

Chappuis 帯の吸収を利用した成層圏オゾンの測定*

近藤 豊**・高木 増美**・岩田 晃**

(1982 年 6 月 2 日受理)

Measurements of Stratospheric Ozone by Chappuis Band Absorption

By

Yutaka KONDO, Masumi TAKAGI and Akira IWATA

Abstract: Stratospheric ozone in the altitude region of 15-25 km has been measured by balloon borne filter sun-photometers. Concentrations of ozone deduced from the absorption in Chappuis band are in good agreement with those obtained by ozone sondes on board the same balloons. Possible causes of the differences of the profiles obtained by the two methods are discussed.

概 要

大気球を platform とした Solar occultation 法により, Chappuis 帯の吸収を利用して成層圏オゾンの密度を 15-25 km の領域で測定した. 同時に測定されたオゾンゾンデの測定値と比べた時, ゾンデの測定誤差や両者の測定法の差異を考えた場合, 良好な一致が見られた.

1. 序

オゾンは紫外及び赤外の領域の他に 600 nm を中心とした可視部の領域にも弱い吸収帯 (Chappuis 帯) を持っている. この吸収帯における太陽光の吸収を成層圏オゾンの測定に利用することができる ([1], [4]). この吸収帯を用いる利点は,

- 1) 吸収帯が可視部に存在する為, S/N の良い検出器を使うことが出来る.
- 2) オゾンの吸収に対する光学的厚さは 15-30 km の高度で, 日出, 日没時の solar occultation の条件で 1 ~ 3 程度となり, 吸収を利用する点から言って適当な大きさである.

* 宇宙研特別事業費による研究論文

** 名古屋大学空電研究所

といったことである。

過去3回気球に搭載した放射計により、オゾンの測定を行なった。その結果のうち、特にオゾンゾンデと比較した場合の信頼性について報告する。

2. 測 定 器

太陽光の強度を 600 nm 及び他の波長で気球上で測定する装置は、[3]に述べられているのでそれを参照されたい。

3. 解 析 方 法

オゾンの吸収が最大となる 600 nm 付近の波長を利用するのが適当であるが、この波長においてオゾンの他にも大気主成分によるレイリー散乱、エアロゾルによるミー散乱が減衰をおこす。したがって、観測される光学的厚さは、

$$\tau = \tau_R + \tau_{O_3+a}$$

となる。 τ_R は屈折による減衰効果を含むレイリー散乱の効果でこの計算法については[5]に詳しく述べた。 τ_{O_3+a} はオゾンとエアロゾルの光学的厚さの合計である。 $\tau_{O_3+a} = \tau - \tau_R$ を[3]に述べた onion peeling 法により逆変換し、 $\beta_{tot} = \beta_{O_3} + \beta_a$ という量を各高度で求めることができる。ここで β_{O_3} 、 β_a はそれぞれオゾン、エアロゾルの消光係数である。

600 nm の測定では β_{tot} しか求まらず β_a を求める為には他の波長の情報が必要となる。ここでは、オゾンの吸収がない $\lambda = 1 \mu\text{m}$ での β_a が求まっているので([3])これを適当な波長依存性を考えて 600 nm まで外挿する。このようにして β_{O_3} が求まれば、オゾン密度 n_{O_3} が

$$n_{O_3} = \frac{\beta_{O_3}}{\langle \sigma_{O_3} \rangle}$$

として与えられる。

ここで $\langle \sigma_{O_3} \rangle$ は、観測が単色光を利用しているのではなく、干渉フィルターを用いて 10-15 nm の波長巾の太陽光を測定しているので、光学的厚さ τ_{O_3} が非常に大きくなならないという条件のもとで、

$$\langle \sigma_{O_3} \rangle = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi(\lambda) T(\lambda) \epsilon(\lambda) \sigma_{O_3}(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi(\lambda) T(\lambda) \epsilon(\lambda) d\lambda}$$

として与えられる。

$\Phi(\lambda)$: 太陽放射束

$\epsilon(\lambda)$: 検知器の感度

$T(\lambda)$: 干渉フィルターの透過率

$\sigma_{O_3}(\lambda)$: オゾンの吸収断面積、ここでは [2] の値を用いた。

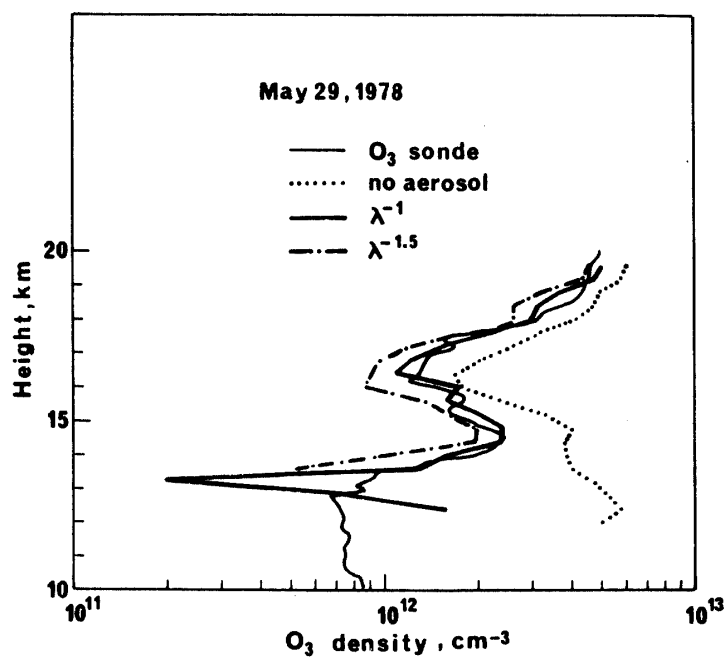


図1 1978年5月29日のオゾンの比較測定
 細い実線：オゾンゾンデによる測定値
 点線：エアロゾル補正なしの時の
 吸光法による値
 太い実線： λ^{-1} の補正をした時の値
 一点さ線： $\lambda^{-1.5}$ の補正をした時の値

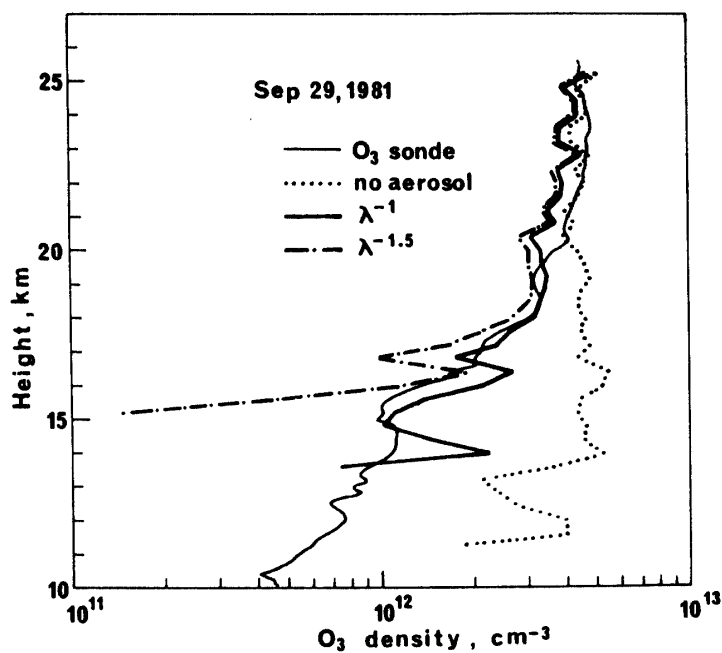


図2 1981年9月29日のオゾンの比較測定
 他は図1と同じ。

4. 観測結果

2. で述べた解析に直接必要な $\lambda=600\text{ nm}$ 及び $1\text{ }\mu\text{m}$ での放射計の観測データは、1978年5月29日 (B 5-85)、1979年5月31日 (B 5-95) 及び1981年9月29日 (B 5-106) に三陸における大気球観測の結果得られた。

解析法で述べたように β_a の波長依存性を仮定する必要がある、ここでは、i) エアロゾルの吸収が全くないとした場合、ii) $\beta_a \propto \lambda^{-1}$ 、iii) $\beta_a \propto \lambda^{-1.5}$ としたそれぞれの場合に、 $\lambda=1\text{ }\mu\text{m}$ での β_a から 600 nm での β_a を与えた。それぞれの場合に対応するオゾン密度の分布を図1 (1978)、図2 (1981) に示した。また同じ気球でオゾンゾンデによる測定も行なわれたのでそれを細い実線で示してある。1979年の場合も光学的なオゾン密度の決定はなされたが、オゾンゾンデの観測がうまくいかなかったのでここでは比較が不可能な為示さなかった。

図1、2から分るように、ゾンデと λ^{-1} の場合の一致は 15 km より上では全般的に良く $\pm 25\%$ の差の間に入ってくる。1978年の観測から分るように $14\text{--}16\text{ km}$ での $2\text{--}3\text{ km}$ の高度巾のオゾン層の構造もかなり忠実に再現されていることが分かる。

しかし、 15 km 以下ではエアロゾルの吸収やレイリー散乱の吸収が大きくなる一方でオゾン濃度が小さくなるため十分な精度でオゾン濃度を求めることは困難なことが分かる。1981年9月の観測では 20 km より上での差がやや目立つ。

この差の1つの原因と考えられるものにオゾンゾンデの誤差がある。今の場合、通常行なわれるようなオゾンゾンデの測定値をドブソン観測によるオゾン全量で規格化することはしなかった。これはその様な操作を行うのに必要な高度までの測定値が得られなかったことによる。またオゾンゾンデのポンプ効率の補正について、特にここで使用したゾンデについて不明確な点がある。

またこの他、両方の観測条件の違いもある。オゾンゾンデの観測は早朝気球上昇中に行なわれ、一方放射計の観測は日没時に行なわれた。またさらに、光学観測は $50\text{--}200\text{ km}$ もの長い光路中での平均的なオゾン密度を議論しており、また接点の緯度、経度も高さによって変化する。従って、オゾンゾンデの観測とは必然的に異なった場所でのオゾン密度を測定していることになる。つまり、時間的、空間的なオゾン密度のゆらぎは両者の観測値に差異を生じさせる原因となり得るということである。

5. ま と め

Chappuis 帯における太陽光の吸収を利用して求めたオゾン密度をオゾンゾンデと比較すると、ゾンデの精度や両者の観測条件の差異を考えた場合、 15 km より上では満足すべき一致がみられた。今の観測は 25 km より上での値がない。しかし、 25 km より上でエアロゾルの密度及び主成分の密度は減少するがオゾンの濃度比は増加するということを考えると、 40 km 近くまで十分な S/N でオゾン密度が求まると予想される。しかし、逆に 15 km 以下では光学観測の精度を上げてエアロゾルやレイリー散乱による吸収がオゾン密度よりはるかに大きくなる為、この方法でオゾン濃度を精度よく求めるのは原理的に困難である。

謝 辞

宇宙科学研究所の西村研究室のスタッフの皆様には大気球実験に際し、大きなご助力を頂きました。また名古屋大学空電研究所の鳥山・金田両氏には測定装置の準備にご協力頂きました。あわせて感謝の意を表します。

参 考 文 献

- [1] Chu, W. P. and M. P. McCormick. Inversion of stratospheric aerosol and gaseous constituents from spacecraft solar extinction data in the 0.38-1.0- μ m wavelength region, Appl. Opt., 18, 1404-1413, 1979.
- [2] Griggs, M., Absorption coefficients of ozone in the ultraviolet and visible regions, J. Chem. Phys., 49, 857-859, 1968.
- [3] Kondo, Y., M. Takagi, and A. Iwata, Measurements of stratospheric aerosol by balloon borne sun-photometers, Bull. Inst. Space Astron. Sci., 1982 (submitted).
- [4] Kondo, Y., M. Takagi, and H. Ishikawa, Balloon observations of stratospheric aerosol and ozone, Bull. Inst. Space Aeron. Sci., Univ. Tokyo, 14, 1195-1202, 1978.
- [5] Takagi, M. and Y. Kondo, A method of analysis in solar occultation measurement, -Calculation of refraction and absorption in the atmosphere-, Bull. Inst. Space Astron. Sci., 1982 (submitted).