prinzip meßfähig sein. In der Praxis hat sich gezeigt, daß seine Einsatzfähigkeit zwischen 3,5 hPa und 2,9 hPa Höhe endet, möglicherweise verursacht durch Blockierung des Abluftausgangs durch Eiströpfchen der Lösung.

Ein zweiter möglicher Beitrag zur Ungenauigkeit stratosphärischer Ozonmessungen in der Vergangenheit durch ECC-Sonden kann durch die Kopplung mit der Standard-Radiosonde verursacht gewesen sein, da diese einen mechanischen Druckschalter zur Druckmessung aufweist. Derartige Druckdosen können bei 3 hPa $\pm 50\%$ falsch anzeigen. Für Ozon-Hochaufstiege werden deshalb nur noch Hypsometersonden benutzt. Durch sie geht die Ungenauigkeit der Druckmessung im 3-hPa-Bereich auf etwa $\pm 6\%$ zurück (FRIEDMANN 1984). Diese Hypsometer arbeiten nach dem Prinzip der Messung der druckabhängigen Siedepunkttemperatur der Hypsometerflüssigkeit (Fluorcarbon).

Gipfelhöhen um 40 km mit Ballonsonden wurden in den letzten Jahren durch die Entwicklung neuer Plastikmaterialien bei der Ballonfabrikation ermöglicht. Früher waren Plastikballone mit Gipfelhöhen um 40 km sehr schwer, und sie erforderten große Mengen Heliums zur Füllung. Heute wiegen die neuen, sehr dünnen Ballone (ungefähr 0,0006 cm Wandstärke) 8 kg, sie erfordern nur 50 cbm Gas unter Normalbedingungen bei der Füllung.

5 Beispiele hochreichender Ozonsondierungen

Ein Beispiel eines hochreichenden ECC-Ozonsondenaufstiegs gibt Abbildung 3. Die erreichte Gipfelhöhe war 39,4 km (3,2 hPa). In dieser Höhe wurde der Ballon undicht und begann zu sinken. Die Sinkrate betrug zwischen 39,4 km und 28,0 km 5,36 m/s, sie war nur etwas größer als die Aufstiegsrate von 5,27 m/s.

Die Übereinstimmung des Aufstiegs und des Abstiegs in dieser Region ist ausgezeichnet, sie zeigt die hohe Präzision dieser Messungen. Auf Grund des Meßergebnisses kann festgestellt werden, daß die Ozonsonde fehlerfrei funktionierte; ein Einfrieren der Meßlösung trat nicht auf. Die Messung wurde durch die Radiosonde beendet, nachdem das Signal nur noch stark gestört empfangen werden konnte.

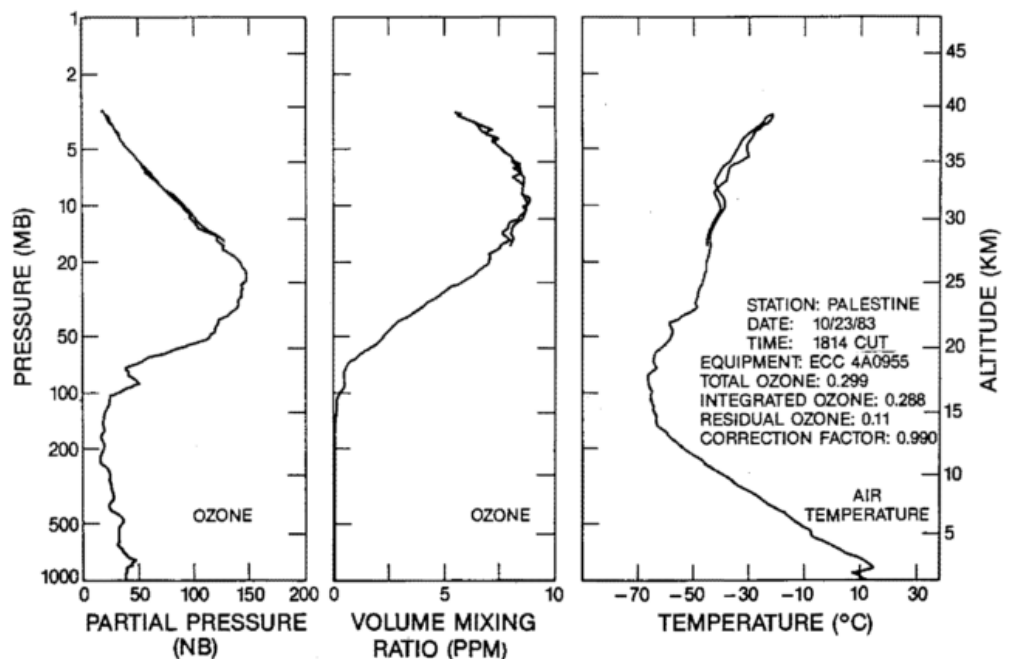


Abb. 3: Beispiel einer hochreichenden ECC-Sondierung mit Meßdaten während des Ballonaufstiegs und -abstiegs.

6 Genauigkeit und Präzision von Ozonmessungen

Nähere Angaben für die ECC-Sonde sind bei KOMHYR et al. (1985) enthalten. Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Genauigkeit von Ozonmessungen unter Standard-Druck- und Temperaturverhältnissen nach Kalibrierungen gemäß dem photometrischen Ozon-Standard des *US National Bureau of Standards* auf $\pm 5\%$ geschätzt werden kann. Innerhalb der Troposphäre und der Stratosphäre variiert die 95%-Vertrauensgrenze zwischen $\pm 2\%$ und $\pm 10\%$, weitgehend abhängig von der Menge des gemessenen Ozons. Oberhalb 10 hPa ist die Meßgenauigkeit eine Funktion der Sondenpumpleistung und der Sensorlösungsverdunstungsrate, die von Flug zu Flug unterschiedlich sein kann. Schließlich, wie bereits aufgezeigt, weist die Ozonmessung oberhalb 10 hPa Abweichungen auf, die durch systematische Fehler verursacht sein können und die zur Zeit hauptsächlich in der Pumpenleistungsfähigkeit liegen dürften. Diese Schwankungen variieren vermutlich zwischen 0% und -16% in einem Druckbereich von 10 hPa bis 3 hPa.

7 Danksagung

Ich möchte Herrn A. N. Chopra, jetzt Meteorological Office in Poona, Indien, für die Durchführung zahlreicher Unterdrucktests an ECC-Sonden und zur Unterstützung der Ozonaufstiege am 23. Oktober 1983 meinen Dank aussprechen.

Literatur

KOMHYR, W. D.: A carbon-iodine ozone sensor for atmospheric soundings. Proc. Ozone Symposium, Albuquerque, New Mexico. WMO, Geneva (1964), 26 S.

KOMHYR, W. D.: Electrochemical concentration cells for gas analysis. *Annals de Geophysique* 25, fasc. 1 (1969), S. 203–210.

KOMHYR, W. D.: Pump piston-cylinder assembly with exterior ring seals. patent No. 4285642, Commissioner of patents and Trademarks, U.S. Patent Office, Washington, D. C., 1981, 6 S.

KOMHYR, W. D., OLTMANS, S. J., CHOPRA, A. N., and FRANCHOIS, P. R.: Performance characteristics of high-altitude ECC ozonesondes. *Atmospheric Ozone, Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium held in Halkidiki, Greece, 3–7 September 1984*. Dordrecht: Reidel 1985, S. 499–501.

TORRES, A. L.: ECC ozonesonde performance at high altitudes: pump efficiency. NASA Technical Memorandum 73290, NASA Wallops Flight Center, Wallops Island, Virginia 1981, 8 S.

12 H.-J. CLAUDE Messung des bodennahen Ozons

1 Einleitung

Der Begriff *bodennahes Ozon* oder gar *Bodenozone* ist mitunter irreführend. Zur Unterscheidung vom Ozon der freien Atmosphäre ist damit das Ozon gemeint, das an einer Bodenstation, das heißt in wenigen Metern über Grund, gemessen wird. Erste Messungen des Ozongehaltes der Luft fanden am Boden statt, und zwar durch den Basler Chemiker Christian Friedrich Schönbein (1799–1868), der diesem Gas auch den Namen Ozon gab. Mit der Entdeckung der stratosphärischen Ozonschicht und der Möglichkeit, Ozon in der freien Stratosphäre zu messen, ging das Interesse am bodennahen Ozon vorübergehend zurück. Die grundsätzlich richtige aber nicht vollständige Vorstellung von einer dominierenden Ozonquelle in der Stratosphäre und einer Ozonsenke in der Troposphäre, insbesondere am Boden, wurde durch die Feststellung photochemischer Ozonbildung in anthropogen belasteter Luft erweitert. Damit gewannen auch die Messungen des bodennahen Ozons wieder an Bedeutung und sind heute von immenser Wichtigkeit. Ozonmeßgeräte gehören zur Grundausstattung einer Meßstation für Umweltparameter. Am Observatorium Hohenpeißenberg wird bodennahes Ozon seit 1971 fortlaufend registriert (HARTMANNGRUBER 1978).

2 Meßverfahren

Im Gegensatz zur früheren umständlichen Erfassung von Stichproben stellt heute die automatische, kontinuierliche Ozonmessung kein Problem mehr dar. Mehrere völlig verschiedene Verfahren stehen zur Verfügung, alle arbeiten bei entsprechend gewissenhafter Wartung dauerhaft zuverlässig und mit zufriedenstellender Genauigkeit (ATTMANNPACHER u. HARTMANNGRUBER 1982). Am Hohenpeißenberg wird die Ozonkonzentration ständig mit drei nach allgemein üblichen Verfahren arbeitenden kommerziellen Geräten aufgezeichnet, wodurch die gewonnene langjährige Meßreihe äußerst zuverlässig ist. Beim naßchemischen Verfahren (BREWER u. MILFORD 1960) besteht der Sensor aus einer Plexiglaszelle, in die eine Silberanode und eine Platinkathode hineinragen, und einer kontinuierlich arbeitenden Luftpumpe. Die Zelle ist mit wäßriger Kaliumjodidlösung gefüllt und bildet so eigentlich ein galvanisches Element. Durch Anlegen einer geeigneten Kompensationsspannung wird die Zelle stromlos, da sich ein konstantes Jod/Jodid-Konzentrationsverhältnis einstellt. Gelangt Ozon in die Lösung, kommt es durch die Oxidation von Jodid zu Jod zur spontanen Verschiebung dieses elektrochemischen Gleichgewichtes, und es fließt ein dem Ozongehalt entsprechender Strom. Die SO_2 -Querempfindlichkeit wird durch einen selektiv wirkenden Vorfilter beseitigt (WARMBT u. HERMANN 1977). Geräte dieses Meßprinzips sind einfach aufgebaut, aber wartungsintensiv.

Optische Meßverfahren beruhen auf der starken Lichtabsorption durch Ozon im ultravioletten Bereich des Spektrums. Beim DASIBI-Gerät wird die Luft durch eine 70 cm lange Gasküvette gesaugt, an deren Enden eine Quecksilberdampflampe zur Erzeugung des ultravioletten Lichtes beziehungs-

weise eine Photodiode zur Messung der Absorption sitzen. Dadurch, daß abwechselnd in kurzen Abständen selektiv von Ozon befreite Luft und ozonhaltige Luft durch die Küvette gesaugt wird, entsteht ein Differenzsignal, das ein Maß für den Ozongehalt ist. Dieses rein physikalische Verfahren benötigt keine zusätzlichen Chemikalien, ist langzeitstabil und weist kaum Querempfindlichkeiten bezüglich anderer Luftbeimengungen auf.

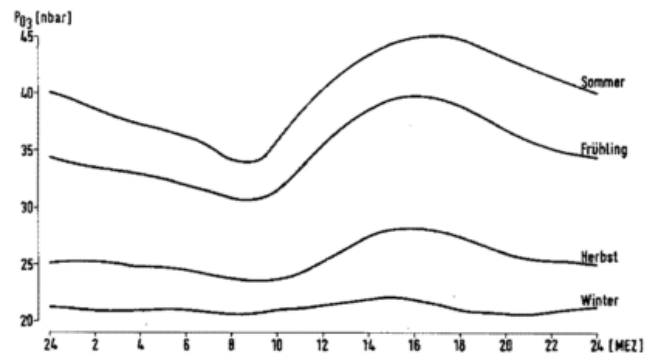


Abb. 1: Mittlere Tagesgänge des bodennahen Ozons am Hohenpeißenberg in Abhängigkeit von den meteorologischen Jahreszeiten.

Als ebenfalls wartungsarm können die Geräte bezeichnet werden, die nach dem Chemilumineszenzprinzip arbeiten. Auch hier wird die Luft kontinuierlich angesaugt und in einer Reaktionskammer mit Äthylen versetzt. Vorhandenes Ozon reagiert spontan mit dem Äthylen, und es kommt unter anderem zur Bildung von angeregtem Formaldehyd, das unter Aussendung von Photonen in den Grundzustand übergeht (Chemilumineszenz). Die Intensität des entstehenden Lichtes ist dem Ozongehalt der Luft proportional und wird von einem direkt an der Reaktionskammer sitzenden Photodetektor ausgewertet.

3 Meßergebnisse

Der zentralen Rolle des Ozons im atmosphärischen Spurenstoff- und Strahlungshaushalt wird man sich erst seit einigen Jahren bewußt. Es sind mittlerweile weit mehr als hundert chemische Reaktionen bekannt, an denen Ozon aufgrund seiner Reaktionsfreudigkeit mittelbar oder unmittelbar beteiligt ist. Um auch Veränderungen des Ozongehaltes und die damit verbundenen Auswirkungen beurteilen zu können, ist es unerlässlich, den Grundzustand und seine natürlich bedingten Schwankungen zu kennen. Mit Hilfe der Ozonmessungen am Observatorium Hohenpeißenberg allein ist das nicht möglich, doch zeigt die lange Meßreihe des bodennahen Ozons, zusammen mit den Daten aus der Ozonsondierung, ob Änderungen stattfinden und sie gibt Hinweise, ob diese natürlich oder anthropogen sind.

Der mittlere Tagesgang in Abhängigkeit von den Jahreszeiten (Abb. 1) demonstriert die starke Abhängigkeit des bodennahen Ozongehaltes vom jeweiligen Sonnenstand. Im langjährigen Mittel ist im winterlichen Minimum (Dez. – Feb.) der Ozonpartialdruck in etwa nur halb so hoch wie im Sommer (Jun. – Aug.). Ein Tagesgang mit einem Minimum am frühen Vormittag und einem Maximum in den Nachmittagsstunden bildet sich erst mit höherem Sonnenstand aus, im Winter ist er kaum feststellbar.

Typisch für einen Strahlungstag im Hochsommer der letzten Jahre ist der Ozonverlauf vom 24. 7. 85 (Abb. 2). Der nächtliche Ozonrückgang hält bis kurz vor Sonnenaufgang an. Bis die Sonneneinstrahlung ab frühem Vormittag dominierend wird, pendelt der Ozonpartialdruck um einen Minimumwert von etwa 25 nbar. Der strahlungsbedingte Anstieg hält dann über den Sonnenhöchststand hinaus bis zum Spätnachmittag an, wobei 75 nbar erreicht werden. Erst dann geht der Ozongehalt wieder stetig zurück.

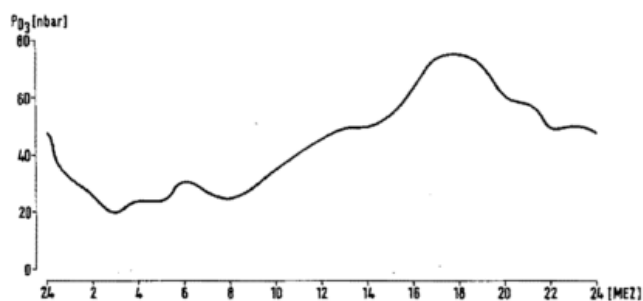


Abb. 2: Tagesgang der Stundenmittelwerte des Ozons vom 24. Juli 1985, Hohenpeißenberg.

In der Spitze können am Hohenpeißenberg aber auch Werte von einigen hundert nanobar auftreten. Als Ursache wird von ATTMANNSPACHER (1976) direktes Einmischen stratosphärischer Luft durch einen hochreichenden Cumulonimbus vermutet. Von einigen Ausnahmen abgesehen, war man in früheren Jahren der Ansicht, daß als Quelle troposphärischen Ozons allein stratosphärische Intrusionen im Bereich der Tropopausenbrüche oder elektrische Entladungen bei intensiven Gewittern in Frage kommen (JUNGE 1962; CHATFIELD u. HARRISON 1977). Insgesamt wurde die Troposphäre aber eher als Ozonsenke angesehen. Die Auffassung, daß auch hier Ozon nennenswert photochemisch erzeugt wird, hat sich erst später durchsetzen können (CRUTZEN 1973; FISHMAN et al. 1979; LIU et al. 1983). Bis heute heftig diskutiert ist die Frage, inwieweit dabei menschliche Aktivitäten ozonbildende und ozonabbauende Prozesse beeinflussen beziehungsweise überhaupt erst möglich machen.

Typisch anthropogen stark beeinflusste Ozontagesgänge zeigen die Abbildungen 3 und 4. Mit Einleitung einer Schönwetterperiode mit zunehmender Sonnenscheindauer setzt an der Meßstation Köln Eifelwall photochemische Ozonbildung ein, die naturgemäß in den Nächten unterbrochen wird. Mit noch viel größerer Amplitude spielt sich dieser Vorgang in Gebieten ab, wo der photochemische Smog ein großes Problem

darstellt – nämlich in Ballungsräumen in niedrigen Breiten. Der mittlere Tagesgang an einer Meßstelle im Los-Angeles-Becken (Abb. 4) geht ebenfalls von Null aus, steigt mit Sonnenaufgang steil an und erreicht kurz nach Sonnenhöchststand ein sehr hohes Maximum, um dann fast genauso schnell wieder gegen Null abzusinken. Die Streubalken markieren den Bereich, in dem sich 95% aller Meßwerte in diesem 3monatigen Intervall bewegen.

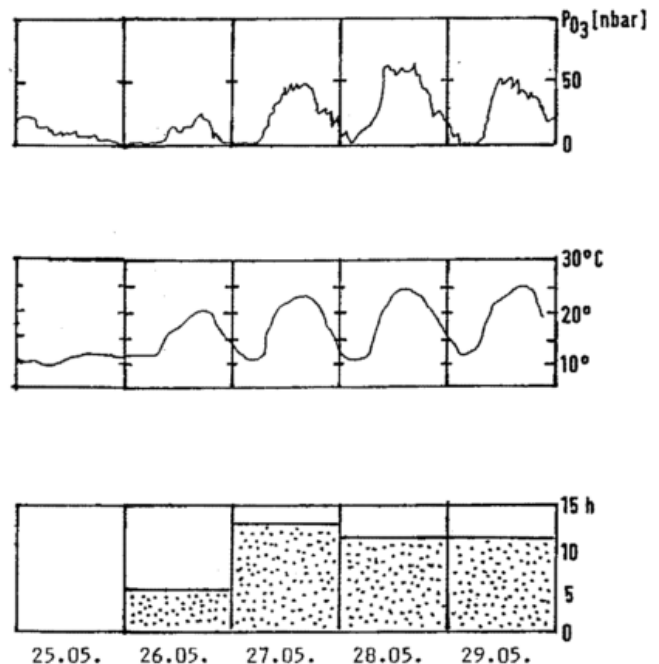


Abb. 3: Verlauf der Ozonkonzentration, der Temperatur und der Sonnenscheindauer an der Station Köln Eifelwall zwischen dem 24. und 29. 5. 1978 (FRICKE 1983).

Die Tagesgänge hängen demnach stark von der geographischen Lage der Meßstelle ab. Generell läßt sich sagen, daß in Ballungsräumen, insbesondere in niedrigen Breitengraden, die stärksten und in stadtfernen Gebieten die geringsten Tagesamplituden gemessen werden. Dabei gilt für Mitteleuropa, daß der Ozonjahresmittelwert mit zunehmender Höhenlage immer höher ausfällt (FRICKE 1983).

Stark vereinfacht kann von folgenden Zusammenhängen ausgegangen werden:

Im Ballungsraum stehen genügend Stickoxide und Kohlenwasserstoffe aus Kfz-Verkehr und Industrie zur Verfügung, die bei entsprechender Sonneneinstrahlung Photooxidantien, insbesondere Ozon, entstehen lassen. Das produzierte Ozon reagiert ständig an Oberflächen aber auch mit anderen Luftbeimengungen, insbesondere Stickstoffmonoxid, ab. Dennoch überwiegt tagsüber die Ozonproduktion. Nachts, wenn die photochemische Ozonbildung wegfällt, dominieren die ozonabbauenden Prozesse. Dieser Vorgang wird zusätzlich durch die sich gerade bei Strahlungswetterlagen ausbildende nächt-

liche Bodeninversion gestützt, die zu einer Entkopplung der freien Atmosphäre und der Grundschicht führt. Dadurch kommt einerseits keine ozonreichere Luft von oben nach, und andererseits steht die urbane Stickstoffmonoxidproduktion vollständig zum Ozonabbau zur Verfügung. Bei Tage verschiebt sich das Gleichgewicht wieder zur Ozonnettoproduktion, wobei mit Verschwinden der Bodeninversion zusätzlich Luft aus der freien Atmosphäre mit höherem Ozongehalt eingemischt werden kann.

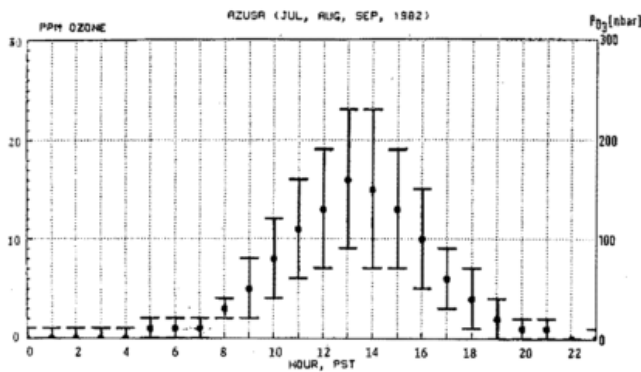


Abb. 4: Mittlerer Tagesgang (Juli–Sept. 1982) Azusa, Kalifornien (nach HOGGAN et al., 1983).

In der *freien Atmosphäre*, das heißt der unteren Troposphäre, herrschen andere Bedingungen vor. Advektionsvorgänge, zum Beispiel auch Ozonerhöhungen aus dem stratosphärischen Reservoir, gewinnen an Bedeutung, während gleichzeitig die anthropogene Ozonbildung und -zerstörung aber auch die Abreaktion des Ozons an Oberflächen nicht mehr so dominierend sind. Eine vollständige Trennung beider Systeme ist trotzdem nicht möglich. Vielmehr muß davon ausgegangen werden, daß nicht nur anthropogenes Ozon über große Entfernungen transportiert wird, sondern auch in sogenannten Reinflutgebieten vermehrt die Vorläufersubstanzen für Photoxidantienbildung vorhanden sind. Für die ozonabbauenden Spezies trifft dies weniger zu. Stickstoffmonoxid kommt auf Grund der schnellen Abreaktion mit Ozon abseits der Quellgebiete stark vermindert vor, was mit ein Grund für das an Bergstationen höhere Ozonniveau und den schwächeren Tagesgang ist.

Auch bei der Suche nach den Ursachen der flächenhaft auftretenden Waldschäden ist in letzter Zeit Ozon in den Vordergrund gerückt (ARNDT et al. 1982; PRINZ et al. 1982). Für die gerade in mittleren Berglagen fernab der Ballungsräume gehäuft auftretenden Schäden (BMI 1983) kann Ozon auf Grund seiner Verteilung kaum noch außer acht gelassen werden. Darüber hinaus mehren sich die Anzeichen für einen signifikanten Anstieg des troposphärischen Ozons in den mittleren Breiten der gesamten Nordhemisphäre (ANGELL u. KORSHOVER 1983; ATTMANNSPACHER et al. 1984).

Auch die umfangreichen und sorgfältigen Messungen bodennahen Ozons am Hohenpeißenberg sprechen für einen An-

stieg. Abbildung 5 zeigt gleitende Jahresmittelwerte des bodennahen Ozons aus der gesamten Meßperiode 1971–1985. Neben natürlich bedingten Fluktuationen, wie zum Beispiel der Anstieg im Jahrhundertssommer 1976, fällt die fortwährende Zunahme in diesem 15jährigen Zeitraum auf, die in den Jahren bis 1976 am ausgeprägtesten war. Der Versuch einer linearen Regression liefert bei einem Korrelationskoeffizienten von 0,8 einen Anstieg von 1,2% pro Jahr.

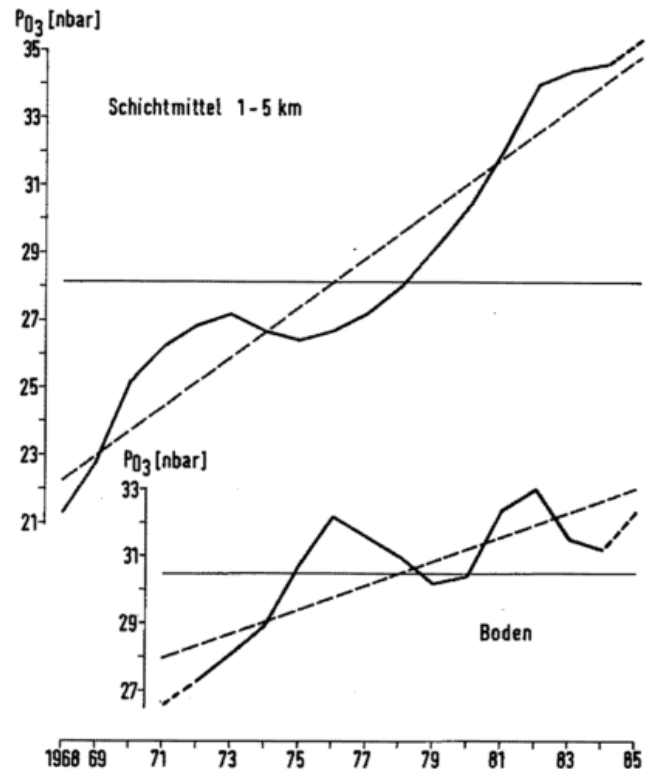


Abb. 5: Langjähriger Verlauf der Jahresmittelwerte des bodennahen Ozons und in der unteren Troposphäre (1 km–5 km) am Hohenpeißenberg; Jahresmittel geglättet nach

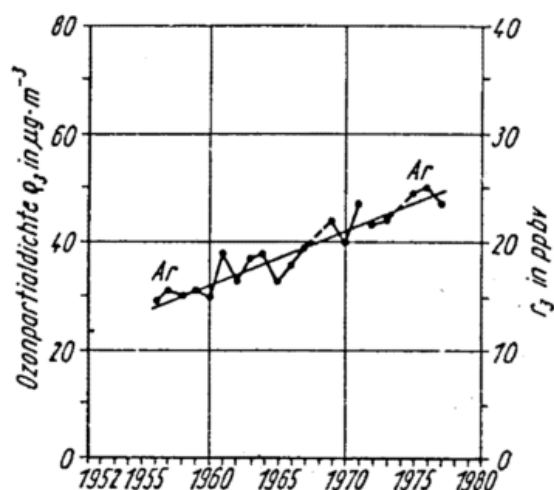
$$\bar{x}_2 = \frac{x_1 + 2x_2 + x_3}{4}$$

Noch signifikanter fällt dieser Anstieg aus, wenn die Daten nicht aus den stationären Messungen, sondern aus den ballon-gemessenen Ozonprofilen herangezogen werden. Bei Schichtmittelbildung bis 5 km Höhe, das heißt untere Troposphäre, und bei Ausschöpfung sämtlicher Ballonsondierungen am Hohenpeißenberg von 1967 bis heute resultiert bei einem Korrelationskoeffizienten von 0,95 ein Anstieg von mehr als 3% pro Jahr.

Auffällig ist der nicht parallele Verlauf beider Trendkurven. Dies hängt einerseits damit zusammen, daß sich der Hohenpeißenberg im Sommer häufiger innerhalb der Grundschicht befindet, die Sonde hingegen nur kurz nach dem Start. Andererseits findet der Aufstieg stets am frühen Morgen, das heißt im Minimum des bodennahen Ozontagesverlaufs statt, weswegen strahlungsbedingte Ozonanstiege untertags von der Sonde nicht erfaßt werden können.

Auch bei den anderen süddeutschen Bergstationen wie zum Beispiel der Zugspitze, dem Brotjacklriegel und dem Wank bei Garmisch muß von einem leichten Anstieg in den letzten Jahren ausgegangen werden. Leider sind diese Meßreihen erheblich kürzer als die vom Hohenpeißenberg, so daß gerade die Periode des stärksten Anstieges Anfang der siebziger Jahre nicht durch ergänzende Messungen im süddeutschen Raum untermauert werden kann. Eine längere Ozonmeßreihe, nämlich von Mitte der fünfziger Jahre an, existiert vom Fichtelberg und der Insel Rügen (Abb. 6). FEISTER (1985) bestimmte damit einen mittleren Anstieg von 2%–7% im Jahr und fand diesen Trend auch an anderen Meßstellen in der DDR.

Wie lang eine Ozonmeßreihe nun wirklich sein muß, um anthropogene Anstiege von natürlichen Fluktuationen unterscheiden zu können, kann nicht genau gesagt werden. Schon für eine einigermaßen gesicherte Trendaussage sollte laut WMO (1981) eine mindestens zehnjährige Reihe vorliegen. Dies bestätigt auch die mehr als 200jährige Temperaturmeßreihe des Hohenpeißenberges. Sie zeigt Episoden erhöhter oder erniedrigter Temperaturen, die zum Teil zehn bis zwanzig Jahre andauerten. Dem Ozonanstieg vergleichbare stetige Trends traten in diesem Zeitraum jedoch nicht auf.



ATTMANNSPACHER, W.; HARTMANNGRUBER, R.; LANG, P.: Verbesserung der Grundkenntnisse über die Klimatologie der vertikalen Ozonschicht durch verstärkte Ballonsondierungen. BPT-Bericht 6/84 ISSN 0176-0777, GSF (1984)

BREWER, A. W.; MILFORD, J. R.: The Oxford-Kew Ozone Sonde. Proc. Roy. Soc. 256 (1960) S. 470 f.

BUNDESMINISTERIUM DES INNERN (Hrsg.): Waldschäden und Luftverunreinigungen. Sondergutachten des Rates von Sachverständigen für Umweltfragen, 1983, S. 70f.

CHATFIELD, R.; HARRISON, H.: Tropospheric ozone, 2. Variations along a meridional band. J. Geophys. Res., 82 (1977) S. 5969–5976.

CRUTZEN, P.: A discussion of the chemistry of some minor constituents in the stratosphere and troposphere. Pure Appl. Geophys. 106–108 (1973), S. 1385–1399.

FEISTER, U.: Zum Stand der Erforschung des atmosphärischen Ozons. Berlin: Akademie Verlag 1985.

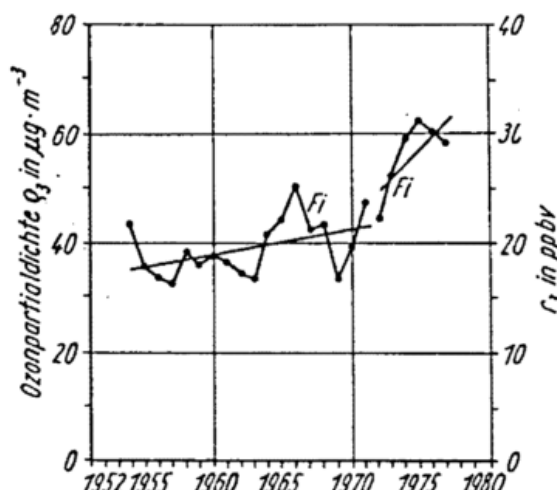


Abb. 6: Jahresmittelwerte des bodennahen Ozongehalts an der Station Arkona/Rügen (42 m über NN) und auf dem Fichtelberg (1214 m über NN) (FEISTER 1985)

Literatur

ANGELL, J. K.; KORSHOVER, J.: Global Variation in Total Ozone and Layer-Mean Ozone: An Update Through 1981. J. of Climate and Appl. Meteorol. 22 (1983) S. 1611–1627.

ARNDT, U.; SEUFERT, G.; NOBEL, W.: Die Beteiligung von Ozon an der Komplexkrankheit der Tanne. Eine prüfenswerte Hypothese. STAUB 42 (1982) Nr. 6, S. 243–247.

ATTMANNSPACHER, W.: Über Extremwerte des natürlichen und anthropogenen Ozons. Meteorol. Rdsch. 29 (1976) S. 32–38.

ATTMANNSPACHER, W.; HARTMANNGRUBER, R.: Intercomparison of Instruments measuring Ozone near the Ground at the Hohenpeißenberg Observatory 1. Oct. 1978–30. Apr. 1979. Berichte d. DWD Nr. 161, 1982.

FISHMANN, J.; SALOMON, S.; CRUTZEN, P.: Observational and theoretical evidence in support of a significant in-situ photochemical source of tropospheric ozone. Tellus 31 (1979) S. 432–446.

FRICKE, W.: Großräumige Verteilung und Transport von Ozon und Vorläufern. VDI-Berichte Nr. 500, 1983, S. 55–62.

HARTMANNGRUBER, R.: Erste Messungen des bodennahen Ozons am Hohenpeißenberg. Meteorol. Rdsch. 31 (1978) Nr. 1, S. 24–25.

HOGGAN, M.; SHIKIYA, M.; DAVIDSON, A.: Summary of Air Quality in California's South Coast Air Basin. South Coast Air Quality Management District. El Monte, CA, 1983.

- JUNGE, C. E.: Global ozone budget and exchange between stratosphere and troposphere. *Tellus*, 14 (1962) S. 363–377.
- LIU, S. C.; McFARLAND, M.; KLEY, D.; ZAFIRIOU, O.; HUEBERT, B.: Tropospheric NO_x and O₃ Budgets in the Equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* 88 (1983) S. 1360–1368.
- NEDERBRAGT, G. W.; van der HORST, A.; van DUIJN, J.: Rapid Ozone Determination near an Accelerator. *Nature* 206 (1965) No. 4979, S. 87.
- PRINZ, B.; KRAUSE, G. H.; STRATMANN, H.: Waldschäden in der Bundesrepublik Deutschland. Landesanstalt für Immissionsschutz des Landes NRW. LIS Berichte 28, 1982.
- WARMBT, W.; HERMANN, G.: Surface Ozone Measurements Utilizing Chromium Trioxide Filters. In: Proc. of the Joint Sympos. on Atmospheric Ozone, Dresden 9–17 Aug. 1976, Vol. 1. Berlin: Nationalkomitee f. Geodäsie u. Geophys. b. d. Akad. d. Dt. Demokrat. Republ. 1977, S. 179–188.
- WMO: The Stratosphere 1981, Theory and Measurements. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report Nr. 11, 1981.

13 P. WINKLER Ozonmessungen über See

1 Einleitung

Das Hauptaugenmerk der Ozonforschung galt lange Zeit ausschließlich dem stratosphärischen Ozon, weil hier aufgrund verschiedener anthropogener Emissionen (Chlorkohlenwasserstoffe, N₂O) ein Abbau der Ozonschicht verbunden mit einem Anstieg der UV-Strahlung am Erdboden befürchtet wurde. Anfang der 70er Jahre wurde aber die Bedeutung des Ozons als Quelle für OH-Radikale erkannt (LEVI 1971), die wiederum im wesentlichen die Abbaureaktionen für viele Spurengase steuern. Fortschritte in der Modellierung luftchemischer Vorgänge in der Troposphäre prognostizieren eine wenn auch schwache troposphärische Ozonproduktion in der Größenordnung von wenigen ppb/d (CRUTZEN 1973; CHAMEIDES u. WALKER 1973) wobei der NO-Konzentration eine kritische Bedeutung zukommt. Wird eine NO-Konzentration von 15 ppt überschritten, so herrscht eine Ozonproduktion vor. Änderungen der chemischen Zusammensetzung der Troposphäre im Spurenstoffbereich können diese Ozonproduktion verstärken oder abschwächen (HAMEED u. CESS 1983). Hinzu kommt, daß das Ozon neben Wasserdampf und CO₂ ein wichtiges strahlungsabsorbierendes Gas ist und daher den Strahlungshaushalt der Erde beeinflusst. Überraschenderweise kommt dabei dem troposphärischen Ozon eine hohe Bedeutung zu, denn obwohl sich nur etwa 10% des Gesamt Ozons in der Troposphäre befinden, würde sich eine Änderung der troposphärischen Konzentration im Strahlungshaushalt ebenso stark auswirken wie eine gleich große Änderung der stratosphärischen Konzentration (RAMANATHAN u. DICKINSON 1979; FISHMAN et al. 1979). Dies ist im wesentlichen eine Konsequenz der Druckverbreiterung der Absorptionslinien, d.h. über die Flügel einer druckverbreiterten Linie kann ebensoviel Strahlung absorbiert werden wie über die Linie allein bei geringerem Druck.

Nach der klassischen Vorstellung gelangt das troposphärische Ozon durch Tropopausenbrüche und Tropopausenfaltungen aus der Stratosphäre nach unten (JUNGE 1962; REITER 1975; FABIAN u. PRUCHNIEWICZ 1977; DANIELSON u. MOHNEN 1977) und wird lediglich an der Erdoberfläche zerstört. Die Zerstörungsrate über Land ist dabei rund 10mal stärker als über der Meeresoberfläche (ALDAZ 1969). Vertikalgradienten sind daher über den Ozeanen schwächer ausgeprägt als über Land, weshalb in der maritimen Atmosphäre Bodenmessungen den troposphärischen Ozongehalt besser repräsentieren als über Land. Hier ist eigentlich nur das Tagesmaximum für die Troposphäre repräsentativ, wenn aufgrund guter Vertikaldurchmischung die Vertikalgradienten der Ozonkonzentration am geringsten sind.

Maritime Ozonmessungen können daher als Prüfstein für eine Reihe von Fragen herangezogen werden: Ergeben sich daraus Argumente für eine photochemische Produktion in der Troposphäre? Bilden sich Intrusionszonen aus der Stratosphäre durch erhöhte Konzentrationen in der entsprechenden geographischen Breite ab? Zeigen sich Zusammenhänge mit meteorologischen Phänomenen? Ergeben die an Land gemessenen Maximalwerte eine ähnliche Konzentration wie die maritimen Messungen? u. a. m.

2 Breitenverteilung des Ozons

Systematische Messungen der oberflächennahen maritimen Ozonkonzentration wurden vom Meteorologischen Observatorium Hamburg seit 1977 vorgenommen. Die Messungen stammen alle vom Atlantik; Abbildung 1 zeigt die Seegebiete, aus denen Messungen zur Verfügung stehen.

Für die Messungen wurde ein nach dem naßchemischen Kaliumjodverfahren arbeitendes Gerät (ATTMANNSPACHER 1971) eingesetzt. Da Schiffsabgase die Messungen stören, konnten immer nur die störungsfreien Zeiträume ausgewertet werden. Landnähe wirkt sich ebenfalls auf die gemessene Konzentration aus. Es ließ sich feststellen, daß bei ablandigen Winden ein Küstenabstand von mindestens 50 km vorhanden sein muß, damit ungestörte maritime Ozonkonzentrationen vorliegen. Bei Operationen in Küstennähe oder beim Ansteuern von Häfen oder bei Hafenaufhalten wurde immer sorgfältig die Wettersituation geprüft, ob ein Landeinfluß vorhanden war. Nur in wenigen Fällen ließen sich solche Zeiträume verwerten.

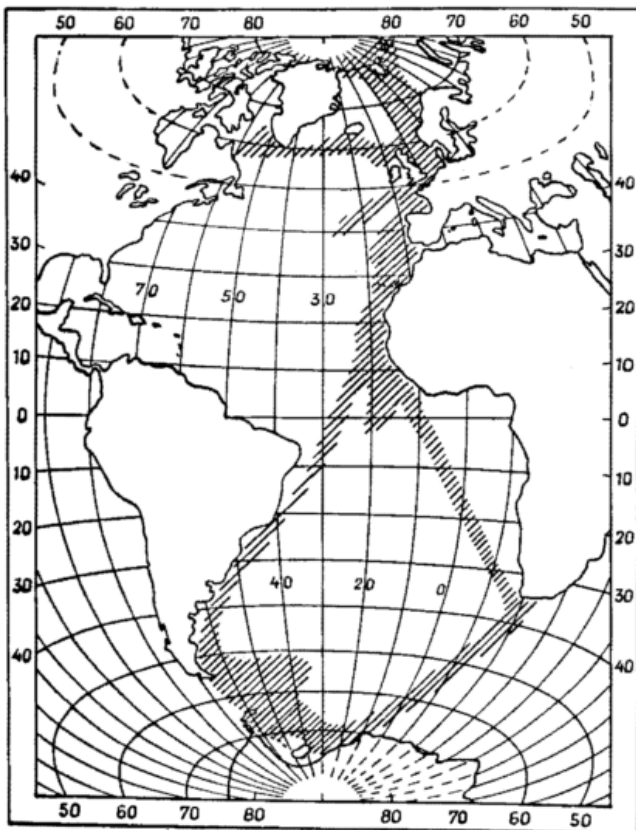


Abb. 1: Die schraffierten Gebieten geben an, in welchen Gebieten des atlantischen Ozeans Ozonmessungen vorgenommen wurden.

In Abbildung 2 ist die mittlere Breitenverteilung des Ozons dargestellt, gewonnen von insgesamt 24 Reisen mit 7 verschiedenen Schiffen. Die Messungen aller Reisen wurden für Breitenabschnitte von 5° gemittelt, die angegebenen Streubalken beziehen sich auf alle in diesem Breitenabschnitt vorhandenen Daten mit einer Stunde als kleinstem Zeitintervall bei der Auswertung. Die einzelnen 5°-Intervalle sind unterschiedlich gut mit Daten besetzt. Die Zone von 40°S–55°S ist mit 180 Stundenwerten am schlechtesten besetzt, das Intervall 55°N–60°N mit 3000 Stunden am besten. Meist liegen mehr als 400 Stundenwerte vor.

Das auffälligste Merkmal der Breitenverteilung ist der hemisphärische Unterschied. In der Nordhemisphäre liegen die

Werte nahezu doppelt so hoch wie in der Südhemisphäre. Dieser Unterschied wird später ausführlich diskutiert. Die Nordhemisphäre besitzt eine stärkere Struktur der Breitenverteilung mit im Mittel höherer Standardabweichung als die Südhemisphäre. Minimalwerte treten südlich des Äquators auf und bei 55°S–60°S. Im Norden fällt die Konzentration nördlich von 70° rasch ab.

Die eingetragenen Streubalken geben bis zu einem gewissen Grad einen Anhaltspunkt über Intrusionszonen. Im Bereich der Tropopausenbrüche fließt zeitweise stratosphärische Luft mit hohen Ozonkonzentrationen in die Troposphäre ein und verursacht relativ starke Konzentrationsschwankungen. Maxima der Streuung ergeben daher einen Hinweis auf die geographische Lage der Intrusionszonen. Maxima findet man in 60°N–65°N, 25°N–30°N, 30°S–35°S. Diese Breiten stimmen mit der mittleren Lage der Tropopausenbrüche an der Polarfront und am Rande des Subtropenhochs überein, also dort, wo nach den klassischen Vorstellungen der Zustrom stratosphärischer Luft erfolgt.

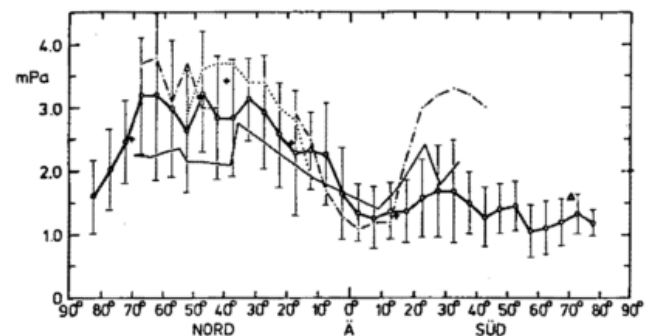


Abb. 2: Meridionalverteilung des oberflächennahen Ozons über dem Atlantik. Dicke Linie = Schiffsdaten mit Streuung, dünne Linie = Landmessungen nach FABIAN et al. (1977), strichpunktiert = Messungen nach ROUTHIER et al. (1980), gepunktet = Messungen über dem Atlantik nach GUICHERIT (1979), + Einzelpunkte nach OLTMANS (1981). Δ Georg-von-Neumayer-Station (Antarktis), \bullet Hohenpeißenberg.

In Abbildung 2 sind zum Vergleich die Messungen anderer Autoren eingetragen. Es handelt sich bei den Messungen von FABIAN u. PRUCHNIEWICZ (1977) und OLTMANS (1981) um Landmessungen. Die Messungen von GUICHERIT (1979) stammen ebenfalls vom Atlantik, während die GAMETAG-Messungen (ROUTHIER et al. 1980) Flugzeugmessungen, im Norden über Land im Süden vom Pazifik, darstellen. Die Unterschiede werden später diskutiert.

Hemisphärische Unterschiede können durch folgende Vorgänge verursacht sein:

- Die Messungen nördlich von 55°N fanden fast ausnahmslos im Sommer (Mai–September), die südlich davon in den Monaten Oktober–Mai statt. Wegen des jahreszeitlichen Ganges des Ozons wären die Messungen Mai–September,

also nördlich 55°N, zu hoch bewertet. In den Monaten Oktober—Mai gingen die Reisen in den Süden, also in den Südsommer. So wären die südhemisphärischen Werte ebenfalls zu hoch bewertet. Hemisphärische Unterschiede sollten sich daher nicht ergeben.

- Die Messungen des Projekts TROZ (FABIAN u. PRUCHNIEWICZ 1977; SCHMDIT 1980) ergeben nicht die ausgeprägte Hemisphärendifferenz, wenn auch der allgemeine Trend zu etwas niedrigeren Südhemisphärenwerten zu sehen ist. Die Unterschiede der Schiffsmessungen zu den Landmessungen können daher durch eine Abhängigkeit der Ozonkonzentration von der geographischen Länge bewirkt werden, was nur durch zusätzliche Messungen abzuschern ist. Die Landdaten sind statistisch gut gesichert, während es sich bei dem GAMETAG-Daten nur um relativ wenige Flugzeugmessungen handelt. Möglicherweise geben die nordhemisphärischen Landmessungen die Ozonkonzentration zu niedrig wieder, da vor allem im Winterhalbjahr wegen häufiger Inversionen und geringerer Konvektion in Breiten nördlich von 45°N die am Boden gemessene Ozonkonzentration nicht repräsentativ genug für die untere Troposphäre ist. Dies wird teils dadurch bestätigt, daß Bergstationen höhere Werte lieferten.
- Photochemische Produktion könnte in der Nordhemisphäre zu höheren Werten führen, weil hier die wesentlichen anthropogenen Quellen für CO und NO_x liegen. Die Oxidation von CO zu CO₂ führt zur Ozonproduktion, während NO_x im wesentlichen nur katalytisch wirkt. In der Tat haben FISHMAN et al. (1980) in der Troposphäre Gebiete nachgewiesen, in denen die CO-Konzentration positiv mit Ozon korreliert ist, in anderen Gebieten wurden negative Korrelationen gefunden. CO ist in der Nordhemisphäre aber zum großen Teil anthropogenen Ursprungs. Dieser Befund stützt daher die photochemische Hypothese. Ebenso lassen sich auch in der Nordhemisphäre positive Korrelationen zwischen Kr85 (WEISS et al. 1983) und Ozon, beide parallel auf Schiffsreisen gemessen, nachweisen. Jedoch scheint die aus dieser Korrelation abzuleitende Produktion zu schwach, um die hemisphärischen Unterschiede zu erklären. Die während des GAMETAG-Projekts gefundenen negativen Korrelationen zwischen Ozon und Wasserdampf bestätigen ebenfalls, daß dem meteorologischen Transport aus der Stratosphäre (d.h. niedrige Taupunkte) die Hauptrolle für das Aufrechterhalten der troposphärischen Ozonkonzentration zukommt.
- Die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ), der meteorologische Äquator, ist im Jahresmittel gegen den geographischen Äquator nach Norden verschoben. Gleichen stratosphärischen-troposphärischen Austausch vorausgesetzt, würde in das nordhemisphärische, geringere Troposphärenvolumen die gleiche Ozonmenge einfließen wie in die größere Süd-troposphäre, weshalb im Norden eine höhere Konzentration resultiert. Dem stehen aber an den größeren Landoberflächen verstärkte Abbauprozesse gegenüber, weshalb hierdurch nur schwerlich der beobachtete Konzentrationsunterschied zustande kommen kann.
- Der Austausch der Luft zwischen Stratosphäre und Troposphäre ist in der Nordhemisphäre höher als in der Südhemisphäre. Dieser verstärkte Luftaustausch müßte letztlich

durch die größeren Landmassen der Nordhemisphäre bewirkt werden. Zum stratosphärisch-troposphärischen Austausch sind viele Untersuchungen durchgeführt worden (REITER 1975; DANIELSEN u. MOHNEN 1977; VIEZEE et al. 1983), doch geht keine dieser Arbeiten auf hemisphärische Unterschiede ein. Das Austauschmaximum (N.H.) liegt in hohen Breiten (60°—70°N) im April—Mai. Die Intrusionsgebiete liegen im Bereich des Jetstreams in Verbindung mit Kaltlufttrögen. Hemisphärische Unterschiede im Austausch wären also zu erwarten, wenn die Nordhemisphäre eine größere Häufigkeit solcher Tröge aufwies als die Südhemisphäre. Entsprechende Abschätzungen von FISHMAN und CRUTZEN (1978) ergaben jedoch eine etwas größere Häufigkeit für die Südhemisphäre. Dagegen führte eine genauere Untersuchung von GIDEL und SHAPIRO (1980) mit Hilfe eines Zirkulationsmodells zu der Feststellung, daß in der Nordhemisphäre der Zustrom von Ozon aus der Stratosphäre doppelt so hoch ist wie in der Südhemisphäre. Allerdings überwog die Bodenzerstörung den Zustrom stratosphärischen Ozons, so daß auch diese Autoren eine großräumige photochemische Produktion für notwendig erachteten.

- Nun kann aber auch die untere Stratosphäre, in der im Spätwinter und Frühling das Ozon aus den tropischen Quellgebieten nach Norden fließt, stärker mit Ozon angereichert sein, als in den entsprechenden Monaten die südhemisphärische Stratosphäre. Hierzu gibt es Untersuchungsansätze (MANTIS et al. 1980) die zum Beispiel zeigen, daß lokale Maxima im Gesamt Ozon der Nordhemisphäre auf Anreicherungen in der unteren Stratosphäre zurückzuführen sind. DÜTSCH (1974) gibt zwei mittlere Vertikalprofile für den Südpol und die Station T3 (83°N) an, aus denen klar hervorgeht, daß zu entsprechenden Jahreszeiten die untere Stratosphäre der Nordhemisphäre stärker mit Ozon angereichert ist. Der erhöhte Zustrom stratosphärischen Ozons in die Troposphäre für die Nordhalbkugel wird damit verständlich.

Da die stratosphärischen Intrusionen hinreichend gut belegt sind, andererseits die troposphärische photochemische Produktion sich lediglich aus Modellrechnungen ergeben hat, ist zu schließen, daß die stratosphärische Quelle die Hauptbedeutung am Zustandekommen der troposphärischen Ozonkonzentration hat. Andererseits ist aber auch Evidenz für photochemische Produktion in anthropogen beeinflussten Luftmassen weit entfernt von den Emissionsgebieten mit genügender Sicherheit nachgewiesen. Dieser Produktion, auch wenn sie heute noch gering erscheint, sollte zukünftig verstärkte Aufmerksamkeit gewidmet werden, da sie zeigt, daß der anthropogene Einfluß sich längst von den Ballungsgebieten in die ungestörte Troposphäre vorgeschoben hat.

3 Innertropische Konvergenzzone

Von der Hadley-Zirkulation ausgehend ist zu erwarten, daß in der ITCZ minimale Ozonkonzentrationen gefunden werden, denn die Intrusionszonen liegen mehrere 1000 km weiter nördlich bzw. südlich. Die Luft, die zur ITCZ gelangt und dort aufsteigt, ist bereits als relativ gealterte troposphärische Luft anzusehen, die an Ozon verarmt ist.

Die bei den einzelnen Tropendurchquerungen beobachteten Profile zeigen zwei typische Verläufe, wie sie im Prinzip immer wieder anzutreffen sind (s. Abb. 3). In vielen Fällen ist ein deutliches Maximum zu sehen, in anderen Fällen dagegen nicht, sondern es erfolgt nur ein einfacher Abfall von hohen nordhemisphärischen zu niedrigen südhemisphärischen Werten. Das Maximum kann nur durch direkten Einfluß stratosphärischer Luft zustande kommen. Die hochreichenden Cumulonimben der ITCZ dringen häufig durch die Tropopause, wobei offenbar durch starke Turbulenz stratosphärische Luft in die Troposphäre gemischt wird und dann mit der kompensierenden Absinkbewegung zwischen den Cb's in Oberflächennähe gelangt. Das allgemeine Aufsteigen der Luft in der ITCZ ergibt sich erst aus der Differenz zwischen dem Aufsteigen in den Cb's und dem etwas geringeren Absinken dazwischen. Hierauf wurde von STALLARD et al. (1975) bereits hingewiesen.

Wie das zweite Beispiel in Abbildung 3 zeigt, tritt dieser Vorgang nicht regelmäßig auf, sondern bei schwacher Konvergenz vermögen die Cb's die Tropopause nicht zu durchstoßen. In diesen Fällen wird kein Ozonmaximum beobachtet, sondern nur ein einfacher Übergang von hohen nordhemisphärischen zu niedrigen südhemisphärischen Konzentrationen.

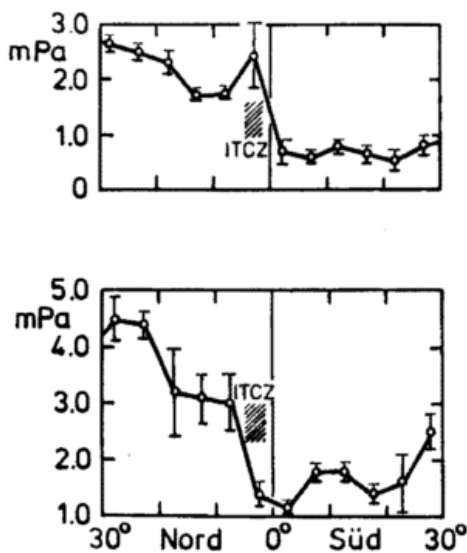


Abb. 3: Zwei typische Ozonprofile beim Übergang von der Nord- zur Südhemisphäre. Häufig wird in der inner-tropischen Konvergenzzone (ITCZ) ein Ozonmaximum beobachtet (oben); in anderen Fällen findet man beim Passieren der ITCZ nur einen Übergang von hohen nordhemisphärischen zu niedrigen südhemisphärischen Werten.

4 Arktische Gewässer

Nördlich der Polarfront bzw. südlich der antarktischen Konvergenz treten relativ niedrige Ozonkonzentrationen auf. Dies ist umso erstaunlicher, als die Erdoberfläche hier meist mit Schnee bedeckt ist, der eine noch geringere Zerstörungsrate

für Ozon besitzt als das Meer (ALDAZ 1969; GALBALLY 1972). Nun haben aber frühere Ozonstudien in der Antarktis (WEXLER et al. 1960; OLTMANS 1981) Rückschlüsse zugelassen, daß der Austausch Troposphäre—Stratosphäre in arktischen Breiten gering ist. Durch hochtroposphärisches Zuströmen von Luft aus niedrigeren Breiten und niedertroposphärisches Ausströmen von hohen zu niederen Breiten (indirekte Hadley- oder Ferrel-Zirkulation) werden die arktischen Gebiete mit Ozon versorgt. Das kommt besonders in dem inversen Jahresgang des Ozons in arktischen Gebieten zum Ausdruck, der sein Maximum im Mitwinter hat. In mittleren Breiten tritt das Jahresmaximum des Ozon dagegen im Frühjahr auf. Der in Abbildung 2 zum Vergleich eingetragene Jahresmittelwert der Ozonkonzentration der Georg-von-Neumayer-Station (70°S) liegt oberhalb der Schiffsmessungen, die nur vom Südsommer stammen. Die Größenordnung des Jahresganges wird dadurch deutlich. Im arktischen Sommer, in dem die Messungen vom Schiff aus bisher durchgeführt wurden, sind weite Gebiete mit dem arktischen Stratus bedeckt, der sich an der Obergrenze einer bodennahen Kaltluftschicht bildet und sehr stabil ist (HERMAN u. GOODY 1976; WENDLING u. FINGER 1986). Da an der Meeresoberfläche jedoch Ozon zerstört wird, und wegen der Inversion nur wenig Ozon von oben nachgeliefert wird, besteht die Möglichkeit, daß hier generell etwas zu niedrige Ozonkonzentrationen gemessen werden. Dies wird bestätigt durch die Beobachtung regelmäßiger Ozonmaxima von halbstündiger Dauer, als die Inversion infolge Wolkenstraßenbildung, die in Landnähe ausgelöst worden war, aufgebrochen wurde (WINKLER 1980).

5 Ausblick

Wir haben gesehen, daß mit Hilfe von Ozonmessungen Informationen über meteorologische Vorgänge erhalten werden. Insbesondere großräumige Zirkulationsprozesse und Austauschvorgänge spiegeln sich im Ozon wieder. Aber auch kleinskalige Vorgänge können studiert werden, auf die hier allerdings nur wenig eingegangen wurde. Die Beobachtungen in der maritimen Atmosphäre ergeben zudem in Vergleich zu landgestützten Messungen Einblick in die doch vielfach anderen meteorologischen Bedingungen (fehlende Orographie und Bodenrauigkeit, fehlende Tagesgänge usw.), weil großräumige meteorologische Vorgänge besser zur Oberfläche durchgreifen. Ozon als einfach zu messender Parameter kann daher als Tracer, aber auch als Prüfstein für theoretische oder durch andere Überlegungen gewonnene Thesen herangezogen werden.

6 Danksagung

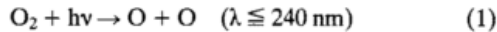
Die Messungen auf den Schiffen wurden von zahlreichen Helfern der Bordwetterwarten, von Universitäten oder anderen Forschungseinrichtungen, zum Teil auch von Mitgliedern der Schiffsbesatzung durchgeführt. Alle Namen einzeln aufzuführen, würde zu weit führen, doch sei allen an dieser Stelle herzlich für ihre Bemühungen gedankt, denn ohne ihr Mitwirken wäre das wertvolle Beobachtungsmaterial nicht zustande gekommen.

Literatur

- ALDAZ, L.: Flux measurements of atmospheric ozone over land and water. *J. Geoph. Res.* 74 (1969) S. 6943–6946.
- ATTMANNSPACHER, W.: Ein einfaches naßchemisches Gerät mit geringer Trägheit zur Messung des bodennahen Ozons in der Atmosphäre. *Met. Rdsch.* 24 (1971) S. 183–188.
- CRUTZEN, P. J.; GIDEL, L. T.: A two-dimensional photochemical model of the atmosphere 2: The tropospheric budgets of the anthropogenic chlorocarbons CO, CH₄, CH₃CL and the effect of various NO_x sources on tropospheric ozone. *J. Geoph. Res.* 88 (1983) S. 6641–6661.
- DANIELSEN, E. F.; MOHNEN, V. A.: Projekt dustorm report: ozone transport in situ measurements and meteorological analysis of tropopause foldings. *J. Geoph. Res.* 82 (1977) S. 5867–5877.
- DÜTSCH, H. U.: The ozone distribution in the atmosphere. *Can. J. Chem.* 52 (1974) 1491–1504.
- FABIAN, P.; PRUCHNIEWICZ, P. G.: Meridional distribution of ozone in the troposphere and its seasonal variations. *J. Geoph. Res.* 82 (1977) S. 2063–2073.
- FISHMAN, J.; CRUTZEN, P. J.: The origin of ozone in the troposphere. *Nature* 274 (1978) S. 855–878.
- FISHMAN, J.; SEILER, W.: Correlative nature of O₃ and CO in the troposphere: Implications for the troposphere O₃ budget. *J. Geoph. Res.* 88 (1983) S. 3662–3670.
- GALBALLY, I.; ALLISON, I.: Ozone fluxes over snow surfaces. *J. Geoph. Res.* 77 (1972) S. 3946–3949.
- GIDEL, W.; SHAPIRO, M. A.: General circulation model estimates of the net vertical flux of ozone in the lower stratosphere and the implications for the tropospheric ozone budget. *J. Geoph. Res.* 85 (1980) S. 4049–4058.
- GUICHERIT, R.: Halogenated hydrocarbon, PAN, O₃ and N₂O into northern hemisphere over the Atlantic. Vortrag CACGP-Symposium, 12–18 Aug. 1979, Boulder, Col. (priv. Mitt.).
- HAMEED, S.; CESS, R. D.: Impact of global warming on biospheric sources of methane and its climatic consequences. *Tellus* 35 (1983) S. 1–7.
- HERMAN, G.; GOODY, R.: Formation and persistence of summertime arctic stratus clouds. *J. Atm. Sci.* 33 (1976) S. 1537–1553.
- JUNGE, C. E.: Global ozone budget and exchange between stratosphere and troposphere. *Tellus* 14 (1962) S. 363–377.
- LEVI, H.: Large radical and formaldehyde predicted. *Science* 173 (1971) S. 141–143.
- MANTIS, H. T.; REPATIS, C. C.; ZEREFOS, C. S.: The summer maximum in total ozone over Northwest-Europe. *PAGEOPH* 119 (1980) S. 213–230.
- OLTMANS, S. J.: Surface ozone measurements in clean air. *J. Geoph. Res.* 86 (1981) S. 1174–1180.
- RAMANATHAN, V.; DICKINSON, R. E.: The role of stratospheric ozone in the zonal and seasonal radiation energy balance of the earth-troposphere system. *J. Atm. Sci.* 36 (1979) S. 1084–1104.
- REITER, E. R.: Stratospheric tropospheric exchange processes. *Rev. Geoph. Space Phys.* 13 (1975) S. 459–474.
- ROUTHIER, F.; DENNETT, R.; DAVIS, D. D.; WARTBURG, A.; HAAGENSON, P.; DELANY, A. C.: Free tropospheric and boundary-layer airborne measurements for ozone over the latitude range of 58°S to 70°N. *J. Geoph. Res.* 85 (1980) S. 7307–7321.
- SCHMIDT, M.: Further results from the MPAE-Project „Tropospheric ozone“, Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium, Boulder, 4–9 Aug 1980.
- STALLARD, R. F.; EDMOND, J. M.; NEWELL, R. E.: Surface ozone in the south east Atlantic between Dakar and Walvis Bay. *Geoph. Res. Letters* 7 (1975) S. 289–292.
- VIEZEE, W.; JOHNSON, W. B.; SINGH, H. B.: Stratospheric ozone in the lower troposphere – II. Assessment of downward flux and groundlevel impact. *Atm. Environm.* 17 (1983) S. 1979–1993.
- WEISS, W.; SITTKUS, A.; STOCKBURGER, H.; SARTORIUS, H.; MÜNNICH, K. D.: Large scale atmospheric mixing derived from meridional profiles of Krypton-85. *J. Geoph. Res.* 88 (1983) S. 8574–8577.
- WEXLER, H.; MORELAND, W. B.; WEYANT, W. S.: A preliminary report on ozone observations at Little America, Antarctica. *Month. Weather Rev.* 88 (1960) S. 43–54.
- WENDLING, P.; FINGER, J. E.: Zur Frage der Wechselwirkung von Advektion, Strahlung, Turbulenz und Mikrophysik bei der Bildung arktischer Stratuswolken. *Ann. Meteor. (N. F.)* 23 (1986) S. 40–41.
- WINKLER, P.: Meridionalverteilung des bodennahen Ozons über den Atlantik. *Ann. Meteor. (N. F.)* 15 (1980) S. 241–242.

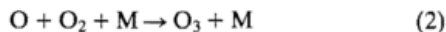
1 Einleitung

Ozon ist das häufigste und chemisch wichtigste Spurengas der Stratosphäre. Es ist auch eines der wenigen Gase, die ausschließlich in der Atmosphäre selbst gebildet werden. In der Stratosphäre wird es in zwei Schritten erzeugt, deren erster in der Photolyse von molekularem Sauerstoff besteht:



Formel (1) drückt aus, daß molekularer Sauerstoff, O_2 , ein Lichtquant, $h\nu$, absorbiert und dabei in 2 Sauerstoffatome, O , gespalten wird. Voraussetzung dafür ist, daß das Lichtquant genügend Energie besitzt: Seine Wellenlänge, λ , muß kürzer als 240 nm sein. Strahlung derart kurzer Wellenlänge fällt nur in der oberen Atmosphäre ein. Unterhalb 20 km Höhe ist dieser kurzwellige UV-Anteil des Sonnenlichtes durch die UV-absorbierenden Sauerstoff- und Ozonmoleküle in den darüber liegenden Luftschichten praktisch völlig herausgefiltert.

Die bei der Photolyse (1) entstandenen Sauerstoffatome reagieren sofort weiter – zumeist durch Anlagerung an O_2 und bilden dabei das aus 3 Sauerstoffatomen bestehende Ozon, O_3 :



Reaktion (2) benötigt einen dritten Stoßpartner, M , der sich bei der Reaktion chemisch nicht umsetzt, aber die überschüssige Energie der Reaktionspartner als kinetische Energie übernimmt. M ist im allgemeinen ein O_2 - oder N_2 -Molekül.

2 Definition von Reaktion und Reaktionsrate

Die Reaktionen (1) und (2), wie auch die im folgenden beschriebenen Reaktionen, sind Elementarreaktionen. Darunter versteht man solche Reaktionen, die in einem Schritt, z.B. beim Stoß zweier Moleküle, ablaufen, sich also nicht aus mehreren Teilreaktionen zusammensetzen. Bei Elementarreaktionen lassen sich die Umsatzraten für alle Situationen eindeutig angeben.

Im Falle des häufigsten Reaktionstyps, der Umsetzung zweier Reaktanden in zwei Produktmoleküle, wie er z.B. bei der Ozonzerstörungsreaktion (4) vorliegt,



ist die Anzahl der pro Sekunde und cm^3 verbrauchten Ozonmoleküle, $\frac{d[\text{O}_3]}{dt}$ durch das Produkt aus den Konzentrationen der Reaktanden, $[\text{O}_3]$, $[\text{O}]$, (in Moleküle/ cm^3) und der sogenannten Geschwindigkeitskonstanten, K_4 , gegeben. Diese ist für die Reaktion (4) charakteristisch und nur noch von der (absoluten) Temperatur, T , abhängig.

$$\frac{d[\text{O}_3]}{dt} = -K_4(T) \cdot [\text{O}_3] \cdot [\text{O}] \quad (I)$$

Offensichtlich gilt auch $\frac{d[\text{O}_3]}{dt} = \frac{d[\text{O}]}{dt} = -\frac{1}{2} \frac{d[\text{O}_2]}{dt}$.

Die Werte der Geschwindigkeitskonstanten (sowie die Form der Reaktionsgleichung) sind aus reaktionskinetischen Laboruntersuchungen bekannt (JPL 1983). Sie werden häufig in der Arrhenius-Form angegeben, z.B.

$$K_4 = 1.5 \times 10^{-11} \cdot \exp(-4432/RT) \quad (\text{cm}^3/\text{Moleküle}/\text{sek})$$

Die Temperaturabhängigkeit ist dabei exponentiell und wird durch die Aktivierungsenergie von 4432 cal bestimmt. R ist die Boltzmannkonstante. Eine Zweier-Reaktion übrigens, die bei jedem Stoß abläuft, hat eine Geschwindigkeitskonstante von etwa 10^{-10} ; bei 300 K beträgt $K_4(300) = 9 \times 10^{-15}$. Sie läuft wegen der relativ hohen durch die kinetische Energie der Stoßpartners aufzubringenden Aktivierungsenergie nur bei jedem 10000sten Stoß ab.

Im Falle eines Dreier-Stoßes, wie er bei Reaktion (2) vorliegt, hängt die Geschwindigkeitskonstante auch von der Konzentration des Stoßpartners, d.h. der Luftdichte, ab: $K_2 = K_2(T, M)$.

Die chemische Umsatzrate bei der Photolyse, der dritten Reaktionsart, die in der Stratosphäre von Bedeutung ist, wird durch die Photolysefrequenz, J , charakterisiert.

$$J = \int \sigma(\lambda) \cdot F(\lambda, x) \cdot \phi(\lambda) d\lambda \quad (\text{sec}^{-1}) \quad (II)$$

$\sigma(\lambda)$: wellenlängenabhängiger UV-Absorptionsquerschnitt des Moleküls

$F(\lambda, x)$: Photonenflußdichte der Wellenlänge λ am Ort x

$\Phi(\lambda)$: Quantenausbeute. Sie beschreibt den Anteil der Absorptionsereignisse, die zum gewünschten Reaktionskanal führen.

J ist die mit dem Wirkungsquerschnitt gewichtete Summe über die Photonen, die für die Photolysereaktion zur Verfügung stehen. Die Photolysefrequenz von Reaktion (1) ist dann gegeben durch

$$-\frac{d[\text{O}_2]}{dt} = \frac{1}{2} \frac{d[\text{O}]}{dt} = J \cdot [\text{O}_2] \quad (III)$$

3 Die stratosphärische Ozonproduktion

Die Photolysefrequenz J der Reaktion (1) ist in Abbildung 1 als Funktion der Höhe gezeigt, ebenso die daraus und aus Reaktion (2) resultierende O_3 -Bildungsrate. Während J mit der Höhe monoton anwächst, da wegen der abnehmenden Filterwirkung der Atmosphäre der solare UV-Fluß mit der Höhe immer größer wird, durchschreitet die O_3 -Bildungsrate ein Maximum in etwa 40 km Höhe, weil letztere über die Reaktionen (1) und (2) von der Sauerstoffkonzentration abhängt, die mit der Höhe exponentiell abnimmt.

Offensichtlich werden bei der stratosphärischen O_3 -Produktion durch die Reaktionen (1) und (2) nur Sonnenstrahlung und molekularer Sauerstoff benötigt. Deshalb kann die stratosphärische O_3 -Produktion kaum vom Menschen beeinflusst werden. Im übrigen ist diese Produktion enorm. Integriert

über den ganzen Erdball werden 5×10^{31} O_3 -Moleküle/sek oder 1.3×10^{11} t O_3 /Jahr gebildet. Dagegen wirkt die industrielle Erzeugung von Chemikalien winzig. Das CO_2 z. B., das als Abfallprodukt bei der Verbrennung fossiler Brennstoffe entsteht und die höchsten Umsatzraten aufweist, bringt es nur auf 2×10^{10} t/Jahr.

4 Die stratosphärische Ozondestruktion

Dieser O_3 -Produktion stehen eine Reihe von O_3 -Zerstörungsmechanismen gegenüber. Die Destruktion von O_3 findet übrigens bereits in der Stratosphäre selbst statt. Weniger als 1% des stratosphärisch gebildeten O_3 erreicht die Troposphäre und wird dort abgebaut. O_3 absorbiert Sonnenstrahlung, hauptsächlich UV, und wird dabei photolysiert.



Diese Reaktion per se stellt aber noch keinen Nettoverlust von O_3 dar, weil die O-Atome, die über Reaktion (3) entstehen, durch Reaktion (2) wieder zu O_3 zurückreagieren. Reaktionen (2) und (3) sorgen für ein rasches photochemisches Gleichgewicht zwischen O und O_3 . Deswegen werden O und O_3 oft gemeinsam betrachtet und als ungerader Sauerstoff (odd oxygen) bezeichnet. Die erste eigentliche Verlustreaktion von ungeradem Sauerstoff war 1930 durch CHAPMAN (1930) identifiziert worden:

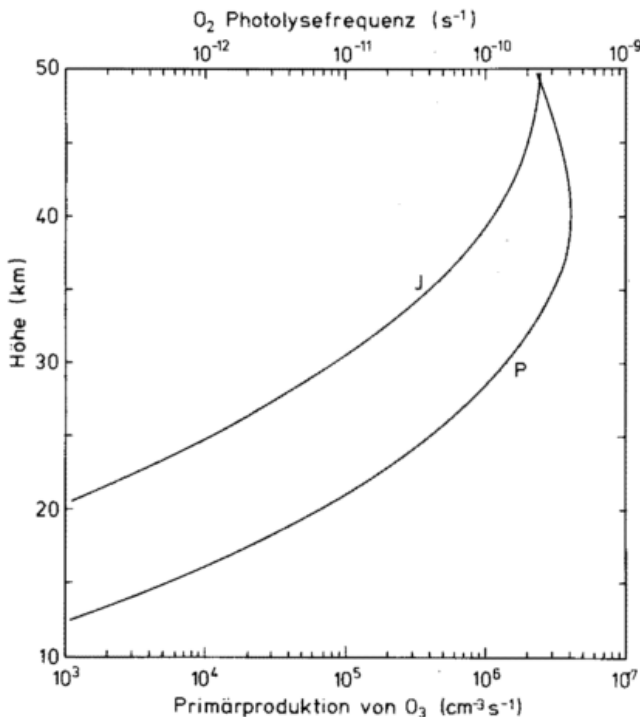
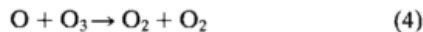
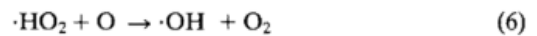
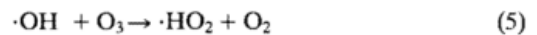
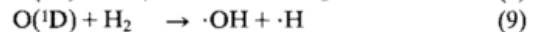
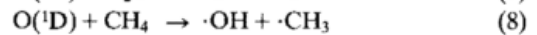
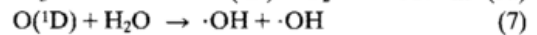
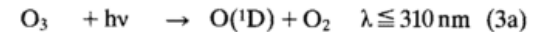


Abb. 1: Photolysefrequenz molekularen Sauerstoffs und Primärproduktion von Ozon als Funktion der Höhe. Die Profile wurden mit einem eindimensionalen Modell berechnet und stellen tägliche Mittelwerte für 30° Breite und Äquinox dar (RÖTH 1985).

Reaktion (4) hat, wie wir bereits gesehen haben, eine relativ hohe Aktivierungsenergie und deshalb eine geringe Geschwindigkeitskonstante – besonders bei den niedrigen stratosphärischen Temperaturen. Dadurch gewinnen eine Reihe von Kettenreaktionen an Wichtigkeit, die die Reaktion (4) katalysieren. Diese Kettenreaktionen werden durch einige freie Radikale getragen. Als Radikale werden Teilchen mit mindestens einem ungepaarten Elektron bezeichnet. Sie verfügen damit über eine ungesättigte Bindung – eine vollständige Bindung erfordert ein Elektronenpaar – und sind deshalb besonders reaktiv. In den folgenden Formeln wird das freie Elektron der Radikale mit einem Punkt gekennzeichnet. Die erste Familie von Radikalen, die in der stratosphärischen Chemie berücksichtigt wurde, war HO_x : $\cdot OH$, $\cdot HO_2$ (BATES u. NICOLET 1950; NICOLET 1970). Sie reagieren via:

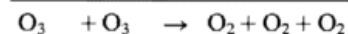
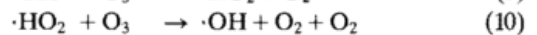
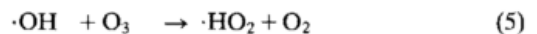


und zerstören dabei O_3 analog zur Reaktion (4). Die radikale werden dabei rezykliert. Die OH -Radikale, die zum Ablauf von (5) benötigt werden, entstehen über folgende Reaktionen:



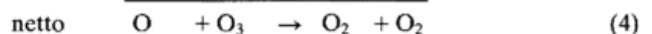
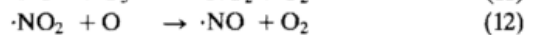
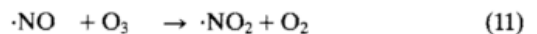
$O(^1D)$ bedeutet ein elektronisch angeregtes Sauerstoffatom im 1D -Zustand. Dieser liegt etwa 2 eV über dem Grundzustand und vermittelt dem O-Atom eine wesentlich höhere Reaktivität. Das angeregte Sauerstoffatom entsteht bei der O_3 -Photolyse durch kurzwelliges UV.

Neben den Reaktionen (5) und (6) (Zyklus HO_xI) wird durch HO_x noch folgender ozonabbauender Reaktionszyklus (HO_xII) katalysiert:

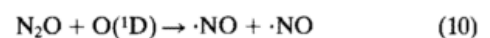


Dieser Zyklus ist besonders in der unteren Stratosphäre wichtig, weil dort wegen der niedrigen Konzentration von O-Atomen (s. Abb. 3) die direkte oder katalysierte Reaktion (4) langsamer verläuft.

Ein weiterer, katalytischer Reaktionszyklus wird durch die Stickoxide, NO_x , (NO , NO_2) geliefert. Er besteht aus den Reaktionen



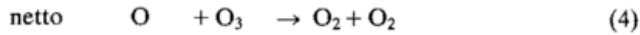
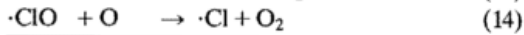
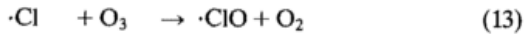
Das dazu benötigte NO_x wird in der Stratosphäre hauptsächlich über die Reaktion



gebildet.

Wir bemerken, daß die Produktion angeregter O-Atome, $O(^1D)$, über die Photolyse von O_3 ein ausschlaggebender Faktor ist für die Bildung der HO_x - und NO_x -Radikale. Über diesen Umweg trägt O_3 zu seinem eigenen Abbau bei.

Schließlich wird O_3 auch katalytisch durch ClO_x -Radikale, Cl , ClO , zerstört. Cl -Atome sind auch in der natürlichen Stratosphäre vorhanden. Sie entstehen aus Methylchlorid, CH_3Cl , das an der Erdoberfläche über eine Reihe von Prozessen gebildet und in die Stratosphäre transportiert wird. Daneben wird Chlor auch in Form der Chlorfluormethane, von denen $CFCl_3$ und CF_2Cl_2 die wichtigsten sind, in die Stratosphäre transportiert. Diese sind ausschließlich anthropogen und dominieren heute bereits die stratosphärischen Chlorkonzentrationen. Der Chlorradikalzyklus wird durch folgende Reaktionen bestimmt (MOLINA u. ROWLAND 1974)



in Analogie zum NO_x - und HO_x -Zyklus.

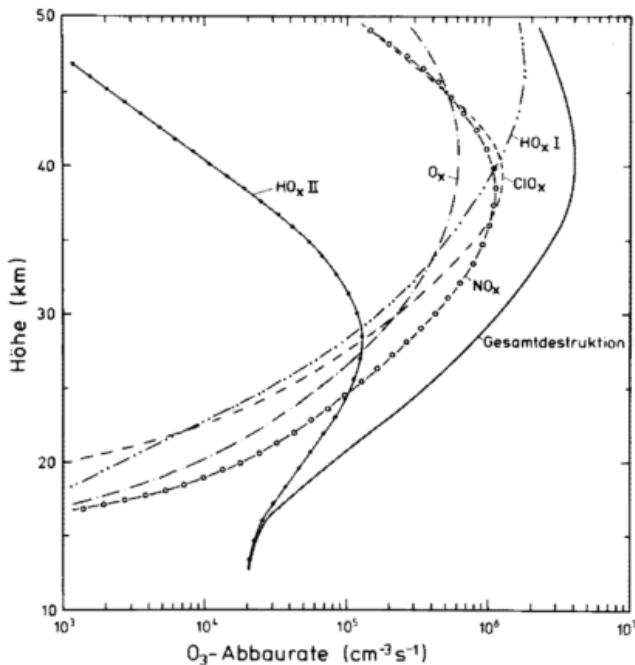


Abb. 2: Ozonabbauraten der verschiedenen katalytischen Radikalzyklen als Funktion der Höhe. Die Profile wurden mit einem eindimensionalen Modell berechnet und stellen tägliche Mittelwerte für 30° Breite und Äquinox dar (RÖTH 1985). Die Geschwindigkeitskonstanten stammen aus JPL 83-62.

Selbstverständlich gibt es viele weitere Reaktionen von HO_x , NO_x und ClO_x . Diese Radikale reagieren auch miteinander, einige derart, daß sie dem Abbau von O_3 entgegenwirken. Die resultierenden Zerstörungsraten für O_3 sind in Abbildung 2 in Abhängigkeit von der Höhe gezeigt. Sie sind berechnet mittels eines eindimensionalen numerischen Modells der stratosphärischen Chemie und repräsentieren tägliche Mittelwerte. Abbildung 2 zeigt deutlich, daß die direkte Reaktion (4) von O und O_3 , O_x , in allen Höhen nur einen geringen Beitrag zum O_3 -Abbau liefert. Die O_3 -Destruktion wird in fast allen Höhen durch

den NO_x -Zyklus bestimmt. Nur in den größten Höhen wird sie durch den Abbau durch den HO_x -katalytischen Zyklus übertriften, um etwa 40 km Höhe ist der ClO_x -Zyklus dominierend. Wegen einiger Reaktionen zwischen den Radikalfamilien selbst wird auch einiges O_3 produziert, deshalb stimmt die Kurve für die O_3 -Produktion in Abbildung 1 nicht ganz überein mit der Kurve für die O_3 -Gesamtdestruktion in Abbildung 2.

Wie Abbildung 2 zeigt, wird das stratosphärische O_3 überwiegend durch die katalytischen Radikalreaktionen zerstört. Wegen der katalytischen Natur dieser Zyklen werden Radikale selber dabei nicht abgebaut – sondern lediglich rezykliert. Deshalb kann ein Radikal viele Tausende von O_3 -Molekülen zerstören. Und Radikale, die mit einem Mischungsverhältnis von weniger als 1 ppb⁽¹⁾ vorliegen, können das stratosphärische Ozon signifikant ändern, obwohl dieses mit einem Mischungsverhältnis von einigen ppm⁽¹⁾ vorliegt. Menschliche Tätigkeit kann die stratosphärische Belastung an ClO_x oder NO_x um einige ppb erhöhen. Damit ergibt sich durchaus die Möglichkeit einer anthropogenen Einflußnahme auf das stratosphärische Ozon.

Wir bemerken ferner, daß sich die O_3 abbauenden Radikale aus Gasen wie H_2O , CH_4 , N_2O , CH_3Cl , $CFCl_3$ oder CF_2Cl_2 ableiten, die alle an der Erdoberfläche emittiert werden und durch die atmosphärische Zirkulation in die Stratosphäre getragen werden. Deshalb braucht es keiner direkten Emissionen in die Stratosphäre. Eine Emission der oben genannten oder anderer langlebiger H-, N- oder Cl-haltiger Gase an der Erdoberfläche genügt.

5 Mittleres Vertikalprofil der O_3 -Konzentration

Über die O_3 -Produktion aus den Reaktionen (1) und (2) einerseits (s. Abb. 1) und die O_3 -Destruktion, wie sie in Abbildung 2 gezeigt ist, andererseits stellt sich ein stratosphärisches Vertikalprofil von O_3 ein. Es ist in Bild 3 gezeigt und wird mittels des gleichen eindimensionalen numerischen Modells berechnet (RÖTH 1985). Es beschreibt deshalb eine mittlere O_3 -Verteilung.

Demnach zeigt die O_3 -Konzentration ein breites Maximum um etwa 25 km Höhe, die sogenannte O_3 -Schicht. Abbildung 3 zeigt auch die gerechnete Konzentration an O-Atomen. Sie ist wesentlich niedriger als die O_3 -Konzentration, etwa einen Faktor 1000 in 40 km Höhe, steigt aber rasch mit der Höhe an. Dies liegt daran, daß Reaktion (2), die Anlagerung von O und O_2 zu O_3 , mit der Höhe abnimmt und zwar quadratisch mit der Luftdichte, während die Photolyserate von O_3 eher mit der Höhe zunimmt. Das photochemische Gleichgewicht zwischen O und O_3 verschiebt sich mit zunehmender Höhe zugunsten von O , dessen Konzentration in etwa 60 km Höhe den Wert der O_3 -Konzentration erreicht.

(1) Das Mischungsverhältnis ist eine Konzentrationsangabe. Es ist definiert als das Verhältnis der Moleküle eines Gases zu der Gesamtzahl aller Luftmoleküle in trockener Luft.
 1 ppm (1 part per million) bedeutet ein Mischungsverhältnis von 10^{-6}
 1 ppb (1 part per billion) bedeutet ein Mischungsverhältnis von 10^{-9}
 1 ppt (1 part per trillion) bedeutet ein Mischungsverhältnis von 10^{-12}

6 Modelle

In diesem vereinfachenden Überblick über die stratosphärische O₃-Chemie konnten nur die wichtigsten Reaktionen vorgestellt werden. Insgesamt müssen etwa 100 Reaktionen mitgeführt werden, um das stratosphärische Profil der O₃-Konzentration einigermaßen genau zu berechnen (WMO 1981). Die Berechnung erfolgt durch numerische Modelle. Diese stellen im wesentlichen ein gekoppeltes System von Differentialgleichungen dar, die durch die lokalen Bilanzgleichungen für die verschiedenen Spurengase gegeben sind. Der differentielle Charakter wird durch die Berücksichtigung der durch Transport bedingten Divergenz erhalten.

Im einfachsten Fall des eindimensionalen Modells, in dem nur der vertikale Transport parametrisiert in Form turbulenten Austausches berücksichtigt wird, nehmen die Differentialgleichungen folgende Gestalt an:

$$\rho \cdot \frac{\delta M_i}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \rho \cdot K_z \frac{\delta M_i}{\delta t} + P_i - D_i \quad (IV)$$

Dabei bedeutet M_i das Mischungsverhältnis der Substanz i, ρ die Luftdichte, K_z den vertikalen turbulenten Diffusionskoeffizienten. P und D stellen die Produktions- und Destruktionsterme dar und bestehen aus den Summen der aus den verschiedenen Reaktionen resultierenden Produktionen und Destruktionen. Die einzelnen Summanden haben die oben unter (I) oder (III) aufgeführte Produktform. Über diese Produkte sind die Gleichungen für die verschiedenen Spurengase gekoppelt. Als Randbedingungen werden die an der Erdoberfläche beobachteten Spurengaskonzentrationen eingesetzt. Die so in einem 1-D-Modell berechneten O₃-Konzentrationen geben die mittleren gemessenen O₃-Profile erstaunlich gut wieder. Inzwischen ist die Übereinstimmung besser als 10%.

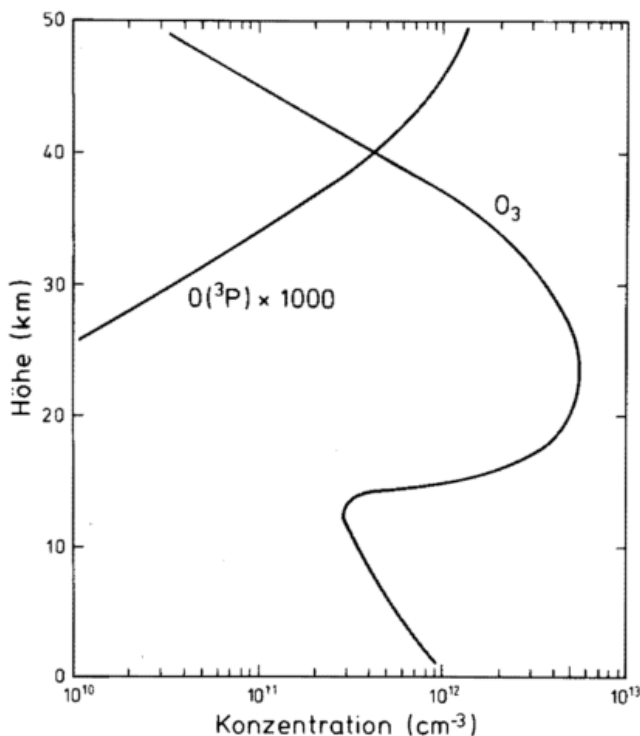


Abb. 3: Mittlere berechnete Vertikalprofile der O₃- und O-Konzentration.

Literatur

BATES, D. R.; NICOLET, M.: The photochemistry of atmospheric water vapor. *J. Geophys. Res.* 55 (1950) S. 301–327.

CHAPMAN, S.: On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *Phil. Mag.* 10 (1930) S. 369–383.

JPL PUBLICATION 83–62 (1983): Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Stratospheric Modelling. Evaluation Nr. 6. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California.

MOLINA, M. J.; ROWLAND, F. S.: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine-atom catalyzed destruction of ozone. *Nature* 249 (1974) S. 810–812.

NICOLET, M.: Ozone and hydrogen reactions. *Ann. Geophys.* 26 (1970) S. 531–546.

RÖTH, E. P.: private Mitteilung (1985).

WMO: The Stratosphere 1981, Theory and Measurements. Ozone Research and Monitoring Project Report No. 11 (1981).

Ozonmessungen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg

1 Einführung

Erste Messungen des bodennahen Ozons wurden am Observatorium von J. GRUNOW und K. HEIGEL Ende der 40er, Anfang der 50er Jahre durchgeführt (Kap. 12), die erste Ozonsondierung mit Ballonsonden erfolgte am 6. Januar 1965 mit einer Regener-Chemilumineszenzsonde. Seit November 1966 werden Brewer/Mast-Ozonsonden verwendet (Kap. 5).

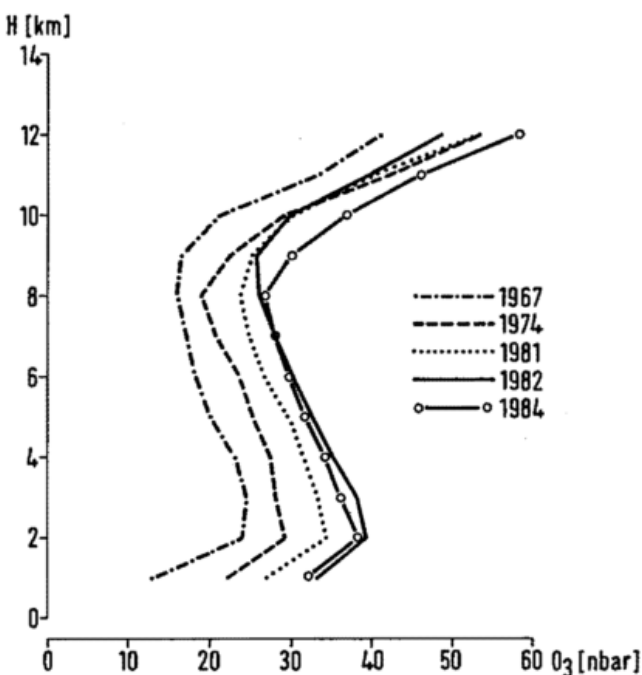


Abb. 1: Mittlere Ozonverteilung 1 km–12 km Hohenpeißenberg 1967–1984.

Da es sich bei der naßchemischen Ozonmessung, die in Kapitel 5 näher beschrieben wird, eigentlich um mikrochemische Prozesse handelt, ist äußerste Sorgfalt und Sauberkeit bei der Sondenvorbereitung, beim Start und bei der Auswertung Voraussetzung für wirklich brauchbare Ozonmeßwerte. Ein Vergleich zwischen einer im Meßbereich der Sonde während des Aufstiegs ausgeführten Spektrophotometer-Messung des Gesamt-ozons mit dem aufintegrierten Ozonprofil der Ballonsonde, die dabei mit ihren Gipfelwerten über dem Ozonmaximum liegen muß (unterhalb 15 hPa Druckhöhe liegende Aufstiege werden deshalb am Observatorium grundsätzlich wiederholt), dient zur Verbesserung der Standardwerte. Mit diesem Faktor werden die Sondenmeßergebnisse multipliziert, in der internationalen Praxis wird dieser Verbesserungsfaktor leider „Korrekturfaktor“ genannt.

Bei naßchemischen Sonden kann er nur $\geq 1,00$ sein. Da der Sondengipfelwert im Winter 300 km–400 km vom Startplatz entfernt sein kann, ist es möglich, daß trotz richtiger Werte der Ozonsonde das schräge Ozonsondenintegral nicht mit dem senkrecht gemessenen Gesamt-ozon des Spektrophotometers übereinstimmt; Abweichungen bis zu etwa $\pm 10\%$ sind möglich. Trotz dieser Einschränkung stellt der „Korrekturfaktor“ ein gutes Maß für die Brauchbarkeit der Ozonmeßwerte dar. Die entsprechenden Faktoren für den Hohenpeißenberg sind in Tabelle 1 enthalten.

Tab. 1: Mittlere jährliche „Korrekturfaktoren“ aller veröffentlichter Ozonsondierungen, Hohenpeißenberg 1967–1985.

Jahr	Anzahl	Mittel	Standardabweichung
1967	55	1.135	± 0.134
1968	52	1.166	± 0.113
1969	60	1.107	± 0.108
1970	53	1.137	± 0.097
1971	53	1.143	± 0.119
1972	55	1.151	± 0.109
1973	54	1.131	± 0.067
1974	50	1.132	± 0.087
1975	53	1.099	± 0.095
1976	55	1.073	± 0.078
1977	65	1.000	± 0.068
1978	130	1.074	± 0.083
1979	132	1.080	± 0.066
1980	135	1.056	± 0.083
1981	130	1.093	± 0.066
1982	130	1.087	± 0.060
1983	138	1.081	± 0.068
1984	128	1.058	± 0.071
1985	135	1.086	± 0.080

Insgesamt kann festgestellt werden, daß diese Jahresmittelwerte weit unter den WMO-Grenzwerten von $1.35 \pm < 0.2$ (WMO 1982) liegen. Die möglichen Fehler dieser Messungen sind viel kleiner als die aufgezeigten Trends; sie bestätigen deren Signifikanz. Seit Beginn der naßchemischen Ozonsondierungen im November 1966 wird am Hohenpeißenberg die gleiche Ozonsondenvorbereitung angewendet. Alle Starts liegen um 8 Uhr vormittags, um den Einfluß des Tagesgangs des Ozons möglichst zu eliminieren.

2 Meßergebnisse

2.1 Das Ozon in der Troposphäre

Abbildung 1 zeigt die mittlere jährliche, jeweils mit dem Gesamt Ozon korrigierte Ozonverteilung von 1 km – 10 km Höhe NN für die Jahre 1967, 1974, 1981, 1982, 1984. Die Ozonzunahme in der Troposphäre und den unteren km-Stufen der Stratosphäre ist von 1967–1974, 1974–1981 und 1981–1982 etwa von gleicher Größenordnung. 1984 ging diese Ozonzunahme

unterschiedliche Trägheit der Sensoren bedingt sein. Änderungen des troposphärischen Ozons müssen über einen längeren Zeitraum auch im bodennahen Ozon erkennbar sein, wenn die Stationen keine starken örtlich bedingten Einflüsse auf das Ozon aufweisen. Letzteres ist für den Hohenpeißenberg sicher nicht der Fall.

Abbildung 3 zeigt die Jahresmittel des bodennahen Ozons von 1971–1984 und den mittleren Ozonwert in der unteren Tropo-

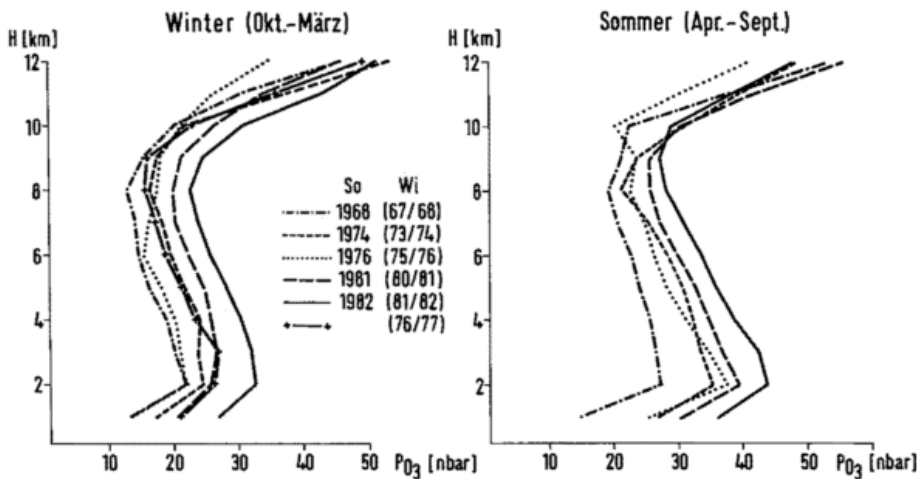


Abb. 2: Ozonzunahme in der Troposphäre an den km-Stufen in den jeweiligen Halbjahren.

nahme in der Troposphäre zurück, jedoch nicht in der unteren Stratosphäre. Insgesamt nahm das troposphärische Ozon von 196 bis 1984 um 50% – 60% zu. Dieses Ergebnis wird durch die hier nicht dargestellten unkorrigierten Meßdaten bestätigt. Andere Autoren, z.B. ANGELL und KORSHOVER (1983), fanden bei nordamerikanischen Ozonsondierungsstationen ebenfalls einen positiven Ozontrend in der Troposphäre. Eine Aufspaltung der Daten in das Sommer- und Winterhalbjahr (Abb. 2) brachte das überraschende Ergebnis, daß die prozentuale Ozonzunahme in beiden Halbjahren etwa gleich groß ist.

Die am Observatorium Hohenpeißenberg vorliegenden Ozonmeßdaten der Jahre 1970–1979 von Uccle, Belgien, ergeben ebenfalls eine klare Ozonzunahme in der Troposphäre während dieses Zeitraums. Ein positiver Trend wird z.B. auch in Payerne, Resolute Bay und bei japanischen Stationen beobachtet (LOGAN 1985).

Seit 1971 wird im 6. Turmstockwerk des Observatoriums am westlichen Ende des Berges in über 30 m über Grund das bodennahe Ozon kontinuierlich mit einem selbst entwickelten naßchemischen Gerät nach dem Prinzip der Brewer/Mast-Sonde gemessen. Seit 1978 sind zusätzlich ein Meßfühler nach dem optischen und einer nach dem trockenchemischen (Reaktion von Ozon mit Äthylengas) Meßprinzip in Betrieb, um durch verschiedene Meßverfahren Anhaltspunkte für die Genauigkeit der Messungen zu erhalten. Normalerweise stimmen diese 3 Sensoren bis auf wenige Nanobar Partialdruck überein, eine Differenz dieser Größenordnung kann bereits durch die

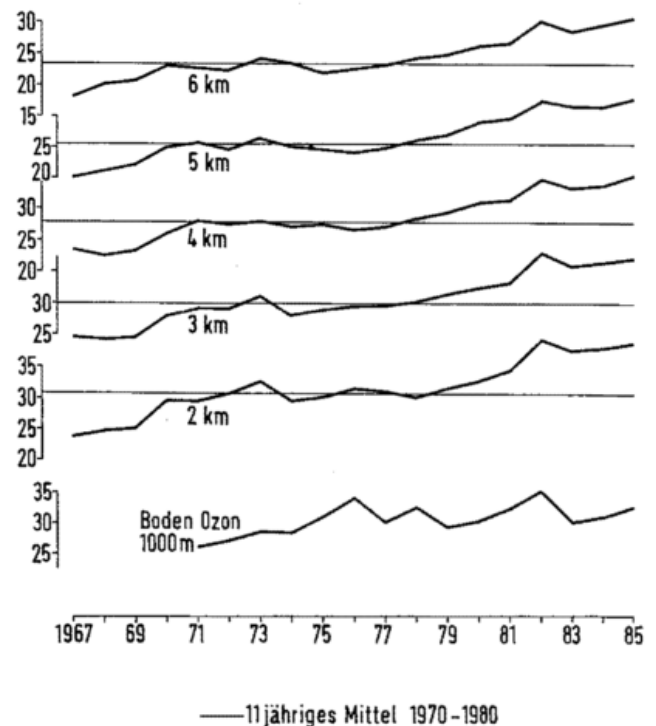


Abb. 3: Ozon-Jahresmittelwerte in Bodennähe und 2 km – 10 km Höhe.

sphäre aus den Aufstiegen. Auch beim bodennahen Ozon ist insgesamt ein eindeutiger positiver Trend erkennbar. Die überhöhten Werte der Jahre 1976 und 1978 sind auf häufige sommerliche Wetterlagen mit sehr starkem Vertikalaustausch zurückzuführen.

Am 26. Februar 1971 wurden erstmals über eine halbe Stunde extrem hohe Werte des bodennahen Ozons, bis zu 415 Nanobar, auf dem Turm gemessen. Verbunden waren diese Extremwerte mit kräftigen Schneeschauern bei Kaltfrontdurchgängen (ATTMANNSPACHER 1976). Über Mitteleuropa lag dabei ein sehr kräftiger, von NW nach SE gerichteter Strahlstrom.

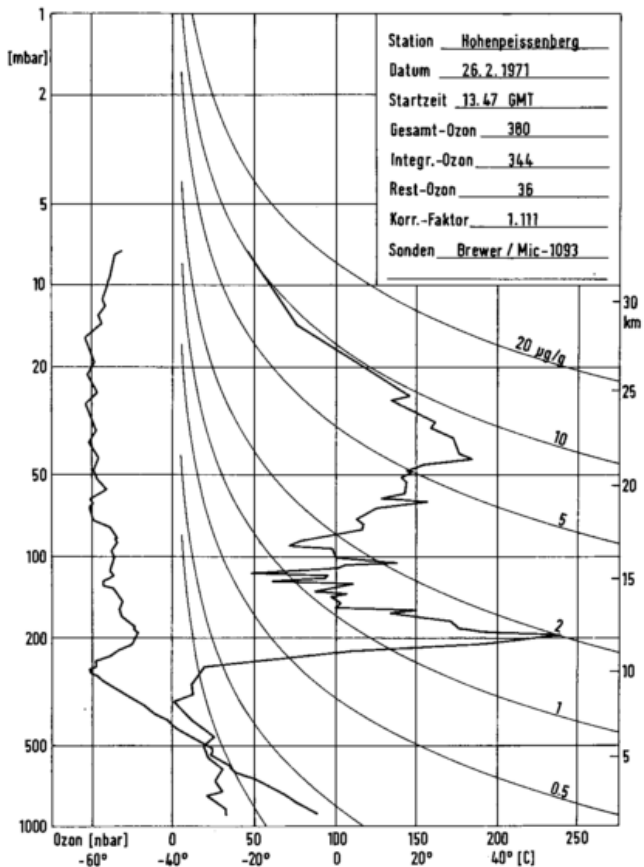


Abb. 4: Ozonaufstieg vom 26.2.1971 mit „sekundärem“ Ozonmaximum in 200 hPa knapp oberhalb der Tropopause.

Ein kurz nach den Extremwerten ausgeführter Ozonaufstieg (Abb. 4) zeigte ein stark ausgebildetes „sekundäres“, in diesem Fall primäres Ozonmaximum in Tropausenbereich. Bei ähnlichen Wettersituationen konnten seither 44 Ozonhöchstwerte (≥ 125 nbar) gemessen werden, an 16 Tagen wurden dabei zusätzliche Ozonaufstiege gestartet; alle vertikalen Ozonprofile zeigen sehr stark ausgeprägte sekundäre vertikale Maxima. Typisch für diese Fälle ist die bereits unterhalb der Tropopause kräftig einsetzende Ozonzunahme. Mit einer Ausnahme waren alle Extremwerte mit sehr hohen Werten des luftelektrischen Feldes (≥ 3 kV/m) verbunden. Umgekehrt traten aber in einem zweijährigen Zeitraum mit 813 Fällen mit Feldstärken

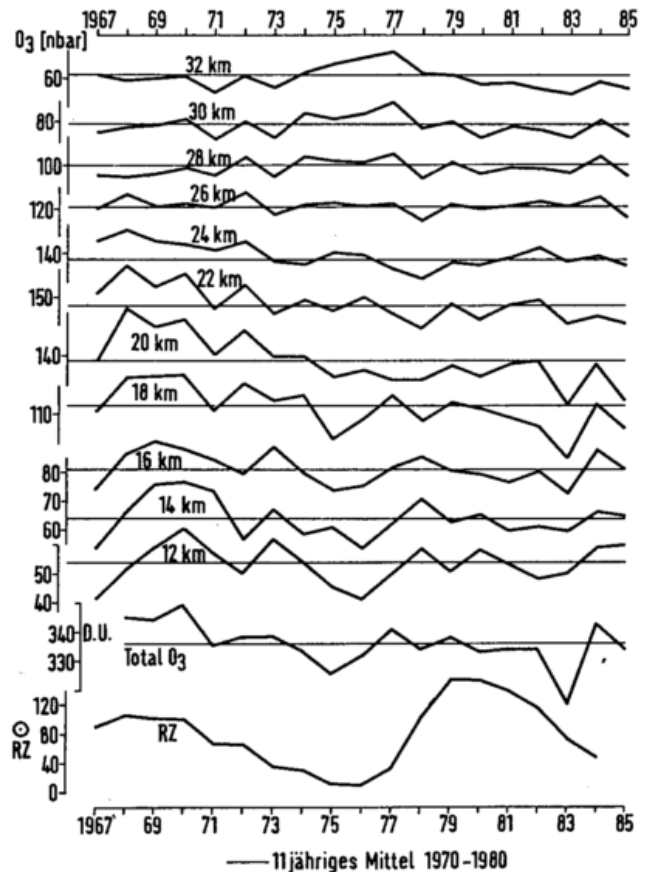


Abb. 5: Ozon-Jahresmittelwerte 12 km–32 km Höhe, Gesamt ozon, Sonnenfleckenreativzahlen, 1967–1985.

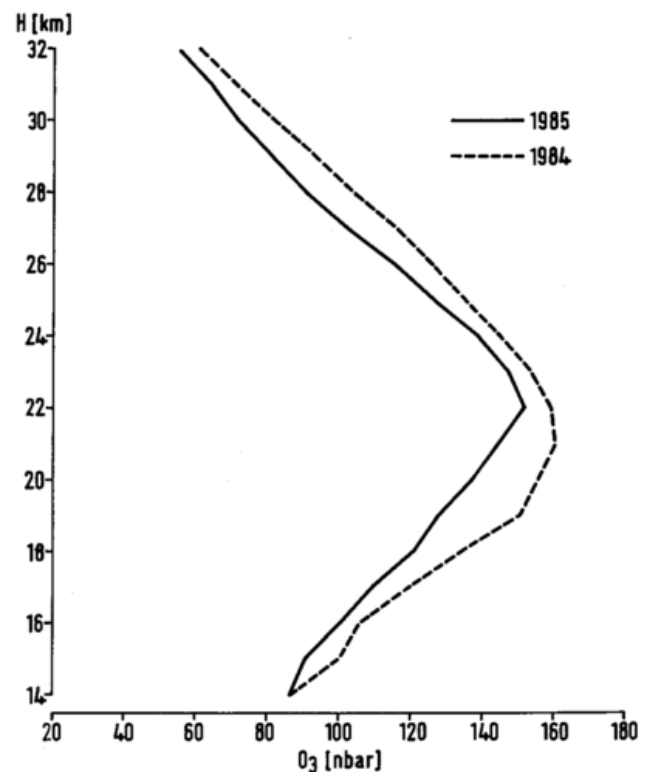


Abb. 6: Mittleres vertikales Ozonprofil 1. Halbjahr 1984 und 1985.

≥ 3 kV/m nur 21 Fälle extremer Ozonwerte auf. Das gleiche Ergebnis zeigt sich aus dem Vergleich des bodennahen Ozons mit den Spitzenentladungen auf dem Balkon des Hauptturmes des Observatoriums. Diese Vergleiche zeigen, daß normalerweise hohe luftelektrische Felder eine Begleiterscheinung extrem hoher Werte bodennahen Ozons sind, daß aber starke luftelektrische Felder nicht als Ursache extrem hoher Ozonwerte angesehen werden können.

Die im Sommer immer häufiger auftretenden, über Stunden andauernden hohen Ozonwerte (< 125 nbar) haben zum Teil ihre Ursache in einem verstärkten Vertikalaustausch bei labiler Luftschichtung, die Hauptursache sind antropogene photochemische Prozesse.

2.2 Das Ozon in der Stratosphäre

In Abbildung 5 sind die mittleren jährlichen Ozonverteilungen in der Stratosphäre im 2km-Raster für den Höhenbereich 12 km–32 km dargestellt; die Bezugslinie stellt das 11jährige Mittel 1970–1980 dar. Zwischen 16 km und 24 km ist ein leichter Ozonrückgang erkennbar, der oberhalb 26 km erst 1977 beginnt. Ein Vergleich mit den ebenfalls dargestellten Jahresmitteln der Sonnenfleckenzahlen zeigt, daß zwischen 16 km und 24 km Höhe die Extreme des Ozons etwa gleichzeitig mit jenen der Sonnenfleckenzahlen auftreten; in diesen Höhen dominiert der horizontale Ozontransport. Im Bereich dominierender photochemischer Prozesse oberhalb 30 km ist dies umgekehrt. Hier treten entgegengesetzte Extreme etwa zur gleichen Zeit auf.

Das tiefste je gemessene Gesamtozonminimum im Jahr 1983, das auf die extremen Minima zwischen 16 km und 22 km zurückzuführen ist, wurde durch den starken Vulkanausbruch des EL Chichon Ende 1982 verursacht. Im ersten Halbjahr 1985 trat zwischen 14 km und 32 km Höhe ein starker Ozonrückgang auf (Abb. 6), der im zweiten Halbjahr nicht mehr vorhanden war. Die Ursachen für dieses starke Ozonminimum sind bis jetzt nicht eindeutig geklärt.

Damit dieser Beitrag nicht zu umfangreich wird, konnten nur einige wesentliche Ergebnisse gebracht werden; sie reichen aber nach Meinung des Autors aus, die Notwendigkeit weiterer Messungen zu belegen.

Literatur

- ATTMANNSPACHER, W.: Über Extremwerte des natürlichen und antropogenen bodennahen Ozons. Meteorol. Rdsch. 29 (1976) Nr. 2, S. 33–38.
- ATTMANNSPACHER, W.; CLAUDE, H.; HARTMANN-GRUBER, R., KÖHLER, U.: On 19 years of vertical ozone profiles measured at the Observatory Hohenpeissenberg, their accuracy and trends. Ins: Meteorol. Workshops on climatic ozone variations, Salzburg 1985 (noch nicht veröffentlicht)
- LOGAN, J. A.: Tropospheric ozone: seasonal behaviour, trends, and antropogenic influence. J. of Geophys. Res. 90 (1985), D6, S. 10463–10482.

16 R. SATORIUS Ozon und Umwelt

1 Einleitung/Grundsätzliches

Wie bereits in Kapitel 14 beschrieben, bildet sich Ozon in der Atmosphäre durch Reaktion von molekularem mit atomarem Sauerstoff. Da der molekulare Sauerstoff stets in großer Konzentration ohnehin vorhanden ist, richtet sich das Interesse auf die Quellen des atomaren Sauerstoffs. Hier sind nur zwei Prozesse von Bedeutung:

a) die Photodissoziation des molekularen Sauerstoffs gemäß

$$\text{O}_2 \xrightarrow{h\nu (\lambda < 242 \text{ nm})} \text{O} + \text{O},$$

b) die Photodissoziation von NO_2 gemäß

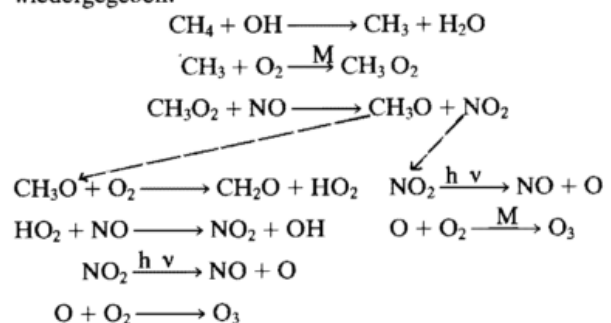
$$\text{NO}_2 \xrightarrow{h\nu (\lambda < 400 \text{ nm})} \text{NO} + \text{O}.$$

In quantitativer Hinsicht dominiert der Prozeß a), der überwiegend in der oberen Stratosphäre abläuft.

Der Prozeß b) spielt sich überwiegend in der Troposphäre ab. Wesentlich hierbei ist, daß sowohl die natürlichen NO_x -Quellen (z.B. Blitze, mikrobielle Bodenprozesse) als auch die antropogenen Quellen (Verbrennungsprozesse aller Art) pri-

mär NO liefern, das gegenüber O_2 im gegebenen Konzentrationsbereich metastabil ist. Voraussetzung für eine NO_2 -Photolyse ist daher die vorherige Oxidation des NO zu NO_2 durch sonstige chemische Umsetzungen.

In der anthropogen (mehr oder minder) unbelasteten Atmosphäre kommt hierfür vor allem der Abbau von CH_4 und CO in Betracht, in gewissem Umfang auch von biogen durch die Vegetation emittierten Kohlenwasserstoffen wie Terpenen. Um das Interesse der Leserschaft nicht unnötig zu strapazieren, sei hier exemplarisch nur der Abbau des Methans formelmäßig wiedergegeben:



Es werden also nach diesem Mechanismus pro Molekül Methan 2 Moleküle O₃ gebildet; der sich anschließende Abbau des Formaldehyds kann ebenfalls unter weiterer Bildung von O₃ erfolgen.

In verschmutzter Luft, worunter hier die gegebenen Verhältnisse von ganz Mitteleuropa zu verstehen sind, kommt als weiterer, sehr effektiver Oxidationsprozeß von NO zu NO₂ der Abbau der anthropogen emittierten Kohlenwasserstoffen hinzu. Dieser erfolgt nach einem praktisch weitgehenden identischen Muster wie der des CH₄.

Die anthropogenen Kohlenwasserstoffe liegen dabei zwar in niedrigeren Konzentrationen als Methan vor, zeichnen sich aber dafür durch eine weitaus höhere chemische Reaktivität aus. Deren Abbau und dem entsprechend die Bildung von Ozon erfolgen im Bereich von Stunden, was die besondere räumliche Konzentrierung der auftretenden Belastungen bedingt.

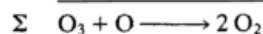
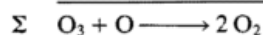
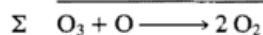
Diese einführenden und mehr grundsätzlichen Ausführungen sollen darlegen, daß die Bildung des Ozons im wesentlichen in drei Bereichen erfolgt, auch wenn zwischen diesen Übergänge und Wechselwirkungen bestehen. Da in jedem dieser Bereiche die Umwelt in verschiedener Art und Weise involviert und betroffen ist, soll im weiteren auf diese einzeln eingegangen werden.

2 Gefährdung der stratosphärischen Ozonschicht

Der Ozongehalt der oberen Stratosphäre wird geprägt durch ein dynamisches Gleichgewicht zwischen dem bereits erwähnten Bildungsprozeß als Folge der Sauerstoffphotolyse und einer Reihe verschiedener Ozon-Abbauprozesse.

Die horizontale Verteilung des Ozons innerhalb der mittleren und unteren Stratosphäre wird dagegen hauptsächlich durch Transportvorgänge bestimmt. Als Folge des stratosphärischen Zirkulationssystems treten die größten Ozongehalte in relativ hohen nördlichen und südlichen Breiten auf.

Bei den ozonabbauenden Prozessen ist zunächst einmal die Photodissoziation des Ozons zu nennen, die bis in den infraroten Bereich hinein erfolgt. Die chemischen Ozon-Abbaumechanismen umfassen die Reaktion des Ozons mit Stickoxid, Chloratomen sowie OH-Radikalen gemäß



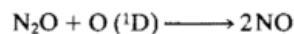
Ganz wesentlich hierbei ist, daß die O₃-Reaktionspartner Cl, NO, OH durch die Reaktionen in der jeweils 2. Zeile wieder gebildet werden und daher erneut mit dem Ozon reagieren können. Es handelt sich somit um einen katalytischen Effekt, bei dem ein Chloratom, NO-Molekül oder OH-Radikal eine Vielzahl von Ozonmolekülen abbauen kann. Der Kettenabbruch erfolgt durch andere Reaktionen, bei Cl z.B., mit wasserstoffhaltigen Verbindungen wie Methan, bei denen HCl gebildet wird, das als relativ stabile Verbindung gelegentlich wieder in die Troposphäre gelangt und dort ausgerechnet wird.

Zu beachten ist, daß nicht nur Ozon abgebaut, sondern daß auch die Bildung von neuem Ozon gedämpft wird, da jeweils die Reaktion der 2. Zeile in Konkurrenz zum Ozonbildungsprozeß O-Atome verbraucht.

Es stellt sich als nächstes die Frage nach der Herkunft der Chloratome, des Stickoxids und der OH-Radikale in der Stratosphäre:

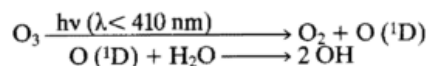
a) **Chloratome** entstammen der Photolyse von in der Troposphäre mehr oder minder stabilen organischen Chlorverbindungen, die teilweise wie Methylchlorid (CH₃Cl) natürlichen, teilweise auch anthropogenen Ursprungs sind, wie bei den Fluorkohlenwasserstoffen (FKW). Hier sind es vor allem die Verbindungen F 11 (CFCl₃) und F 12 (CF₂Cl₂), die wegen ihrer ansonsten günstigen Eigenschaften (Beständigkeit, Unbrennbarkeit, Lösungsvermögen, durch Gemischwahl weitgehend einstellbarer Dampfdruck) vielfache Verwendung als Aerosoltriebmittel, Kältemittel, Treibmittel bei der Kunststoffverschäumung usw. finden.

(b) **NO**: Hier sind natürliche Quellen, nämlich mikrobiell im Boden erzeugtes N₂O ausschlaggebend, das in der Stratosphäre durch



zu NO umgesetzt wird. Bodennah bei Verbrennungsprozessen freigesetztes NO erreicht wegen seiner Reaktivität die Stratosphäre nicht. In geringem Umfang erfolgt NO-Erzeugung auch in der Stratosphäre selbst als Folgeprodukt der Absorption kosmischer Höhenstrahlung durch N₂.

c) **OH-Radikale**: Diese werden als hochreaktive, kurzlebige Verbindungen in der Stratosphäre selbst erzeugt, z.B. durch Reaktion von elektronisch angeregten O(¹D)-Atomen (aus der Ozon-Photolyse) mit H₂O.



Der entscheidende Punkt bei der ganzen Diskussion um mögliche Einflüsse anthropogenen Aktivitäten auf das stratosphärische Ozon ist der Umstand, daß wegen des katalytischen Charakters der Abbauprozesse das relativ große Ozonreservoir (im ppm-Bereich) durch kleine Stoffmengen (im ppb-Bereich und darunter) gesteuert wird. Eine Änderung in der kleinen Menge dieser steuernden Substanzen kann daher einen großen Effekt auf das stratosphärische Ozon ausüben.

Diskutiert in diesem Zusammenhang wurden vornehmlich:

- Eine direkte Emission von NO (und Wasserdampf) in der Stratosphäre durch Überschall-Passagierflugzeuge, deren Einsatz Ende der sechziger Jahre erwogen wurde (JOHNSTON 1971; CRUTZEN 1972).
- Die Bildung von NO bei der Explosion von Atombomben (JOHNSTON 1973; CRUTZEN 1970; NAS 1975).
- Die Erhöhung der Emission von N₂O, des Quellgases für NO, als Folge des weltweit steigenden Verbrauchs von Stickstoffdüngern (CRUTZEN 1976).
- Der Einfluß der ausschließlich anthropogenen FKW, die seit ihrer Einführung Anfang der fünfziger Jahre bis zur Mitte der siebziger Jahre exponentielles Wachstum zeigten (MOLINA u. ROWLAND 1974).

Die derzeitige Bewertung dieser Einflußmöglichkeiten läßt sich etwa so charakterisieren (UNEP – CCOL 1984):

Ein nennenswerter Flugverkehr spielt sich in der Stratosphäre (abgesehen von der untersten Randzone) nicht ab. Atombombenexplosionen in der Atmosphäre werden nur noch sehr vereinzelt von Frankreich und China vorgenommen, diese können in diesem Zusammenhang vernachlässigt werden. Vor dem Ernstfall behüte uns Gott (und auch wir uns selber). Bei den N₂O-Konzentrationen deutet sich ein leichter Anstieg von 0,2% pro Jahr an, der längerfristig Beachtung verdient. Es ist allerdings festzuhalten, daß der Effekt steigender NO-Konzentrationen auf das stratosphärische Ozon gerade in der Anfangsphase, als NO im Vordergrund stand, überschätzt wurde. Insgesamt bietet daher eine Bedrohung des stratosphärischen Ozons durch NO keinen Gegenstand größerer Besorgnis.

Anders sieht dies aus im Falle der FKW-Problematik: Der Effekt einer gleichbleibenden FKW-Injektion in die Stratosphäre auf den resultierenden Ozonabbau wurde offensichtlich zunächst deutlich überschätzt, es bleibt aber auch heute Grund zur Sorge. Die Modellrechnungen, auf die man bei solchen Prognosen in die Zukunft angewiesen ist, sagen seit einigen Jahren gleichbleibend fortgesetzten FKW-Emissionen recht stabil einen Ozonabbau von langfristig (d.h. im neuen Steady-state-Zustand in ca. 100 Jahren) 3% – 5% voraus, im Höhenbereich von 40 km sogar von etwa 40%.

Nun mag man gegen solche Modellrechnungen mißtrauisch sein, da sie von den realen Verhältnissen sehr stark abstrahieren und die Ergebnisse schlecht validierbar sind. Die Aussagen werden aber inzwischen auch von den Messungen gestützt, es gibt sowohl bei den Ballonaufstiegen als auch bei den bodengestützten Umkehr-Messungen Hinweise auf eine Abnahme des stratosphärischen Ozons, insbesondere im Höhenbereich von ca. 40 km.

Besonders ernst zu nehmen ist die Prognose verschiedener Modellrechnungen, daß bei länger anhaltender erneuter Steigerung der FKW-Emissionen ein Kollaps des Systems zu befürchten ist, der einen dramatischen Ozonabbau von weit über 10% zur Folge hätte. Ursache hierfür ist eine Art Überlaufens eines Pufferreservoirs, in dem ein erheblicher Teil des Chlors in der Stratosphäre in einer inaktiven Form (als Chlornitrat) gespeichert ist. Dieses zunächst nicht erwartete Reservoir ist ein wesentlicher Grund für die ursprüngliche Überschätzung

des FKW-Ozonabbau-Effektes. Es ist die zentrale Aufgabe der an der Abfassung der Internationalen Konvention zum Schutz der Ozonschicht im Rahmen des Umweltprogramms der UN (UNEP) Beteiligten, Regelungen zu finden, die eine derartige Entwicklung in der Zukunft unwahrscheinlich machen.

3 Zunahme des troposphärischen Ozons

Auf den Bildungsprozeß für Ozon in der Troposphäre wurde bereits eingegangen, darüber hinaus gelangen große Mengen von Ozon durch Transportprozesse, insbesondere über Tropopausebrüche, aus der Stratosphäre in die Troposphäre herab.

An einer Reihe von Meßstellen ist über den Zeitraum der letzten zwanzig bis dreißig Jahre hinweg ein Anstieg des troposphärischen Ozons beobachtet worden (BOJKOV 1983; ATTMANNSPACHER 1984; WARMBT 1979).

Eine derartige Entwicklung ist wegen der gestiegenen Emissionen, insbesondere in der Nordhemisphäre, durchaus zu erwarten und steht in Übereinstimmung mit den Resultaten von entsprechenden Modellrechnungen. Insbesondere sind in diesem Zusammenhang die Emissionen des Flugverkehrs und der weiträumige Transport von NO_x und Kohlenwasserstoffen aus den Quellgebieten wie Mitteleuropa, USA usw. in Erwägung zu ziehen.

Eine generelle Beurteilung der Situation wird dadurch erschwert, daß die meisten Bodenmeßstellen ähnlich wie Hohenpeißenberg oder Kap Arcona zwar außerhalb von Ballungsgebieten, aber noch innerhalb der Quellregionen liegen. Es läßt sich daher schwer sagen, ob der entsprechende Ozonanstieg auf diese Regionen beschränkt ist, oder ob auch außerhalb davon in den entsprechenden geografischen Breiten Zunahmen zu verzeichnen sind.

Neben der schon erwähnten ersten Ursache für den Ozonanstieg, der gestiegenen Emissionen von NO_x und Kohlenwasserstoffen und deren großräumigen Transportes (sowie des gebildeten Ozons) wurde kürzlich von CRUTZEN (1985) eine weitere mögliche Ursache in die Diskussion gebracht. Ausgangspunkt hierbei ist die Tatsache, daß seit knapp 10 Jahren eine Zunahme auch bei Methan zu verzeichnen ist; es gibt Indizien für eine Zunahme auch schon in früheren Zeiträumen. Dies könnte zurückgeführt werden auf verstärkte Emission, wobei hauptsächlich Reisfelder in Betracht kommen. Diese liegen überwiegend in tropischen Regionen, wo meist sehr wenig NO_x in der Luft enthalten ist. Dies wiederum könnte zur Folge haben, daß das emittierte Methan in der Quellregion nicht abgebaut werden kann, sich daher weltweit verteilt und vor allem dort unter Bildung von Ozon abreagiert, wo der NO_x-Gehalt der Luft hoch ist, also z.B. in Mitteleuropa.

Beide Prozesse schließen sich nicht aus, die Klärung der Frage nach einem möglichen Beitrag des Methans zu unserer Ozon-Grundbelastung bedarf noch einer ganzen Reihe weiterer Untersuchungen.

Zusammengenommen resultiert heute eine Verbiegung des ursprünglichen Ozonprofils mit einer Verlagerung des Ozons von der Stratosphäre in die Troposphäre. Da Ozon hauptsächlich als Filter gegenüber der UV-B-Strahlung von ca. 280 nm – 320 nm fungiert, kann bei Kompensation beider Veränderungseffekte die UV-B-Strahlung ebenso wie das Gesamt Ozon unbeeinflusst bleiben. Da Ozon aber intensiv in den Strahlungshaushalt der Atmosphäre eingreift, erscheint eine gravierende Veränderung der Ozon-Vertikalverteilung von erheblichem Einfluß auf das Klima zu sein. Quantitativ gesehen kommt dabei dem Treibhaus-Effekt die stärkste Bedeutung zu, nach Modellrechnungen könnte Ozon schon bald nach Beginn des kommenden Jahrhunderts eine dem CO₂ vergleichbare Rolle spielen.

Somit hat sich das Interesse hinsichtlich der Auswirkungen von Ozonveränderungen von der schädlichen UV-B-Strahlung zur Klimabeeinflussung hin verlagert. Ein signifikanter Anstieg der UV-B-Strahlung wäre dann zu befürchten, wenn es zu dem erwähnten Überlaufen der Chlornitrat-Pufferreservierung und demzufolge Abbau des stratosphärischen Ozons käme.

Als Folge wäre dann ein Anstieg des Auftretens von Hautkrebserkrankungen, insbesondere von Nichtmelanomen, vielfältige Schäden an verschiedenen Nutz- und Wildpflanzen, vor allem während der Keimphase sowie bei bestimmten Tieren und Ökosystemen insgesamt zu erwarten (NAS 1979).

4 Photochemischer Smog

Im Laufe der vierziger Jahre trat im Raum von Los Angeles ein neuartiger Typ von massiver Luftverschmutzung auf, der sich wesentlich von der bisher bekannten, hauptsächlich von SO₂ und Staub herrührenden Verschmutzung unterschied. Die Wirkungen wie Tränenreiz, Schädigung der Schleimhäute, Pflanzenschäden bei empfindlichen Kulturen etc. waren auf Schritt und Tritt zu spüren, es gelang aber nicht, den Verursacher ausfindig zu machen. Welche aller in Frage kommender Emissionskomponenten man auch betrachtete, die Konzentration in der Außenluft lagen bei weitem zu niedrig, um Schäden in derartigem Umfang auszulösen.

Anfang der fünfziger Jahre konnte HAAGEN-SMIT die Suche nach Phantom-X, wie der Verursacher auch genannt wurde, erfolgreich beenden: der Hauptschuldige war Ozon, begleitet von einer Reihe weiterer Komponenten wie Peroxycylnitrat, Peroxiden, Säuren etc. Wegen der insgesamt stark oxidierenden Wirkung wird das Gemisch *Oxidantien* genannt, weitere gebräuchliche Bezeichnungen sind *photoschemischer* oder *Los-Angeles-Smog* (im Gegensatz zum reduzierenden SO₂/Staub-Smog des London-Typs).

Die Bildung des Ozons kommt dadurch zustande, daß anthropogen (insbesondere durch den Kfz-Verkehr) in starkem Umfang emittierte Kohlenwasserstoffe und Stickoxid in Analogie zu den für Methan geschilderten Abläufen miteinander reagieren. Die Reaktivität der höheren Kohlenwasserstoffe ist aber je nach chemischer Struktur um zwei bis vier Größenordnungen höher als die des Methans, dies bedingt die Konzentration

der Abbauprozesse bzw. der Ozonbelastung auf begrenzte Räume.

Ursprünglich war man der Auffassung, daß dieser photochemische Smog auf die besonderen Bedingungen des sonnigen Kaliforniens begrenzt ist. Die ersten Hinweise, daß Oxidantien auch im mitteleuropäischen Raum auftreten können, kam Ende der sechziger Jahre aus den Niederlanden. Dort traten Pflanzenschäden auf, die sich auf Ozon zurückführen ließen. Seit Anfang der siebziger Jahre wurden Bildung und Auftreten von Oxidantien im Rahmen mehrerer Forschungs-Vorhaben untersucht. Inzwischen erfassen auch fast alle Meßnetze der Bundesländer sowie das Meßnetz des Umweltbundesamtes Ozon.

Langzeitmeßreihen des bodennahen Ozons gibt es in Deutschland vom Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (ATTMANNSPACHER 1984), über die ja schon eingehend berichtet wurde, sowie an drei Meßstellen in der DDR (WARMBT 1979). Diese Messungen waren ursprünglich unter rein meteorologischen Gesichtspunkten aufgenommen worden, haben jetzt aber z. B. auch unter dem Hintergrund der massiven Waldschäden höchste Aktualität für den Umweltschutz gewonnen.

Die Belastungssituation in der Bundesrepublik läßt sich etwa so beschreiben: Stärker als bei fast allen sonstigen Luftverunreinigungen wird das Problem bei Ozon und Oxidantien im Hinblick auf Wirkungen von Spitzenbelastungen bestimmt. Hohe Konzentrationen von Ozon und Oxidantien treten während bestimmter Episoden bei sommerlichen Hochdruckwetterlagen auf.

Die mittleren Ozonkonzentrationen bewegen sich im Winterhalbjahr bei 10 bis 40 Mikrogramm, im Sommerhalbjahr bei 40 bis 90 Mikrogramm je Kubikmeter Luft. Erhöhte Konzentrationen durch natürliche Prozesse können kurzfristig vor allem im Winter und Frühjahr vorkommen. Bei den sommerlichen Episoden mit starker Oxidantienbildung werden tagsüber Werte von über 200 µg/m³ erreicht (alle Werte sind Stundenmittel). Die höchsten 5% der Meßwerte liegen etwa im Größenbereich von 100 µg/m³ bis 250 µg/m³.

Auffallend ist der Umstand, daß insbesondere die mittleren Ozonbelastungen in ländlichen Gebieten deutlich höher als in Ballungsgebieten sind. Das Ozon der in ein Ballungsgebiet einströmenden Luftmasse wird relativ schnell durch Umsetzung mit dem dort in starkem Maße emittierten Stickstoffmonoxid abgebaut. Die photochemische Bildung von Ozon und Oxidantien aus Stickdioxid und Kohlenwasserstoffen erfolgt demgegenüber vergleichsweise langsam, so daß die ursprünglichen Ozonwerte erst nach einiger Zeit in größerer Entfernung im Lee erreicht und durch zusätzliche Oxidantienbildung als Folge der Emissionen aus dem Ballungsgebiet überschritten werden. Insgesamt resultiert für Ozon und Oxidantien eine homogenere großflächige Konzentrationsverteilung als bei primär emittierten Luftverunreinigungen wie etwa Schwefeldioxid oder Kohlenmonoxid.

Sowohl die zum Schutz der menschlichen Gesundheit empfohlene Maximale Immissions-Konzentration (MIK) von 150 Mikrogramm pro Kubikmeter als auch der im Bericht des Umweltbundesamtes „Luftqualitätskriterien für photochemische Oxidantien“ vorgeschlagene Standard von 200 Mikrogramm

pro Kubikmeter (Stundenmittel) werden wiederholt und deutlich überschritten. (In der Außenluft sind unter diesen Bedingungen noch eine Vielzahl weiterer schädlicher Komponenten enthalten.)

Seit einiger Zeit werden Ozon bzw. Photooxidantien im Zusammenhang mit den möglichen Ursachen der Waldschäden intensiv diskutiert. Wesentliche Argumente, die für eine starke Beteiligung von Oxidantien sprechen:

- Die auftretenden Konzentrationen sind, wie experimentelle Untersuchungen zeigen, geeignet, Pflanzenschäden bei einer Reihe empfindlichere Arten auszulösen; insbesondere Nadelbäume sind Ozon gegenüber recht empfindlich.
- Die beschriebenen Stadt-Land-Belastungsunterschiede für Ozon weisen qualitativ eine ähnliche Richtung auf wie die Waldschäden.
- Besonders frühzeitige und auch sehr intensive Waldschäden werden in Gebieten beobachtet, die recht entlegen sind (z. B. Schwarzwald, südlicher Bayerischer Wald) und deren Belastung durch sonstige Luftverunreinigungen (abgesehen von der Deposition) gering ist.
- In ähnliche Richtung zeigt auch die Höhenabhängigkeit der Ozonbelastung: aus verschiedenen Gründen ergeben sich für Höhenlagen normalerweise höhere Ozonwerte als für Niederungen. Das Muster der Waldschäden weist eine analoge Ausprägung auf. (Es sei noch angemerkt, daß die gleichen Argumente auch für die Wirksamkeit von Säuredepositionen her angezogen werden können.)

Nach einer relativ weit verbreiteten Auffassung kann man sich die Schädwirkung so vorstellen, daß das hochreaktive Ozon sich an die Doppelbindungen der Cuticula-Wachsschicht anlagert und diese so dabei die schützende Blatt/Nadeloberfläche beschädigt. Aufgrund dieser Schädigung kann es dann bei Regen zum Auswaschen von Nährstoffen aus dem Blatt/Nadel-Inneren kommen, d. h. es liegt eine Art Kombinationswirkung zwischen Ozon und saurem Regen vor.

Aus dem Gesagten ist ersichtlich, daß für eine Minderung der großräumigen Oxidantienbelastung die Einschränkung sowohl der NO_x - als auch der Kohlenwasserstoffemissionen erforderlich ist. Durch die Minderung der NO_x -Emission würde gewissermaßen die Reaktivität der Atmosphäre herabgesetzt, durch die der Kohlenwasserstoffe die Menge des abzubauenen Materials.

Die Auswirkungen von entsprechenden Maßnahmen sind weitaus schwieriger zu beurteilen als beispielsweise die einer SO_2 -Minderung auf die SO_2 -Konzentration in der Außenluft. Während man im letzteren Fall ansatzweise von linearen Verhältnissen ausgehen kann, ist dies für die Beziehung zwischen

NO_x - und HC-Emissionen einerseits und Ozonkonzentration nicht der Fall. Hier kommt es vielmehr in starkem Maße auf das NO_x/HC -Verhältnis, die absolute Höhe der NO_x -Konzentration sowie auch auf den betrachteten räumlichen Bereich an.

Um konkrete Aussagen zu treffen, müssen die entsprechenden Szenarien mit Ausbreitungsmodellen unter Einbeziehung chemischer Umwandlungsprozesse berechnet werden. Entsprechende Aktivitäten sind z. B. im Rahmen der deutsch-niederländischen Zusammenarbeit im Gange.

Literatur

- ATTMANNSPACHER, W.; HARTMANNGRUBER, R.; LANG, P.: Langzeittendenzen des Ozons der Atmosphäre aufgrund der 1967 begonnenen Ozonmessungen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg. Meteorol. Rdsch. 37 (1984) S. 193–199.
- BOJKOV, R. D.: WMO Special Environmental Report Nr. 16, 1983.
- CRUTZEN, P. J.: The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. Quart. J. R. Meteorol. Soc. 96 (1970) S. 320–325.
- CRUTZEN, P. J.: SST's – a threat to the earth's ozone shield. Ambio 1 (1972) S. 41–51.
- CRUTZEN, P. J.: Ambio 3 (1976) S. 201 ff.
- CRUTZEN, P. J.: The role of the tropics in atmospheric chemistry. Geophysiology of Amazonia 1985.
- JOHNSTON, H.; WHITTEN, G.; BIRKS, J.: Effect of nuclear explosions on stratospheric nitric oxide and ozone. J. Geophys. Res. 78 (1973) Nr. 2, S. 6107–6135.
- JOHNSTON, H.: Science 173 (1973) S. 517 ff.
- MOLINA, M. J.; ROWLAND, F. S.: Nature 249 (1974) S. 810 ff.
- NAT. ACAD. of SCIENCES (NAS): Long-term worldwide effects of multiple nuclear-weapon detonations. Washington DC 1975, S. 213
- NAT. ACAD. of SCIENCES (NAS): Protection against depletion of stratospheric ozone by chlorofluorocarbons. Washington DC 1979, 392 S.
- UNEP-CCOL: Executive summary of the assessment of ozone layer depletion and its impact. Coordinating Committee on the Ozone Layer, Genf 1984.
- WARMBT, W.: Ergebnisse langjähriger Messungen des bodennahen Ozons in der DDR. Z. f. Meteorol. 29 (1979) Nr. 1, S. 24–31.

Ozonwirkungen auf den Menschen

Seit SCHÖNBEIN die triatomare Modifikation des Sauerstoffs entdeckte und den Namen des zwar eigentümlich, aber nicht unverwechselbar riechenden (chlorierte Hallenbäder, terpenhaltige Waldluft) Gases kreierte, sind fast 1 1/2 Jahrhunderte vergangen, in denen aus den unterschiedlichsten Beweggründen heraus die für den Menschen relevanten Wirkungen dieses Gases untersucht und angewendet wurde. In Tabelle 1 sind Literaturstellen angeführt, die einen Eindruck von der Mannigfaltigkeit der Interessengebiete vermitteln sollen, in denen das Ozon noch heute oder schon wieder Beachtung findet. Dabei steht von den verschiedenen naturwissenschaftlich zu erfassenden Eigenschaften des Ozons die starke Oxidationswirkung im Vordergrund. Wenn dieses starke Oxidationsmittel nun einerseits z. B. bei der Wasseraufbereitung von Schwimmbädern eingesetzt wird mit der Absicht, Mikro-Organismen abzutöten, so ist andererseits zu befürchten, daß auch Zellverbände menschlicher Organe, die der Oxidationswirkung dieses Gases ausgesetzt sind (z. B. Atemtraktepithel), durch Ozon geschädigt werden könnten. Sicher gilt hier die klassische Feststellung des PARACELSUS: „all Ding' sind Gift, und nichts ohne Gift; allein die Dosis macht, daß ein Ding kein Gift ist“.

1 Gesundheitsschädigende Ozonwirkungen

Es gibt viele Berichte zu Wirkungen von relativ hohen Ozonkonzentrationen (oberhalb 1 ppm), mit denen das Gefährdungspotential von Ozoninhalation belegt werden kann. Weiterhin gibt es eine Reihe von Arbeiten, die auch für kurzfristige Expositionen in ozonhaltiger Atemluft mit 0,2 ppm bis 1,0 ppm Ozon von signifikanten funktionellen Reaktionen der Atemwege u. a. berichten. Schließlich gibt es noch einige wenige Publikationen zu Wirkungen von Ozon im Konzentrationsbereich von 0,1 ppm und darunter (WAGNER 1984). Zu bedenken ist, daß bei einer großen Anzahl von Berichten über Veränderungen von Meßparametern einige der als signifikant bezeichneten Veränderungen unter Ozoneinwirkung in Wirklichkeit zufällig zustandekommen. Wenn man dies nicht berücksichtigt, führt die bei anderen Substanzen übliche Festlegung von Sicherheitsspannen beim Ozon zu Grenzkonzentrationen (maximale Immissionskonzentrationen), die unter dem zeitweise auftretenden natürlichen Ozongehalt der Luft im Freien liegen.

Die widersprüchlichen Ansichten zur Wirkung inhalierten Ozons (hier: gesundheitsbeeinträchtigend, dort: gesundheitsfördernd) veranlaßten uns, eigene umfangreiche Untersuchungen zur Wirkung von Ozon in niedrigen Konzentrationen im kontrollierten Klimakammerversuch durchzuführen. Dabei wurden bei insgesamt 70 gesunden Probanden, überwiegend in Wiederholungsversuchen, sowie bei 4 Patienten mit klinisch manifester Schädigung der Atemwege in Ozon- (0,1 ppm–1,0 ppm) und Kontrollversuchen (<0,01 ppm) mit Expositionszeiten zwischen 0,5 und 105 Stunden über 20 Meßgrößen erfaßt, die für die Atemmechanik, den Gasaustausch, die Kreislauf-funktion, die vegetative Regulation und die endokrine Regelung sowie für das psychische Befinden kennzeichnend sind.

Für die meisten der durchgeführten Gegenüberstellungen ergab sich dabei zwischen Ozon- und Kontrollversuchen kein signifikanter Unterschied. Für einige Meßgrößen können formal signifikante Einflüsse festgestellt werden, wie das im Beispiel von Abbildung 1 zu ersehen ist. Nach strenger Methodenkritik bleibt aber als Nachweis einer Ozonwirkung in höherer Konzentration (>0,3 ppm) nur eine Reagibilitätssteigerung der Bronchomotorik übrig (Abb. 2).

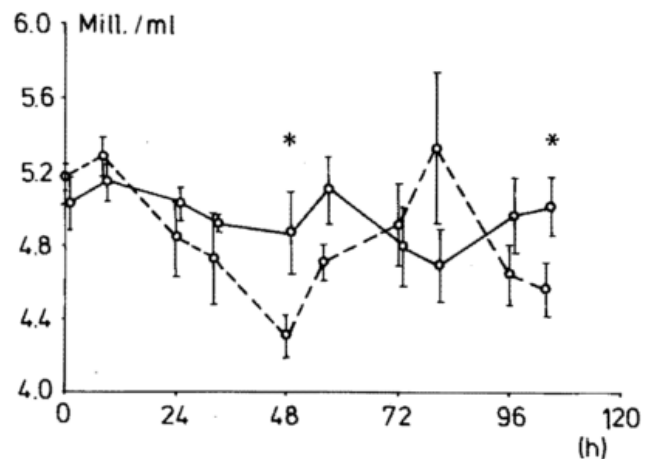


Abb. 1: Mittlerer Verlauf der Erythrozytenkonzentration bei 6 Personen während einer Dauerbelastung mit 0,1 ppm Ozon im Vergleich zum Kontrollversuch. Beispiel für formal signifikante, aber belanglose Abweichungen zu einzelnen Zeitpunkten.

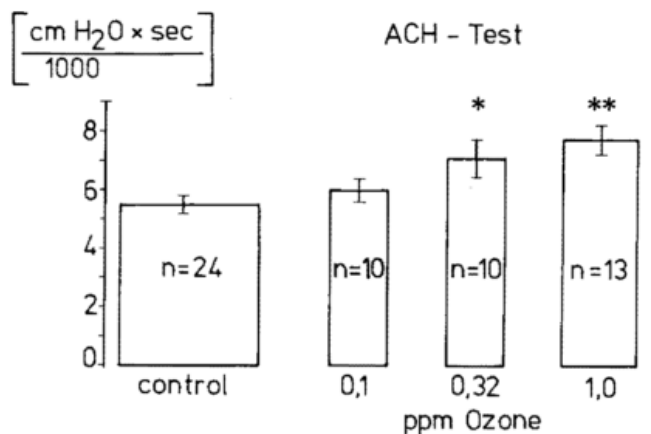


Abb. 2: Beeinflussung des Acetylcholin-Inhalationstests durch vorherige 2-stündige Ozonbelastung. Oberhalb vom 0,1 ppm (MAK-Wert) tritt eine signifikante Erhöhung des Atemwiderstands als Zeichen einer kurzdauernden bronchomotorischen Reaktion auf.

Unsere Bewertung der verschiedenen bekannten Zusammenhänge zwischen Ozoneinwirkung und biologischen Effekten ergibt, daß eine weitere Herabsetzung der MIK-Werte nicht notwendig ist. Die eigenen Ergebnisse bestätigen vielmehr die von THORP (1950), LAGERWERFF (1963) vorgeschlagenen Wirkungsgrenzen und erlauben eine Erweiterung der Zeitachse für die Expositionsdauer um 1 Dekade (Abb. 3).

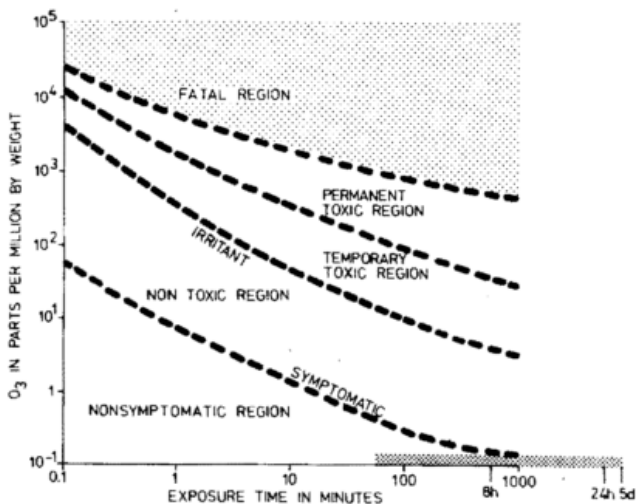


Abb. 3: Schema der Dosis-Wirkungsbeziehungen bei Ozoninhalation nach THORP/LAGERWERFF mit Erweiterung aufgrund der eigenen experimentellen Befunde.

2 Gesundheitsfördernde Ozonwirkungen

Über die Frage, ob eingeatmetes Ozon innerhalb und unterhalb des asymptotischen Dosisbereichs gesundheitlich positive Funktionen ausübt, können nur Vermutungen angestellt werden. Experimente oder eindeutig interpretierbare Beobachtungen fehlen, was angesichts der außerordentlichen Schwierigkeiten entsprechender Untersuchungen nicht verwundern kann.

Da sich die atmosphärischen Ozonquellen in der Höhe, die Senken vornehmlich am Erdboden befinden, ist insbesondere von JESSEL (1964) seinerzeit zu Recht eine Indikatorfunktion des bodennahen Ozons für reine, durch vertikalen Transport frisch aus der Höhe antransportierte Luft mit geringem Schadstoffgehalt herausgestellt worden. Heute gilt das nur noch sehr eingeschränkt; die zunehmende Häufigkeit von Episoden überhöhter Konzentrationen des Ozons in Bodennähe, verursacht durch photochemische Umsetzungen anthropogener Stickoxide und Kohlenwasserstoffe, verkehrt die Assoziation von Ozon mit „guter“ Luft zeitweise ins genaue Gegenteil. Davon abgesehen ist aber sicher, daß das atmosphärische Ozon an der Oberfläche von lebenden und toten Objekten fortlaufend oxidative Prozesse in Gang hält. Nach KROENING werden unter bestimmten meteorologischen Bedingungen am Erdboden etwa $6 \cdot 10^{10}$ Ozonmoleküle pro cm^2 und Sekunde dafür verbraucht. Welchen Beitrag zu einer natürlichen Abfallverbrennung und Des-

infektion das ausmacht, hat bisher niemand zu ergründen versucht. Man weiß nur, daß die keimtötenden Eigenschaften des Ozons in dem für den Menschen noch verträglichen Konzentrationsbereich nicht schnell und zuverlässig genug zur Wirkung kommen, um sie gezielt als Methode der Luft- und Raumdesinfektion verwerten zu können. Bei der Desinfektion von Trink- und Badewässern muß man deshalb mit sehr hohen Konzentrationen des Ozons arbeiten und dafür sorgen, daß es vor dem Kontakt des Wassers mit dem Menschen wieder entfernt, das heißt durch Katalysatoren in 2-atomigen Sauerstoff umgewandelt wird.

Der Ozonverbrauch an der Oberfläche von Baumaterialien und Einrichtungsgegenständen führt dazu, daß die Luft in normal gelüfteten Innenräumen keinen meßbaren Ozongehalt aufzuweisen pflegt. Es liegt nahe und wird auch durch ein Angebot an Generatoren kommerziell genutzt, die tatsächlichen oder vermeintlichen Nachteile des Defizits gegenüber der Luft im Freien durch künstlichen Ozonzusatz zu beseitigen. Es konnte auch nicht ausbleiben, daß unter Hinweis auf die toxischen Eigenschaften des Ozons vor solchen Geräten gewarnt wird. Aber wer hier Gefahren sieht, hat keine Vorstellung von den tatsächlich vorkommenden Dosisleistungen, sonst müßte er konsequenterweise auch vom Aufenthalt in Freiluft dringend abraten. Bei zahlreichen Luftanalysen während des Betriebs handelsüblicher Raumozonisatoren, die entweder mit UV-Strahlern oder nach dem Prinzip der elektrischen Koronaentladungen arbeiten, haben wir am häufigsten Ozonkonzentrationen zwischen 0.005 ppm und 0.015 ppm festgestellt. Nie wurden die im Freien anzutreffenden, von Ozon aus natürlichen Quellen stammenden Pegel von 0.04 ppm und mehr erreicht oder überschritten.

Als Effekt einer so niedrig dosierten Raumluftozonisierung ist in geeigneten Anwendungsbereichen eine subjektive Verbesserung der Luftqualität festzustellen: Der Geruchseindruck abgestandener, muffiger Luft, wie er durch Ausdünstungen der Einrichtungsgegenstände und der Bewohner, vor allem aber durch Rückstände des Rauchens entsteht, läßt sich oft weitgehend beseitigen. Es darf allerdings kein Ersatz für ausreichende Lüftung, sondern allenfalls deren Ergänzung erwartet und angestrebt werden.

Ungeklärt ist der Hintergrund einer Beobachtung, die man in schwach ozonisierter Raumluft, aber auch z. B. an rasengebleichten Wäschestücken machen kann (JESSEL 1964): Daß nämlich der typische Ozongeruch in leichter, angenehmer Ausprägung bei analytisch kaum meßbaren Konzentrationen weit unter dem durchschnittlichen Gehalt der Freiluft auftritt. Es kann sich eigentlich nur um Reaktions- oder Anlagerungsprodukte des Ozons handeln, die stark und ozonähnlich riechen, aber andere reaktive Eigenschaften haben.

Die wohl wichtigste und bekannteste biopositive Wirkung des atmosphärischen Ozons ist eine indirekte: Die vom extrem kurzwelligen Ultraviolett der extraterrestrischen Sonnenstrahlung erzeugte Ozonschicht absorbiert fast vollständig die einfallende Strahlung aus weiteren UV-Spektralbereichen, deren energiereiche Quanten die meisten organischen Verbindungen attackieren. Das Leben auf der Erde, so wie es sich bis heute entwickelt hat, wäre ohne die UV-absorbierende Ozonschicht nicht denkbar. Die teilweise zum Erdboden durchdringende,

längerwellige UV-Strahlung (UV-B) kann bei langdauernder Einwirkung Hautkrebs verursachen. Das ist einer der Gründe, warum man mit Sorge die Möglichkeit anthropogener Veränderungen der hohen Ozonschicht verfolgt und analysiert.

Zu erwähnen ist noch der Aspekt „Ozon in der Medizin“. Hochkonzentrierte Ozon-Sauerstoffgemische (1000...20000 ppm) werden z. B. zur Begasung schlecht heilender Wunden, zum Einblasen in Körperhöhlen, zur intramuskulären, intraarteriellen oder intraartikulären Injektion oder auch zur Begasung entnommenen Blutes angewandt, das danach dem Patienten wieder infundiert wird. Der Mangel an systematischen Vergleichsuntersuchungen über die Behandlungserfolge, die noch weitgehend ungeklärte Wirkungsweise und — speziell bei der Ozon-Injektion — das Odium einer mit Risiken belasteten Methode verweist die Ozontherapie derzeit noch in das Gebiet der Außenseiterverfahren.

Tab. 1: Übersicht zu neueren Arbeiten, die sich von jeweils anderen Beurteilungsstandpunkten aus mit Ozonwirkungen beschäftigen.

Ozon zur Desinfektion in Schlachtbetrieben	CLAUSING
Ozon zur Wasseraufbereitung	CARMICHAEL
Ozon bei der Therapie gynäkologischer Erkrankungen	MÜLLER-TYL
Ozonbelastung bei Haushaltsmaschinen	ALLEN
Ozonbelastung bei dermatologischer Phototherapie	EDWARDS
Ozonbelastung bei Strahlentherapie mit Elektronenbeschleunigern	HOLLOWAY
Ozonbelastung von Flugpassagieren und Flugpersonal	LATEGOLA
Ozonbedingte Klimaänderungen	AMBACH
Ozonkonzentrationsveränderungen und Knochenbrüche	CALABRESE
Morbiditätsveränderungen im Zusammenhang mit Luftverschmutzung, wobei Ozon ein Teilfaktor ist	LEACH

Literatur

- ALLEN, R. J.; WADDEN, R. A.; ROSS E. D.: Characterization of potential indoor sources of ozone. *Am. Ind. Hyg. Assoc. J.* 39 (1978) S. 466.
- AMBACH, W.: Kontaminierte Atmosphäre: Auswirkungen des Ozonabbaus durch Treibgase aus Spraydosen. *Atemwegs- u. Lungenkrankheiten* 5 (1979) S. 425.
- ATTMANNSPACHER, W.: Extrem hohe Konzentrationen natürlichen Ozons auf dem Hohenpeißenberg, aktuelle Ergebnisse. *VDI-Berichte* 270 (1977) S. 217.
- CALABRESE, E. J.: The influence of ambient ozone on the incidence of bone fractures especially among the elderly. *Med. Hypotheses* 5 (1979) S. 201.

- CARMICHAEL, N. G.; WINDER, C.; BORGES, S. H.; BACKHOUSE, B. L.; LEWIS, P. D.: Minireview: the health implications of water treatment with ozone. *Life Sci.* 30 (1982) S. 117.
- CLAUSING, D.: Möglichkeiten und Grenzen der Desinfektion von Abwässern, besonders aus Schlachtbetrieben. *Z. Gesamte Hygiene* 26 (1980) S. 486.
- DIRNAGL, K.: Gesundheitsschäden durch künstliche Raumozonisierung. *Münch. Med. Wschr.* 107 (1965) S. 1414.
- DIRNAGL, K.; DREXEL, H.; KLEINSCHMIDT, J.: Untersuchungen am Menschen über die Wirkung von Ozon in geringen Konzentrationen. DFG-Bericht DI 45/9, München 1976.
- EDWARDS, E. K. jr.: Ozone production by dermatologic phototherapie equipment. *Cutis* 28 (1981) S. 433.
- EICHELSDÖRFER, D.; JANDIK, J.: Ozon als Oxidationsmittel. *Arch. Badew.* 32 (1979) S. 257.
- JESSEL, U.: Aktuelle biologische Probleme. *Strahlentherapie* 123 (1964) S. 465.
- KLEINSCHMIDT, J.: Untersuchungen zur Problematik bei der Festsetzung von maximalen Immissionskonzentrationen für Ozon. *Med. Habilitationsschrift, Universität München* 1983.
- KLEINSCHMIDT, J.; SCHNIZER, W.: Ozon — Außenseitermethode? *ÄP* 33 (1981) S. 1887.
- LAGERWERFF, J. M.: Prolonged ozone inhalation and its effects on visual parameters. *Aerospace Medicine* 34 (1963) S. 479.
- LATEGOLA, M. T.; MELTON, C. E.; HIGGINS, E. A.: Pulmonary and symptom threshold effects of ozone in airline passenger and cockpit crew surrogates. *Aviat. Space Environ. Med.* 51 (1980) S. 878.
- LEACH, J. F.; BEADLE, P. C.; PINGSTONE, A. R.: Effect of ozone variation on disease in Great Britain. I. Skin cancer. *Aviat. Space Environ. Med.* 49 (1978) S. 512.
- HOLLOWAY, A. F.; CORMACK, D. V.: Radioactive and toxic gas production by a medical electron linear accelerator. *Health Phys.* 38 (1980) S. 673.
- MÜLLER-TYL, E.; SALZER, H.; REISLINGER, L.; WASHUETTL, J.; WURST, F.: Ozon-Sauerstoff-Therapie bei gynäkologischen Karzinomen. Der Einfluß von parenteraler Ozon-Sauerstoff-Gemisch-Applikation auf freie Fettsäuren und Triglyzeride bei Patientinnen mit gynäkologischen Karzinomen. *Fortschr. Med.* 97 (1979) S. 451.
- SCHÖNBEIN, C. F.: Ozon ist nicht salpetrische Säure. *Ann. der Physik u. Chemie* 63 (1844) S. 520.
- THORP, C. E.: The toxicity of ozone. *Industr. Med. and Surg.* 19 (1950) S. 49.
- WAGNER, H. M.: Probleme bei der hygienischen Bewertung von Luftschadstoffen-Wirkung einiger Primär-(CO, NO) und Sekundärprodukte (NO₂, O₃) aus Kfz-Emissionen. *Staub-Reinhalt. Luft* 44 (1984) S. 390.

Bei der Messung des Ozons verwendete Einheiten

1 Einheiten

Leider werden bei der Angabe der Ozonkonzentration unterschiedliche Maßeinheiten verwendet. Die dominierenden international üblichen werden daher nachfolgend aufgeführt:

- 1.1 Ozonpartialdruck p_3 [nbar] (ozone partial pressure)
Anmerkung: 1 nbar $\hat{=}$ 0.1 mPa
- 1.2 Ozonpartialdichte ρ_3 [$\frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$] (ozone density)
- 1.3 Volumenmischungsverhältnis X_3 [ppb(v)] (volume mixing ratio)
Anmerkung: ppb bedeutet parts per billion, 10^{-9} .
- 1.4 Massenmischungsverhältnis m_3 [$\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$] (mass mixing ratio)
- 1.5 Dobson-Einheit DU (Dobson unit)
Integrierter Gesamtzongehalt der Atmosphäre, dargestellt in einer Ozonsäule reduziert auf Normalbedingungen ($T = 273 \text{ K}$, $p = 1013 \text{ hPa}$).
1 cm Ozonsäule entspricht 10^3 DU, d.h. die Höhe einer Ozonsäule von 3 mm entspricht 300 DU.
Manchmal ist noch die Bezeichnung milli-atmo-centimeter (m-atm-cm) in Gebrauch.

2 Umrechnungsformeln

Bei den Formeln bedeuten:

p Luftdruck [hPa]

T Temperatur [K]

Bei den Ozonmaßeinheiten gelten die unter 1 aufgeführten Dimensionen.

2.1 Ozonpartialdruck

$$\begin{aligned} p_3 [\text{bar}] &= 1,7322 \cdot 10^{-3} \cdot T \cdot \rho_3 && \text{(Ozonpartialdichte)} \\ &= 1 \cdot 10^{-3} \cdot p \cdot X_3 && \text{(Volumenmischungsverhältnis)} \\ &= 0,602 \cdot p \cdot m_3 && \text{(Massenmischungsverhältnis)} \end{aligned}$$

2.2 Ozonpartialdichte

$$\begin{aligned} \rho_3 [\frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}] &= 577,3 \cdot \frac{p_3}{T} && \text{(Ozonpartialdruck)} \\ &= 0,5773 \cdot \frac{p}{T} \cdot X_3 && \text{(Volumenmischungsverhältnis)} \\ &= 0,347 \cdot 10^3 \cdot \frac{p}{T} \cdot m_3 && \text{(Massenmischungsverhältnis)} \end{aligned}$$

2.3 Volumenmischungsverhältnis

$$\begin{aligned} X_3 [\text{ppb(v)}] &= 1 \cdot 10^3 \cdot \frac{p_3}{p} && \text{(Ozonpartialdruck)} \\ &= 1,7322 \cdot \frac{T}{p} \rho_3 && \text{(Ozonpartialdichte)} \\ &= 0,602 \cdot 10^3 \cdot m_3 && \text{(Massenmischungsverhältnis)} \end{aligned}$$

2.4 Massenmischungsverhältnis

$$\begin{aligned} m_3 [\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}] &= 1,66 \cdot \frac{p_3}{p} && \text{(Ozonpartialdruck)} \\ &= 2,88 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{T}{p} \rho_3 && \text{(Ozonpartialdichte)} \\ &= 1,66 \cdot 10^{-3} \cdot X_3 && \text{(Volumenmischungsverhältnis)} \end{aligned}$$

Erfahrungsbericht über eine einjährige Tätigkeit als Experte in Klimatologie beim nationalen Wetterdienst der République de Côte d'Ivoire (Elfenbeinküste)

1 Vorbemerkung

Im Jahre 1983 bewarb ich mich auf eine Stellenausschreibung der Weltorganisation für Meteorologie für das in der Republik Elfenbeinküste durchzuführende Projekt „Renforcement des Divisions de Climatologie et d'Agrométéorologie“.

Am 22.7.1984 konnte ich meine Tätigkeit als Experte beginnen.

2 Aufgabenstellung

Das Projekt war auf ein Jahr begrenzt und hatte zum Ziel, die wetterdienstlichen Leistungen einem größeren Kreis von Nutzern zugänglich zu machen, insbesondere den landwirtschaftlichen Großbetrieben.

Der Schwerpunkt meiner Tätigkeit lag dabei auf den Gebieten:

- Organisation der Klimaabteilung
- Homogenisierung und Ausbau des Klimameßnetzes
- Meßnetzbetreuung und Vereinheitlichung der Meß- und Beobachtungsmethoden
- Archivierung der Klimadaten
- Ausbildung des Personals
- Klimatologische Studien

Ein weiterer Schwerpunkt des Projekts lag auf dem Gebiet der Agrarmeteorologie. Dieser Teil wurde von Herrn J. Lewin (Israel) wahrgenommen, der im September 1984 für ebenfalls ein Jahr seine Arbeit aufnahm. Unterstützt wurden unsere Tätigkeiten durch Herrn R. Astoul (Frankreich), der für den Einsatz der EDV-Anlage verantwortlich war.

Das Projekt sah ursprünglich für die Jahre 1984/85 ein Finanzvolumen von insgesamt 523.000 US-\$ vor, wobei der Beitrag durch das Entwicklungshilfeprogramm der Vereinten Nationen (PNUD) 350.000 US-\$ betrug, der der Republik Elfenbeinküste 173.000 US-\$. Auf Grund der prekären Weltwirtschaftslage, insbesondere durch den Verfall der Erzeugerpreise für Kaffee und Kakao (Hauptexportartikel), wurde der Eigenanteil der Republik Elfenbeinküste am Projekt von 173.000 auf knapp 80.000 US-\$ reduziert.

3 Organisation des Wetterdienstes der République de Côte d'Ivoire (RCI)

Zuständig für die wetterdienstlichen Aufgaben der Republik Elfenbeinküste sind ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne) und ANAM (Agence Nationale des Aéroports et de la Météorologie), beide unterstellt dem Ministère des Travaux Publics, de la Construction, des Postes et Télécommunications.

Während die ASECNA (Hauptsitz in Dakar, Senegal) Aufgaben im internationalen Rahmen wahrnimmt — die Betreuung der Luftfahrt der ehemaligen französischen Kolonien Westafrikas sowie Madagaskars — beschränkt sich die Tätigkeit der ANAM allein auf den nationalen Bereich der RCI.

Die ANAM, gegründet 1982, betreibt und rüstet Flugplätze aus (Service Infrastructure), sie ist verantwortlich für Flugsicherung (Service Navigation) und Wartung (Service Maintenance, Instruments, Technique) sowie für Meteorologie (Service Météorologie).

Der Service Météorologie ist unterteilt in die Division de la Météorologie Appliquée et des Ressources Naturels (DMARN) und die Division de la Météorologie Générale et de Transport (DMGT), die DMARN wiederum gliedert sich in die Sektionen Klimatologie, Agrarmeteorologie und Informatik.

Das meteorologische Meßnetz der ANAM umfaßt 14 synoptische Stationen, die stündlich Wetterbeobachtungen durchführen und — bis auf Abidjan (zuständig ASECNA) — mit Fachpersonal der ANAM besetzt sind.

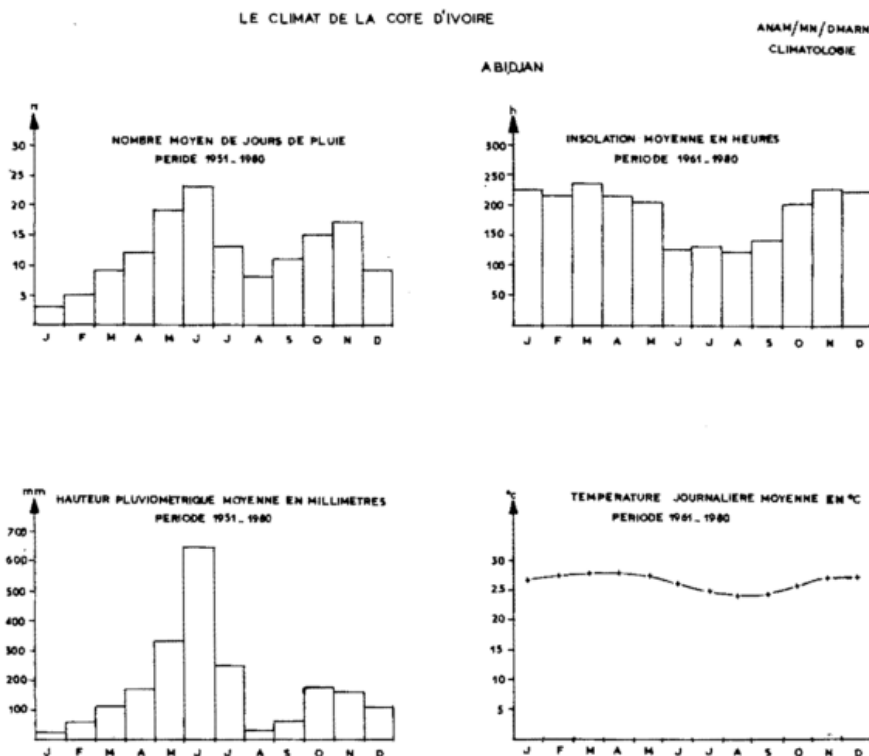


Abb. 1: Monatliche Mittelwerte ausgewählter meteorologischer Parameter, typisch für den Süden der Côte d'Ivoire

Ergänzt wird dieses Netz durch 6 Klimastationen (3 Beobachtungen pro Tag um 7, 12, und 17 Uhr) sowie durch (theoretisch) 167 Niederschlagsstationen (2 Messungen pro Tag um 7 und 17 Uhr). Die Beobachter dieser Stationen sind freiwillige Mitarbeiter; sie erhalten eine Beobachterentschädigung von umgerechnet etwa 20,— DM (Niederschlagsbeobachter) bzw. 60,— DM (Klimabeobachter) pro Monat.

Daneben existieren 34 potentielle agrarmeteorologische Stationen, die von Forschungsinstituten wie ORSTOM (Office de Recherche Scientifique des Territoires d' Outre-Mer) oder Agrarbetrieben wie z. B. CIDT (Compagnie Ivoirienne du Développement des Textiles) betrieben werden.

4 Projektdurchführung

Bereits in den ersten Wochen meiner Tätigkeit zeichnete es sich ab, daß vor allem der operationelle Teil des Klimadienstes — Meßnetzbetreuung, Datensammlung und -verarbeitung, Berichtswesen — verbessert werden mußte.

Große Aufmerksamkeit wurde daher dem Meßnetz bzw. den Beobachtern gewidmet. Seit der Gründung der ANAM war die Beobachterentschädigung nur sporadisch und unsystematisch ausgezahlt worden. Darüber waren die Beobachter berechtigterweise erbost, stellt doch die Entschädigung durchschnittlich etwa 5 bis 15% ihres Einkommens dar. Es nimmt daher nicht wunder, daß einige Beobachter das Messen einstellten oder Meßwerte frei erfanden. Ein Echo seitens des Wetterdienstes kam selten und nur sehr schwach. Bedauerlicherweise entstanden auf diese Weise an manchen Stationen Lücken in den seit Jahrzehnten ununterbrochen geführten Beobachtungsreihen. Durch Überzeugungskraft und Beharrlichkeit konnte dieser Mißstand beseitigt werden. Ermutigend dabei ist, daß auf zwei weiteren 6wöchigen Mission im Februar/März 1986 sowie im November/Dezember 1986 festgestellt werden konnte, daß die Meßnetzbetreuung weiterhin den im Abschlußbericht an die WMO gegebenen Empfehlungen entspricht.

Die Datenverarbeitung verdient ebenfalls Erwähnung. Sie beschränkte sich innerhalb des

Wetterdienstes der RCI bis zu meinem Eintreffen auf das Sammeln von Beobachtungen und das handschriftliche oder maschinelle Kopieren von Daten. Zwar wurde im vorausgehenden Projekt IVC/77/002 ein Rechner der Firma CII Honeywell Bull gekauft und 1982 geliefert, jedoch war die Ausstattung im Hinblick auf Speicherplatz (Kernspeicher, Massenspeicher) und periphere Geräte (Bandeinheiten, Plattenlaufwerke) völlig unzureichend für die Verarbeitung von Massendaten. Ferner behinderten juristische Streitigkeiten und häufige, durch Spannungsschwankungen verursachte Systemausfälle den Betrieb der Rechenanlage. Entmutigt kündigte daraufhin einer der beiden, auf Projektkosten ausgebildeten Programmierer. Im gesamten Verlauf dieses Projektes von 1980 bis einschließlich 1986 wurden insgesamt sechs Programmierer auf Projektkosten aus- bzw. fortgebildet. Ende 1986 war lediglich ein einziger dieser Programmierer noch für die Meteorologie tätig, alle anderen hatten in der „freien Wirtschaft“ einträglichere Verdienstmöglichkeiten gefunden. Erst gegen Ende meines Aufenthaltes, also nach Auslieferung zusätzlicher peripherer Geräte und Erweiterung der Speicherkapazität des Systems, stand ein einsatzfähiges Rechnersystem zur Verfügung. In der Zwischenzeit wurden Programme und Prozeduren geschaffen für die Erfassung und Speicherung von täglichen Niederschlagswerten sowie von synoptischen Beobachtungen.

Am Ende meiner einjährigen Tätigkeit im Juni 1985 wurden die Niederschlagsdaten des Jahres 1985 regelmäßig Monat für Monat erfaßt sowie deren Nacherfassung der Jahre ab 1981 begonnen. Mitte Dezember 1986 waren diese Daten bis einschließlich September 1986 auf Magnetplatte gespeichert.

Die Speicherung von Monatswerten des Niederschlags und der monatlichen Mittelwerte der 14 synoptischen Stationen im Rechner erleichterte die Auskunftstätigkeit und die Herausgabe monatlicher Witterungsberichte.

Nutzer der monatlichen Witterungsberichte sind fast ausschließlich staatliche Organisationen und Agrarbetriebe. Die Witterungsdaten werden hauptsächlich für Ertragsschätzungen der Agrarerzeugnisse wie Kaffee, Kakao, Reis, Baumwolle, Ananas verwendet. Ziel meiner Aktivitäten war es, die Herausgabe des Witterungsberichts zu beschleunigen und die teilweise großen Verspätungen im Erscheinen (bis zu 9 Monate) auf 3 Monate zu reduzieren. Trotz der Schwierigkeiten auf dem DV-Sektor wurde die maschinelle Berechnung der Tabellen des Witterungsberichtes in Angriff genommen sowie die

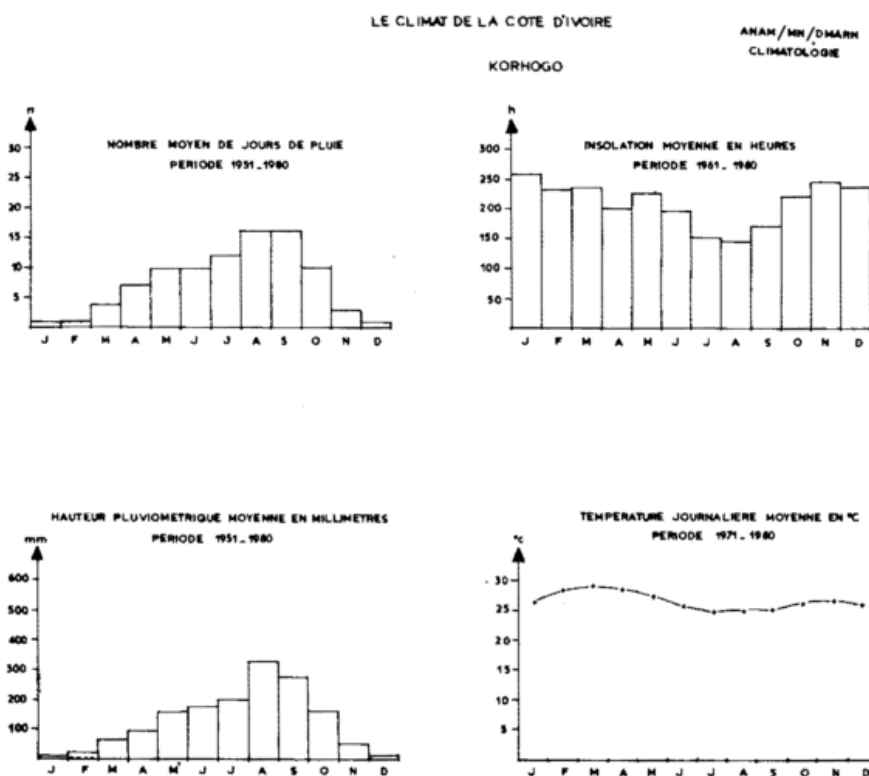


Abb. 2: Monatliche Mittelwerte ausgewählter meteorologischer Parameter, typisch für den Norden der Côte d'Ivoire

ISOHYETES NORMALES ANNUELLES

1951-1980

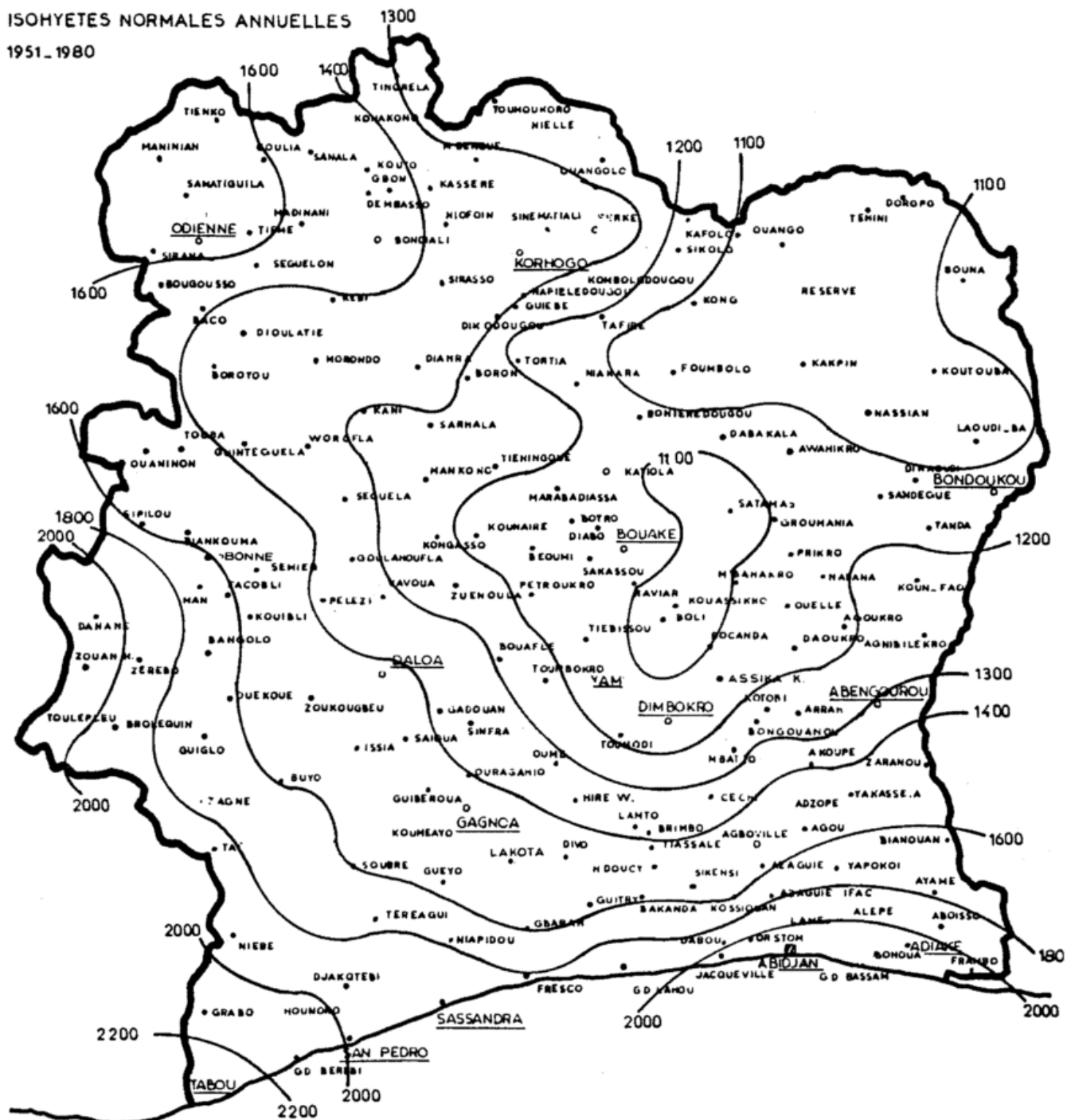


Abb. 3: Mittlere jährliche Niederschlagsmenge in mm (Bezugszeitraum 1951—1980)

Herausgabe eines „Bulletin mensuel“, das klimatologische Werte der 14 synoptischen Stationen enthält, für spätestens 3 Wochen nach Monatsende vorgesehen. Die Programmierarbeiten für diesen Bericht waren am Ende der Mission abgeschlossen.

Die Bedeutung, die die Meteorologie vor allem für die Landwirtschaft besitzt, kann wohl kaum deutlicher unterstrichen werden als durch einen vierseitigen Artikel über den Niederschlag in der RCI, der in der einzigen

Tageszeitung (Fraternité Matin) am 03. Juni 1985 erschien.

Nicht alle Hindernisse konnten innerhalb dieses Jahres aus dem Weg geräumt werden. Manche Arbeiten blieben liegen bzw. mußten aufgeschoben werden. Trotzdem kann man von einem erfolgreichen Projekt sprechen. Nichts verdeutlicht dies mehr, als daß Ende Mai 1985 in der sog. „Réunion tripartite“ — an der Vertreter der Regierung, der WMO, der Vereinten Nationen, des Wetterdienstes

sowie mein Kollege Herr Lewin und ich teilnahmen — nach einer eingehenden Würdigung der bislang geleisteten Arbeiten über die Zukunft dieses Projekts gesprochen wurde. Dabei kam man schnell überein, daß das Projekt auch in den nächsten Jahren weitergeführt wird. Für die Folge wurde die Leitung den Vertretern des nationalen Wetterdienstes übertragen; die ehemaligen Experten begleiten es beratend, in dem sie ihnen von Zeit zu Zeit mit Rat und Tat zur Seite stehen.

5 Klimatische Verhältnisse

Das Klima der RCI wird geprägt durch den Wechsel von „Harmattan“ oder NE-Passat, der heiße, trockene, staubbefrachtete Luftmassen aus der Sahara herbeiführt und „Mousson“ oder SW-Passat, mit dem feuchtwarme, ozeanische Luftmassen in das Land einströmen.

Der Konvergenzbereich — die „Front intertropical (FIT)“ oder auch innertropische Konvergenz ITC — überquert, dem Sonnenstand folgend, im Jahresverlauf die RCI. Dementsprechend zeigt die Niederschlagsverteilung 2 Regenzeiten im Süden mit Höhepunkt in den Monaten Mai/Juni und Oktober/November, unterbrochen von der „kleinen“ Trockenzeit im August und der „großen“ Trockenzeit von Dezember bis Februar (Abbildung 1).

Im Norden dagegen verschmelzen die beiden Regenzeiten zu einer einzigen mit dem Höhepunkt in den Monaten Juli bis September. Die Trockenzeit fällt in der Regel auf die Monate November bis März (Abbildung 2). Für die räumliche Verteilung des jährlichen Niederschlags ist eine rasche Abnahme von der Küste nach Norden hin zu erwarten, je-

doch treten, reliefbedingt, hohe Niederschläge im Westen und Nordwesten des Landes auf (Abbildung 3).

Am Ende will ich nochmals auf den Begriff „Trockenzeit“ eingehen. Im Küstenbereich zeichnet sie sich lediglich durch eine im Vergleich zu den übrigen Monaten geringere monatliche Niederschlagsmenge aus, die in den Monaten Januar bzw. August im Mittel bei 30 bis 50 l/m² liegt. Der mittlere Dampfdruck dagegen beträgt auch in diesen Monaten etwa 30 hPa, ein Wert, der in Deutschland nur in Extremfällen erreicht wird.

6 Schlußbetrachtungen

Die Republik Elfenbeinküste, im August 1960 von Frankreich in die Unabhängigkeit entlassen, wird oft als die „Schweiz Westafrikas“ bezeichnet. Politische Stabilität unter ihrem seit 1958 regierenden Präsidenten Félix Houphouët-Boigny verbunden mit einem allmählichen Wechsel der politischen Macht von den ehemaligen Kolonisatoren zu den Schwarzen — auch als „Ivoirisierung“ bezeichnet — erzeugten ein Klima des Vertrauens zwischen Schwarz und Weiß, die den jet-

zigen Wohlstand ermöglichten. Hinzu kommt, daß die Elfenbeinküste in der Lage ist, sich selbst mit landwirtschaftlichen Produkten zu versorgen, und der Präsident der landwirtschaftlichen Produktion einen hohen Stellenwert einräumt.

Durch die lange Zeit des Friedens wurden beachtliche Werte geschaffen und die Infrastruktur des Landes verbessert. Ganzjährig befahrbare, häufig geteerte Straßen erschließen das Land, Schulen und Post sind in jeder Sous-Préfecture (etwa Kreisstadt) vorhanden, des öfteren auch in kleineren Orten.

Zwiespältig für Europäer sind die Verhaltensweisen der Schwarzen. Einerseits sind sie fest in ihr Stammesgefüge eingebunden, auch wenn sie in Großstädten leben, andererseits treiben sie rücksichtslos Raubbau mit der Natur (70% des tropischen Regenwaldes wurden seit der Unabhängigkeit abgeholzt). Ein Umdenkprozeß in ihrem Verhalten — Bewahren der Werte der Vorfahren, Annehmen der Erfahrungen der Industrienationen, um die Zukunft zu meistern — ist feststellbar, er wird aber wohl noch mindestens eine Generation andauern.

A. BEFFERT, Offenbach

Buchbesprechungen — Neuerscheinungen

HURDLE, BURTON G. (Hrsg.)
The Nordic Seas. New York ...:
Springer Verlag 1986. 777 S.
DM 198,00. ISBN 0-387-96241-7.

Gegenstand der Monographie ist eine umfassende Darstellung, die sowohl die marine Atmosphäre und die Meeresoberfläche als auch den Meereskörper selbst, den Meeresboden und die darunterliegende Erdkruste behandelt. Das interdisziplinäre Werk ist bestimmt für den forschenden Wissenschaftler und den praktisch arbeitenden Ingenieur, es richtet sich aber auch an jeden Anderen, der an diesem Fachgebiet interessiert ist. Die „Nordic Seas“ werden definiert als das Seegebiet zwischen Grönland im Westen, Norwegen und der Barentsee im Osten, Spitzbergen im Norden sowie den Shetlands im Süden.

Die Behandlung der Themen ist wie folgt gegliedert:

Eine kurze Beschreibung des Klimas des Seegebietes mit zahlreichen Graphiken

bildet den Anfang. Hervorzugeben sind zwei Fallstudien zum Klima der Eisränder. Dort nämlich finden sich große Unterschiede im horizontalen Gradienten der Oberflächentemperaturen, die für die Bildung von Advektionsnebel bedeutsam sind.

Es folgen zwei Kapitel über das Meereis und fünf Kapitel zur physikalischen Ozeanographie des Seegebietes.

Das Kapitel über Bathymetrie leitet über in einen ausführlichen Abschnitt über Topographie, Sedimente und Paläontologie des Seebodens. Hierin wird auch die Paläoklimatologie der letzten 1.000.000 Jahre berücksichtigt.

Der letzte, umfangreichste, Abschnitt ist der Geophysik, Geochemie und der Plattentektonik gewidmet. In einem Nachtrag wird mit einer Würdigung vorläufiger Ergebnisse des Forschungsprojekts MIZEX von 1983 und 1984 wieder ein Bogen zur Meteorologie geschlagen.

M. Goesch

CZELNAI, R.; SZEPESINE, D.
(Hrsg.)

Meteorologia. Müszaki Ertelmező Szotar 56. Budapest: Akadémiai Kiado 1986. 596 S., ca DM 55,—, ISBN 963 05 4133 5.

Nach dem „Glossary of Meteorology“ (Amerikanische Meteorologische Gesellschaft 1959), dem „Meteorological Glossary“ (Her Majesty's Stationary Office 1953) und dem „Handwörterbuch der Meteorologie“, herausgegeben 1950 von Dr. Karl Keil, erschien jetzt wieder ein umfangreiches meteorologisches Nachschlagewerk. Zu beinahe 3300 Stichwörtern enthält es Erklärungen in ungarischer Sprache. Jeder Erklärung folgt die englische, französische, deutsche und russische Entsprechung des Stichworts. Für jede dieser vier Sprachen gibt es ein eigenes Register, wodurch das Nachschlagewerk auch für diejenigen, die des Ungarischen nicht mächtig sind, benutzbar wird. Wenn es auch wahrscheinlich nur wenige deut-

sche Meteorologen gibt, die die ungarischen Erklärungen ohne Schwierigkeiten lesen können, so ist es doch für Übersetzungen sehr gut geeignet. Ein Anhang enthält die Erklärungen aller in Wetterkarten verwendeten Symbole in fünf Sprachen.

H.-D. Kirch

Neue Zeitschriften seit 1986

Ocean-Air Interactions. Techniques, Observations and Analyses. New York, London ...: Gordon and Breach Science Publishers, ISSN 0743-0876.

Climate Dynamics. Observational, Theoretical and Computational Research on the Climate System. Berlin ...: Springer, ISSN 0930-7575.

Weather and Forecasting. Boston: American Meteorol. Soc. ISSN 0882-8156.

Journal of Academy of Meteorological Science. State Meteorological Administration, China, Beijing.

WORLD METEOROL. ORGANIZATION (WMO)

Atmospheric ozone 1985: Assessment of our understanding of the processes controlling its present distribution and change. Vol. 1—3, Genf 1986.

.....

Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Rep. No. 23, WMO-Nr. 646, Genf 1986, ISBN 92-63-10646-0.

.....

Manual for estimation of probable maximum precipitation. 2. Ed. Operational Hydrology Rep. No. 1, WMO-Nr. 332, Genf 1986, ISBN 92-63-11332-2.

.....

Land use and agrosystem management under severe climatic conditions. Techn. Note No. 184, WMO-Nr. 633, Genf 1986, ISBN 92-63-10633-9.

ALEXANDRE, P.

Le climate en europe au moyen age. Paris: Ecole des hautes études en sciences sociales 1987, 827 S. Studies in history and the social sciences 24. ISBN 2-7132-0852-1.

FAUST, V. (Hrsg.)

Wetter — Klima — menschliche Gesundheit. Stuttgart: Hippokrates 1986, 170 S. ISBN 3-7773-0799-8.

BOLIN, B. et al. (Ed.)

The greenhouse effect, climate change, and economics. Chichester ...: Wiley 1986, 541 S. SCOPE 29. ISBN 0-471-91012-0.

CHAMBERLAIN, J. W.;

HUNTEN, D. M.

Theory of planetary atmospheres. 2. Ed. Orlando ...: Academic Press 1987, 481 S. International Geophysics Ser. Vol. 36. ISBN 0-12-167251-4.

FANTECHI, R.; MARGARIS, N. S. (Ed.)

Desertification in Europe. Proc. of the Inform. Symp. in the EEC Programme on Climatology. Mytilene, Greece 15—18 Apr. 1984. Dordrecht ...: Reidel 1986, 231 S. ISBN 90-277-2230-7.

ZHUANG, F. G.; ZHU, Y. L. (Ed.)

Tenth Intern. Conf. on Numerical Methods in Fluid Dynamics. Proc. of the Conf. held at the Beijing Science Hall, Beijing, China, June 23—27, Berlin ...: Springer 1986, 724 S. Lecture Notes in Physics 264. ISBN 3-540-17172-X.

HÄUSER, J.; TAYLOR, C. (Ed.)

Numerical grid generation in computational fluid dynamics. Proc. of the Intern. Conf. held at Landshut, 14—17 July 1986. Swansea: Pineridge Press 1986, 793 S. ISBN 0-906674-58-1.

FUJITA, TH.

The downburst: microburst and macroburst, Report of Projects NIMROD and JAWS. Chicago, Ill.: University of Chicago 1985, 122 S. SMRP research paper 210.

ESSENWANGER, O. M.

Elements of statistical analysis. Amsterdam ...: Elsevier 1986, 424 S. World survey of climatology 1B. ISBN 0-444-42426-1.

OLIVER, J. E.; FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.)

The encyclopedia of climatology. Encyclop. of earth sciences Vol. XI. New York: V. Nostrand Reinhold 1987, 986 S. ISBN 0-87933-009-0.

FABIAN, P.

Atmosphäre und Umwelt. 2. Aufl. Berlin ...: Springer 1987, 150 S. ISBN 3-540-17099-5.

KURZ, M.; BENESCH, W.

Hinweise zur Interpretation von Satellitenbildern. Tl. 1 Interpretation von Satellitenbildern für Zwecke der Luftfahrt. Offenbach a. M.: Deutscher Wetterdienst 1986, 54 S.

PICHLER, H.

Dynamik der Atmosphäre 2. überarb. Aufl. Mannheim ...: Bibliogr. Inst. 1986, 459 S. ISBN 3-411-03141-7.

RENTZ, O. u.a. (Hrsg.)

Erstes gemeinsames wissenschaftliches Kolloquium der oberrheinischen Universitäten „Umweltforschung in der Region“, Strassburg 27. bis 28.6.86. Strassburg 1986, 1057 S.

SCHANDA, E.

Physical fundamentals of remote sensing. Berlin ...: Springer 1986, 187 S. ISBN 3-540-16236-4.

NIEDING, G. v.; JANDER, K. (Hrsg.)

Smogepisoden: umwelthygienische und medizinische Aspekte. Stuttgart ...: G. Fischer 1986, 289 S. Schr.-R. d. Ver. f. Wasser-, Boden- u. Luft-hyg. 69. ISBN 3-437-30519-0.

LANDOLT-BOERNSTEIN

Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik. Gr. 5, Bd. 4: Meteorologie, Tl. a: Thermodynamische und dynamische Strukturen der globalen Atmosphäre. Hrsg. G. Fischer. Berlin ...: Springer 1987, 491 S. ISBN 3-540-16610-6.

GESELLSCHAFT f.

AEROSOLFORSCHUNG (Hrsg.)

Aerosols: formation and reactivity. 2. Intern. Aerosol Conf. 22—26 Sept. 1986 Berlin. Oxford ...: Pergamon Pr. 1986, 1227 S. ISSN 0021-8502.

SWETNAM, G. F.; WOOD, P. (Hrsg.)

Weather services in the '90s. Proc. seminar MITRE Corporation Nov. 20-21 1985 in McLean. McLean, VA: The MITRE Corp. 1986. MP-86W21.

AMELUNG, W; HILDEBRANDT, G. (Hrsg.)

Balneologie und medizinische Klimatologie. Bd. 3: Medizinische Klimatologie. Berlin ...: Springer 1986, 241 S. ISBN 3-540-13990-7.

- TRABALKA, J.; REICHLE, D. E. (Ed.)
The changing carbon cycle: a global analysis. 6. Annual Oak Ridge Nat. Labor. Life Sci. Symp., Oct. 31-Nov. 2 1983. Knoxville, Tenn. New York...: Springer 1986, 592 S.
ISBN 0-387-96211-5.
- PAGE, J. K. (Ed.)
Prediction of solar radiation on inclined surfaces. Dordrecht ...: Reidel 1986, 459. S. ISBN 90-277-2260-9. EUR 10482.
- NASA LANGLEY RES. CENTER (Ed.)
13. Intern. Laser Radar Conf. Toronto Aug. 11—15 1986. Washington: NASA 1986, 322 S. NASA Conf. Publ. 2431.
- BENZI, R.; WIIN-NIELSEN, A. C. (Ed.)
Anomalous atmospheric flows and blocking. Orlando ...: Academic Pr. 1986, 459 S. ISBN 0-12-018829-5. Adv. in Geophys. 29.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL (Ed.)
Acid deposition: long-term trends. Washington, DC: National Academy Pr. 1986, 506 S.
ISBN 0-309-03647-X.
- BUDYKO, M. I.
The evolution of the biosphere. Dordrecht ...: Reidel 1986, 423 S. Atmospheric Science Library 9. Übers. a. d. Russ.
- MC INTYRE CAMPBELL, I.
Energy and the atmosphere. 2. ed. Chichester ...: Wiley 1986, 337 S. ISBN 0-471-90954-8.
- LUYKX, F.; SINNAEVE, J.
Radiation protection. Workshop on methods for assessing the off-site radiological consequences for nuclear accidents. Proc. 15—19 Apr. 1985 Luxembourg. Luxembourg: Comm. of the Eur. Comm. 1986, 1022 S. ISBN 92-825-5991-2.
- BAUMER, H.
Sferics, Die Entdeckung der Wetterstrahlung. Reinbek: Rowohlt 1987, 329 S. ISBN 3-498-00487-5.

Themen der Jahrgänge 7 (1977) bis 16 (1986)

Die Hefte 1'77 und 2'77 enthalten eine Übersicht über die in den Jahrgängen 1 (1971) bis 6 (1976) behandelten Themen. Die unter dem jeweiligen Hauptthema eines Heftes veröffentlichten Aufsätze sind nicht enthalten.

Aus dem Deutschen Wetterdienst	Heft
—, Seeüberführung eines Getreidesaughebers von Kiel nach Gdingen	3'77
Horst, W., 25 Jahre Deutscher Wetterdienst	4'77
Simonis, R., Berufsaussichten	1'78
Mildner, S., Flugwetterdienst-Tagung 1978	1'78
Bopp, W., Wetterfernmeldedienst — für die Zukunft gerüstet	2/3'78
Lamp, R., Das meteorologische Rechenzentrum des Deutschen Wetterdienstes	2/3'78
Reiser, H., Das Barokline Modell BKF (Auszug)	2/3'78
Rudolf, B., Beschreibung des Modells SMOKA zur Berechnung von Kühlturmmissionen und deren Auswirkungen	2/3'78
Attmannspacher, W., 2. Internationaler Vergleich naßchemischer Ozonsonden am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg 3.—22. April 1978	4'78
—, GOES I im Betrieb	1'79
Horst, W., EZMW tritt in die operationelle Phase	2/3'79
Schröder, H., Bericht über Aufgaben und Tätigkeiten der Zentralen Agrarmeteorologischen Forschungsstelle des Deutschen Wetterdienstes in Braunschweig	1/2'80
Peyinghaus, W., Das BKF-Modell als Basis zur Erstellung maschinell-manueller Vorhersagekarten in der Analysen- und Vorhersagezentrale des Deutschen Wetterdienstes	1/2'80

Trenkle, H., Aufgaben und Tätigkeiten der Zentralen Medizinmeteorologischen Forschungsstelle des Deutschen Wetterdienstes in Freiburg i.Br.	1'81
—, Neue Version des „feuchten“ Vorhersagemodells BKF	1'81
—, Neues Routineprogramm für die numerische Analyse	1'81
—, Dokumentation zum Welt-Klima-Programm	1'81
—, Stand der Wettervorhersage im Deutschen Wetterdienst	2/3'81
Reiser, H., Fortschritte in der numerischen Wettervorhersage	1/2'82
Rudolf, B., Zur Verifizierung des Kühlturmfahnenmodells SMOKA	1/2'82
Johannsen, H. H., Aufgaben für Meteorologen bei der Lösung von Problemen der Stadtentwässerung	1/2'82
Woick, H., Das operationelle Wettersatellitenprogramm METEOSAT	1/2'83
Ladwig, H., Steinhorst, G. Woick, H., Die Satellitenbildaufbereitungsanlage im Deutschen Wetterdienst	3/4'83
Fickel, D., Meß- und Beobachtungsnetze im Deutschen Wetterdienst (Stand 1.10.1983)	3/4'83
Benesch, W., Satellitenbilder für Mittelost-Flugwetterkarten	4'84
Lux, G., Klima und Volkswirtschaft im Bereich des Deutschen Wetterdienstes	1'85
Kusch, W., Pander, R. v., Peyinghaus, W., MOS: Die statistisch-numerische Modellinterpretation im DWD	4'85
Edelmann, W., Die Entwicklung der operationellen numerischen Wettervorhersage im Deutschen Wetterdienst	4'86

Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr

Allnoch, H.-G., Wetter und Ballistik	1'77
Uhlig, S., Das Amt für Wehrgeophysik in Traben-Trarbach	2'77
Uhlig, S., Aktuelle Aufgaben der Tier- und Pflanzenphänologie in der Bundeswehr	3'77
Weiss, I., Die Nachtsichtvorhersage	4'77
Fischer, K. E., Funk-Prognosen	2/3'78
Cey, H., Die Beratung von Hubschraubern beim Einsatz über Flächenbränden	4'78
Lütkebohmert, G., Nachtsichttechnik, ein Problem für die geophysikalische Einsatzplanung	1'79
Becker, D., Vogelzug und Wetter	2/3'79
Arck, J., Der Schallknall und Möglichkeiten einer meteorologischen Beratung	4'79
Fischer, K. E., Geophysikalische Probleme der RADAR-Ortung	1/2'80
Krames, K., Beratungsprobleme bei High Speed/Low Level-Flügen	3'80
Rehnke, P., Lieckfeld, J., Was sind Wetterminima?	1/2'82
Paulus, R. F., Die Ostalpen von einem umlaufenden Wettersatelliten in verschiedenen Spektralbereichen gesehen	1/2'83

Aus der Weltorganisation für Meteorologie (WMO)

—, XXIX. Tagung des Exekutivausschusses der Weltorganisation für Meteorologie	3'77
Reiser, H., Kasten, F., VII. Tagung der WMO-Fachkommission für Atmosphärische Wissenschaften (CAS) in Manila, 27. Febr.—10. März 1978 (Auszug)	2/3'78
—, XXX. Sitzung des Exekutivausschusses (EC) in Genf, 20. 5.—15. 6. 1978 (Auszug)	2/3'78
Matthäus, H. G., UNEP/WMO — Fachtagung über klimabezogene Umweltüberwachung in Genf, 10.—14. April 1978 (Auszug)	4'78
—, Second WMO Statement on modification of the ozone layer due to human activities and some possible geophysical consequences	1'79
Lingelbach, E., Schirmer, H., Reiser, H., Weltklimakonferenz der Weltorganisation für Meteorologie in Genf, 12.—23. Februar 1979 (gekürzte Fassung)	2/3'79
—, Feierliche Erklärung der Weltklimakonferenz (Übersetzung der „Declaration of the World Climate Conference“)	2/3'79
Wege, K., ALPEX — das alpine Experiment	1/2'82
—, Third WMO Statement on modification of the ozone layer due to human activities and some possible geophysical consequences	1/2'83
—, 9. Kongreß der Weltorganisation für Meteorologie in Genf, 2.—27. 5. 1983	3/4'83
Frömming, D., Bericht über die außerordentliche Sitzung der WMO-Fachkommission für Basisysteme in Hamburg vom 21. 10.—1. 11. 1985	1'86
Frömming, D., IMO-Preis für Prof. Dr. Hermann Flohn	4'86

Fortbildungsveranstaltungen, Tagungen Symposien

Eimern, J. v., Bericht über die XIV. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie und die 90-Jahrfeier des Sonnblick-Observatoriums in Rauris (Land Salzburg), 15.—19. Sept. 1976	1'77
Winkler, P., Gemeinsame Versammlung von IAGA und IAMAP vom 22. Aug. bis 3. Sept. 1977 in Seattle, Washington, USA (Auszug)	3'77
Buschner, W., Bericht über die 15. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Grindelwald (Schweiz) vom 19. bis 23. Sept. 1978	4'78
Liebetruh, S., Seminar über Segelflugmeteorologie der OSTIV vom 1. 5.—15. 5. 1979	2/3'79
Wergen, W., Kurs über „Numerische Wettervorhersage“ des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW)	1/2'80
Vent-Schmidt, V., Fortbildungsveranstaltung „Climatic Variations and Variability — Facts and Theories“ vom 9. 3.—21. 3. 1980 in Erice/Sizilien an der „International School of Climatology“ des „Centre for Scientific Culture“ (Kurzfassung)	1/2'80
Schlegel, M., Internationales Alfred-Wegener-Symposium, Deutsche Meteorologen-Tagung vom 25.—29. 2. 1980 in Berlin	1/2'80
—, Deutsche Meteorologen-Tagung 1983	1/2'83
Wippermann, F., Das Entstehen von Strukturen — Synergetische Probleme in der Meteorologie	3/4'83
Renner, V., Bericht über die Teilnahme am IAMAP-WMO Symposium über „Die Erhaltung der quasi-stationären Komponenten der Zirkulation in der Atmosphäre und in atmosphärischen Modellen“ vom 30. 8.—2. 9. 1983 in Paris	3/4'83
Kaestner, A., Emmrich, P. und Mohr, T., Seminar des EZMW über Datenassimilation und Experimente zu Beobachtungssystemen mit besonderer Berücksichtigung des FGGE, Reading 3.—7. Sept. 1984 (Auszug)	4'84

Institute stellen sich vor

Wippermann, F., Das Institut für Meteorologie der Technischen Hochschule Darmstadt	2'77
Reinhardt, M., Institut für Physik der Atmosphäre der Deutschen Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) in Oberpfaffenhofen	1'78
Newson, R., European Centre for Medium Range Weather Forecasts	1/2'80
Baumüller, J., Hoffmann, U., Reuter, U., Abteilung Klimatologie des Chemischen Untersuchungsamtes der Landeshauptstadt Stuttgart	3/4'82

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Fach Meteorologie

1'77, 2/3'78, 1'79, 1/2'80, 2/3'81, 3/4'82, 1/2'83, 2/3'84, 2/3'85, 2/3'86, 4'86.

Das interessante Satellitenbild

—, Black fog	3'77
Mohr, T., Erstes METEOSAT-Bild mit voller Auflösung (9. 12. 1977)	4'77
Kästner, M. u. W., Saharastaubwolke über dem Nordatlantik beobachtet mit METEOSAT-Bildern	2/3'78
Woick, H., Strahlstromachsen im Satellitenbild	1'79
Steinhorst, G., Ladwig, H., Mauritz, H., METEOSAT-Bild in stereographischer Projektion	2/3'79
Steinhorst, G., Woick, H., METEOSAT-Bilder in drei Spektralbereichen	1/2'80
Paulus, R., Ein Wettersatellitenbild vom 8. 2. 1980 in Äquidensitendarstellung	1'81
—, Der Taifun „TIP“ und seine Zugbahn	2/3'81
Eckardt, M., Tonn, W., Bildaufbereitung für die Meereis-Erkundung	2/3'84
Paulus, R. F., Schulze, P., Nordföhn über den Alpen	1'85
Kurz, M., Relativbewegung zwischen Fronten und hoher Bewölkung	2/3'86

Das interessante Luftbild

Köpke, P., Advektionsnebel in der Deutschen Bucht	4'79
---	------

Problem- und Diskussionsecke

Horst, W., Meteorologie in der öffentlichen Meinung	1'77
Dölling, G., Meteorologie und Schule	2'77
Karnetzki, D., Verstehen Sie Wetterkarten?	2'77
Karnetzki, D., Marktorientierte Arbeit der Meteorologen — eine Notwendigkeit!	3'77
Karnetzki, D., Eine heilige Kuh ist schlachtreif — die Sprache der Meteorologen	2/3'78
Peyinghaus, W., Zur Ausbildung und Prüfung der Referendare im DWD	4'78
Lingelbach, E., Bemerkungen zum vorstehenden Aufsatz	4'78
Kruhl, H., Eine heilige Kuh ist schlachtreif — die Sprache der Meteorologen	1'79

Blick zurück

Eimern, J. v., 100jährige Wiederkehr der Gründung der Bayerischen Meteorologischen Centralstation	1'79
Fiedler, F., 50 Jahre Meteorologisches Institut der Universität Karlsruhe	4'79
Cappel, A., Phänologische Beobachtungen der Societas Meteorologica Palatina	1/2'80
—, 30 Jahre Deutscher Wetterdienst	3/4'82
Schlegel, M., Die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes im Wandel der Zeiten (1847—1983)	3/4'83

Reuter, H., Geschichte der Synoptik	2/3'84
Schwerdtfeger, W., Die letzten zwei Jahre der ZWG (1943—1945) (gekürzte Fassung)	2/3'85

Blick nach draußen

Lessmann, H., Über die Tätigkeit deutscher Meteorologen in El Salvador in den letzten 30 Jahren	4'84
---	------

Neue Instrumente und Methoden

Hiscock, Eine Wetterboje im südlichen Eismeer	2'77
---	------

Kurzberichte

Schramm, H., Wolf, R., Das METEOSAT-System	2/3'85
Erdmann, H., Meteorologische Beratung für die Kieler Woche 1985 im Olympia-Zentrum Kiel-Schilksee	2/3'85

Zum Berufsbild des Meteorologen und Wetterberaters

Groening, H. U., Bordgeophysiker	1'77
Hennemuth, B., Berufsaussichten für Meteorologiestudenten	2'77
Thüne, W., Meteorologe im Dienste des Umweltschutzes	2'77
Hennemuth, B., Studiensituation	1'78
Prügel, H., Der Meteorologe als Dozent im Fachbereich Seefahrt	1'79

Sonstiges

Defant, Fr., Zum globalen Wärmehaushalt im langzeitlichen Mittel	1'77
Weickmann, L., Sonnenstrahl am Gewitterhimmel	4'81
—, Geplante meteorologische Aktivitäten an der Georg-Neumayer-Antarktisstation während der Überwinterungskampagne 1982	1/2'82
—, Arbeitskreis „Geschichte der Geophysik“	3/4'82

Neuerscheinungen und Buchbesprechungen

1'77, 4'77, 1'78, 1'79, 4'79, 1/2'80, 1'81, 4'81, 1/2'82, 3/4'82, 1/2'83, 1'84, 2/3'84, 4'84, 1'85, 2/3'85, 4'85, 1'86, 4'86	
--	--

Anschriften der Autoren

(Thema des Heftes)

R. HARTMANNGRUBER

H.-J. CLAUDE

Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Albin-Schwaiger-Weg 10
8126 Hohenpeißenberg

Dr. A. J. KRUEGER

NASA Goddard Space Flight Center
Greenbelt, Maryland 20771
USA

Prof. Dr. H. U. DÜTSCH

Kantstraße 11
CH-8044 Zürich

Dr. C. L. MATEER

Atmospheric Environment Service
4905 Dufferin Street
Downsview, Ontario M3H 5T4, Canada

Prof. Dr. H. WALTHER

Dr. K. W. ROTHE

Sektion Physik der Universität München
Am Coulombwall 1
8046 Garching

N. KÄMPFER

Dr. K. F. KÜNZI

Institut für Angewandte Physik der Universität Bern
Sidlerstraße 5
CH-3012 Bern

W. D. KOMHYR

NOAA Environmental Research Laboratories
70 Manhattan Drive
Boulder, Colorado 80303
USA

Dr. P. WINKLER

Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hamburg
Frahmredder 95
2000 Hamburg 65

Prof. Dr. D. H. EHHALT

Institut für Atmosphärische Chemie
Kernforschungsanlage Jülich
Viktor-Gollancz-Straße 10
5170 Jülich

Dr. W. ATTMANNSPACHER

Eibenweg 9
8922 Peiting

Dr. R. SATORIUS

Umweltbundesamt Berlin
Bismarckplatz 1
1000 Berlin 33

Dr. K. DIRNAGL

J. KLEINSCHMIDT

Institut für Medizinische Balneologie und Klimatologie
der Universität München
Marchioninistraße 17
8000 München 70

Berichtigung

Im Heft 2/3 '86, S. 11 und 13, wurden die Abbildungen 3 und 4 vertauscht.

Hinweise

3. Fachtagung „Probleme der Flugmeteorologie“

am 12. u. 13. Nov. 1987 in Linz/Donau.

Vortragsanmeldungen bis 30. Aug. 1987 an

Flugmet '87

Fliegerhorst Vogler

A-4063 Hörsching

Environmental Meteorology. International

Symposium. 29. Sept.—1. Okt. 1987 in Würzburg.

Vortragsanmeldungen an

VDI-Kommission Reinhaltung der Luft

Postfach 1139

4000 Düsseldorf 1

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst, Hauptschriftleitung „Promet“

Frankfurter Straße 135, D-6050 Offenbach