



ISSN 1349-1113
JAXA-RR-05-016

宇宙航空研究開発機構研究開発報告

JAXA Research and Development Report

S-310-27 ロケットによる高度 15-100 km のオゾン密度測定

高野元春・渡辺 隆

2006年 2月

宇宙航空研究開発機構
Japan Aerospace Exploration Agency

S-310-27 ロケットによる高度 15-100 km のオゾン密度測定

高野元春*・渡辺隆*

Ozone density measurement at altitude 15-100km by S-310-27 rocket born experiment

By

Motoharu TAKANO* and Takashi WATANABE*

Abstract : An experiment of solar radiation measurement by S-310-27 rocket has been done at sunset twilight at Uchinoura. Data of four photometers are gained at altitude 0-183km. An analysis of intensity ratio shows that second peak of ozone density appears at altitude 80-90km and the ozone density at altitude 15-70km agreed with the measurement by MT-135 rockets at daytime and SAGE data. We have found a time dependent variation of ozone density at the second peak. The density of ozone at the second peak decreased at a rate of 20% during 5 minutes.

Keywords : slant ozone density, ozone second peak, twilight experiment

概 要

S-310-27号機に搭載したPhotometerで、太陽紫外放射強度の測定を内之浦において1998年1月25日の夕刻薄明時に行った。4波長の検出器すべてにおいてデータが得られ、解析により高度15-100km間のO₃密度の高度分布が得られた。高度35-70kmでは上昇時下降時共実験誤差内で良く一致した。今回の観測では高度70-100kmのO₃密度が得られ、高度77kmに極小があり高度80-90kmに第二ピークが存在する構造が明確に得られた。ロケット上昇時と下降時の間に高度65-90kmでO₃密度が時間変化していることが判明し、第二ピークのO₃密度は5分間に20%減少した。高度15-70kmのO₃密度は内之浦で継続して行われているMT-135による昼間時の観測結果および、SAGE衛星による測定値と一致した。

1. 始めに

高高度のO₃体積数密度(以後、O₃密度)を求める方法として、太陽紫外放射光のロケット観測がJohnson et al. [9] [10]によって始められた。太陽光の地球大気透過強度の測定よりO₃密度を求める衛星観測がVenkateswaran et al. [17]によって行われた。これら初期の観測では高度70kmまでO₃密度が求められた。続いて薄明時における太陽紫外放射のロケット観測がMiller and Ryder [13]によって、同じく衛星を用いた観測がHays and Roble [7]

*筑波技術大学

によって行われた。その結果高度 100 km までの O₃ 密度が求められ、第二ピークの存在が確かめられた。内之浦でのロケット観測でも第二ピークの存在が渡辺・等松 [18] によって確認された。また O₃ の光解離に伴う O₂ 赤外大気バンド放射光 (IR) の測定より、間接的に O₃ 密度が求められ、高度 100 km 以上の O₃ 密度が得られた。Aladdin 74 [20] の集中観測では高度 50–110 km の O₃ 密度が光化学反応の蛍光測定、太陽紫外放射光の吸光測定、大気光の観測、質量分析器による解析の 4 つの異なる測定方法によって得られた。Iwagami et al. [8] は太陽紫外放射光と O₂ IR の同時測定をおこない、IR から高度 90 km に第二ピークが在り 77 km に極小が在る結果と UV と IR から得られた O₃ 密度が高度 60–70 km でほぼ一致する成果を得た。Broadfoot and Gardner [3] はシャトルから分光測定で得られた夜間大気光より O₃ 密度の高度分布を求めた。GOMOS [11] の観測では Hartley, Huggins, Chappuis の紫外から可視光の O₃ 吸光帯において太陽放射強度の分光測定を行い、高度 15–100 km の O₃ 密度を求めた。ただロケット観測とシャトル観測で得られる大気光の高度分布は異なることがままあるので比較する際は注意を要する。本測定を含む S-310-27 号機によるオゾン総合観測の目的と意義を小山, 他 [14] は気球, ロケット及び衛星によるオゾン観測を広く紹介する論文の中で詳しく解説している。

2. 測定結果

2.1. 観測状況

ロケットに搭載した Photometer により、O₃ 吸光断面積の異なる 4 波長域で太陽光強度測定を行った。ロケットによる太陽光強度測定は高高度における O₃ 密度の有用な測定方法である。観測状況を表に記載する。測定装置は内乃浦での継続した O₃ 観測において MT-135 ロケットに搭載されているものと同じである [14]。観測は夕刻薄明時に行われ、すべての channel でロケット上昇時、下降時においてデータが得られた。ロケットスピンは打ち上げ後 45 s (高度 53 km) でデスピンし周期が約 2 倍 (1.0 Hz) になった。CH 4 (307 nm) の紫外放射強度出力において高度 57–58 km で 1% 弱の不連続な変化を示したが、他の channel の出力は正常であったので、原因は不明である。CH 3 (300 nm) の出力は高度 53 km 以上において予期しない信号を含んでいた。

表 S-310-27 号機の実験概要

Flight number	S-310-27		
Launching site	Uchinoura, Japan		
Latitude, Longitude	31° 15' N, 131° 05' E		
Launch date, Launch time	January 25, 1998, 17:35JST (SZA = 89.0°)		
Launch direction, Elevation angle	142°, 75° 30'		
Spin cycle, Apogee	2.3Hz (20-53km), 1.0Hz (53-183-50km), 183km (213 s)		
Photometers, F10.7 (10 ⁻²² W m ⁻² Hz ⁻¹)	side-looking UV solar photometer, 102		
Channel	Center wavelength	Bandwidth	Phototube
1	265.9 nm	9.4 nm	Sb-Cs
2	289.8 nm	11.6 nm	Sb-Cs
3	298.2 nm	11.3 nm	Sb-Cs
4	306.8 nm	10.6 nm	Sb-Cs

このロケット実験の目的は薄明時における O₃ 密度を、太陽光紫外放射光と O₂-IR band の同時測定で求めることである。拡散板にテフロンを用いることで、太陽光強度変化を精度よく検出できた。Photometer はロケット側部に搭載されているので、ロケット発射高度より計測することができる。

2.2. 相対強度

観測値 I は光強度を数値化したものである。光強度は検出器により電流値に変換され、A-D converter で 12 ビットに変換後、ロケットから地上に転送される。装置関数を $A(\lambda)$ とすると高度 z km, 太陽天頂角 χ における観測値は

$$I(z, \lambda, \chi) = I_0(\lambda) e^{-\sum_i \sigma_i(\lambda) N_i(z, \lambda)} A(\lambda) \quad (1)$$

になる。この式で $I_0(\lambda)$ は地球大気圏外の太陽放射強度、 $\sigma_i(\lambda)$ は O_3 の吸収断面積及び空気の Rayleigh 散乱断面積、 $N_i(z, \lambda)$ は高度 z km における O_3 及び空気の視線気柱密度である (添字の i は O_3 及び空気を示す)。Aerosol による散乱と、 NO_2 、 H_2O など他の大気分子粒子による吸光は無視した。これは Mie 散乱の場合、断面積の波長依存は Rayleigh 散乱に比べ小さく、比較する波長域が近いので影響は小さいためである。また成層圏以上では O_3 以外の吸光は計算上無視できる。今回の測定では分散素子として干渉フィルターを用いたので、ある任意の波長のみの出力でないことを考慮すると次の様になる。

$$I(z, \lambda_j, \chi) = \int_0^\infty I_0(\lambda) e^{-\sum_i \sigma_i(\lambda) \int_z^\infty n_i ds} A(\lambda_j - \lambda) d\lambda. \quad (2)$$

$A(\lambda)$ は干渉フィルターの透過率、検出器の量子効率と光学系の透過率の積である。 n_i は O_3 及び空気の体積数密度であり、 S は太陽光経路である。 λ_j ($j=1, 2, 3, 4$) は各フィルターの中心波長を表す。 $A(\lambda)$ は重水素ランプを光源として Czerny-Turner double monochromator ($F = 80$ cm) を用いた calibration より求めた。吸収断面積は測定領域では波長に対して構造を持つので、 $I_0(\lambda)$ の情報が必要になる。この解析では太陽光放射強度として Mentall and Williams [12] の観測値を用いた。 O_3 の吸光断面積は Bass-Paur [2] 及び Cacciani et al. [4] の値を用いた。なお O_3 の吸光断面積は温度依存することが室内実験で判っているが、温度による影響はフィルターの透過幅が広いことで平均化され小さくなるので、今回の解析では温度変化は考慮していない。空気の Rayleigh 散乱断面積は Coulson et al. [5] の値を用いた。太陽光経路に存在する全 O_3 分子数と大気分子数、つまり $N_i(z, \chi)$ は経路に従った密度の積分になる。

$$N_i(z, \chi) = \int_z^\infty n_i ds. \quad (3)$$

高度 z km における 2 つの photometer (j, k) 間の出力の相対強度は (2) 式より

$$R_{jk}(z) = \frac{I(z, \lambda_j)}{I(z, \lambda_k)} = \frac{\int_0^\infty I_0(\lambda) e^{-\sum_i \sigma_i(\lambda) N_i(z)} A(\lambda_j - \lambda) d\lambda}{\int_0^\infty I_0(\lambda) A(\lambda_j - \lambda) d\lambda} \cdot \frac{\int_0^\infty I_0(\lambda) A(\lambda_k - \lambda) d\lambda}{\int_0^\infty I_0(\lambda) e^{-\sum_i \sigma_i(\lambda) N_i(z)} A(\lambda_k - \lambda) d\lambda} \quad (4)$$

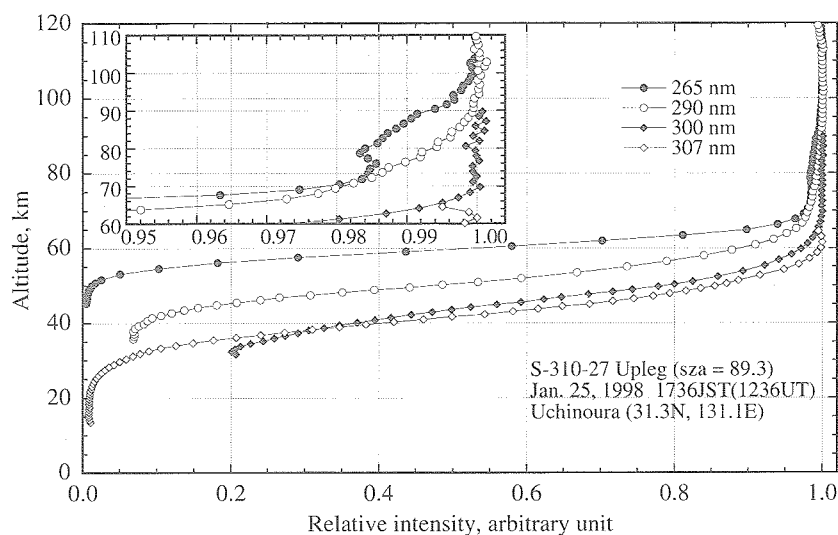


図1 ロケット上昇時における各フォトメーターの出力比の高度分布

265 nmのデータ数が少ないのは高度53 kmでデスピンによりスピン周期が長くなったためである。高度15 km以下では O_3 によって太陽紫外放射光が吸収され尽くし、出力はバックグラウンドだけになる。囲みのグラフは高度60–110 kmを拡大したものである。データのばらつきは0.1%程度であることが分る。265 nmの吸収においては上昇時高度79 kmに極小が生じ、吸光測定では起こり得ない結果に見える、薄明時に特徴的な構造が現われた。290 nmの高度70–90 kmの吸収は大きすぎるが、理由は不明である。太陽天頂角と時刻は高度80 kmにおける値である。

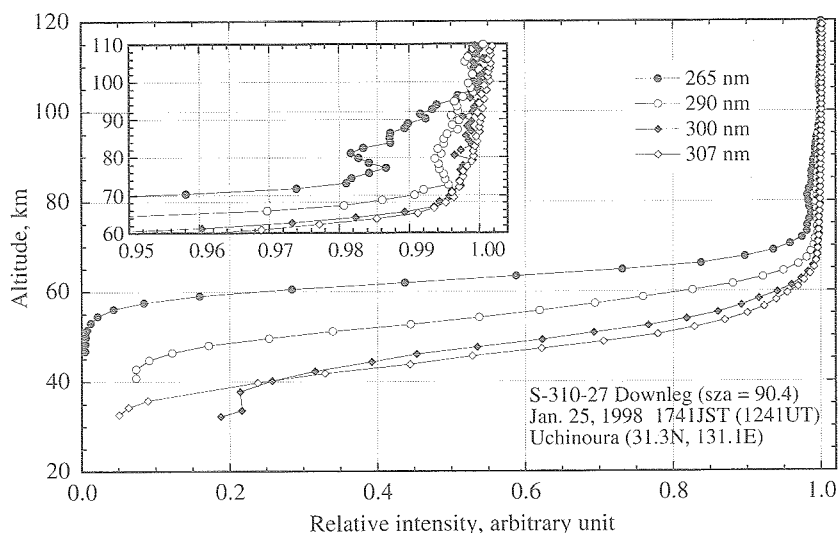


図2 ロケット下降時における各フォトメーターの出力比の高度分布

ロケット下降時高度50 kmから大気空気抵抗により、ロケットスピン軸が周期的でない振れを始めたが、高度32 kmまでは解析に使えるデータが得られた。囲みのグラフは高度60–110 kmを拡大したものである。265 nmの出力において高度81 kmに極小となる構造が現われた。下降時は上昇時に比べ太陽天頂角が大きく光路長が長いので吸収が明確である。明らかに高度100 kmまで O_3 が存在しているのが分かる。高度70–90 kmにおいて、他の波長域でも吸収が見られるが、 O_3 密度を求めるには至らなかった。太陽天頂角と時刻は高度80 kmにおける値である。

と表せる。分母の積分は規格化のためのものである。この式において R_{jk} が観測値に対応する。

図1は規格化された4波長域の測定値 R_{jk} である。各channelのバンドパスフィルターを透過した光強度を O_3 の吸収が最も少ないCH4(307nm)の出力で割算し規格化したものである。CH4(307nm)は420nmのreference信号で割算したものである。CH2(290nm)の値は高度70–90kmにおいて O_3 の吸収があるように見れるが、解析結果から O_3 密度が大きくなり過ぎるので真の吸収では無い。上昇時高度53kmでスピン周期が2倍になったため、高度53km以下では0.6km毎に高度53km以上では1.2km毎にデータが得られた。CH1(265nm)の出力は高度79kmに極小をつくる。これは O_3 密度の高度分布の構造が反映されることによる。

図2は規格化した4波長域のロケット下降時の測定値である。CH1以外のchannelにおいても高度70km以上で吸収があるが、解析に耐えうる精度ではなかった。高度81kmの極小は行路長が長い分ロケット上昇時より、より明確に出現した。図2よりデータのばらつきの大きさは0.1%程度と見積もられる。12ビットA-D変換なので測定限界はカウント数で5程度である。高度100km以上の測定は今回の測定方法では難しいことが図2より分かる。

2.3. O_3 視線気柱密度

太陽光視線方向の O_3 気柱密度 $N_{ozone}(z, x)$ (以後、 N)は太陽光の相対強度(4)式より求められる。これを数値計算式に直すと

$$R_{jk}(z) = \frac{\frac{\sum_m I_0(\lambda_m) e^{-\sigma_{ozone}(\lambda_m)N(z) - \sigma_{air}(\lambda_m)N_{air}(z)} A_j(\lambda_m) \Delta\lambda}{\sum_m I_0(\lambda_m) A_j(\lambda_m) \Delta\lambda}}{\frac{\sum_m I_0(\lambda_m) e^{-\sigma_{ozone}(\lambda_m)N(z) - \sigma_{air}(\lambda_m)N_{air}(z)} A_k(\lambda_m) \Delta\lambda}{\sum_m I_0(\lambda_m) A_k(\lambda_m) \Delta\lambda}} \quad (5)$$

となる。 $\Delta\lambda$ を0.1nmつまり0.1nm毎の和とし波長域200–355nm間で計算した。 N の値を $10^{11} - 10^{21} \text{ cm}^{-2}$ の間で等比になるように100分割し、その値に対して(5)式の右辺を計算し、 R と N の対比を求める。任意の N の区間において多項式でbest fitさせ、 $N = f(R)$ の関数をつくる。この関数を用いて図1, 2より O_3 視線気柱密度を求めた。その結果を図3に示す。図1, 2の265, 290, 300nmの比は307nmの出力をreferenceとしており、307nmは420nmをreferenceに用いている。Half-mirrorを使用する測定は光源が動くと出力が様々に変化し、実体のない結果を生むため、photometerのなかで O_3 による吸光が最も少ない307nmをreferenceに用いた。420nmをreferenceに用いた307nmの解析にはこのことをふまえた補正がなされている。誤差の評価は(2)式を用いると煩雑になるため、(1)式より単波長近似として求めた。相対強度が1及び0近傍では O_3 視線気柱密度の誤差は大きくなる。誤差は次式で表せる。

$$\left| \frac{\Delta N}{N} \right| = \left| \frac{\Delta I}{I} \right| \cdot \frac{1}{\left| \log \frac{I}{I_0} \right|} \quad (6)$$

ここで ΔI はbackground, O_3 出力及びreference出力のゆらぎの大きさをあらわす。図1, 2に見られた高度80kmの極小は図3では極大となって現れる。下降時のデータの方が各波長毎のズレが小さい。これは下降時のロケットスピン周期が高度50kmまで安定していたことに依る。その後、空気抵抗でロケットスピン周期が大きく変動したためにデータサンプル数が減少した。高度32km以下のデータは解析に使用できるものでなかった。

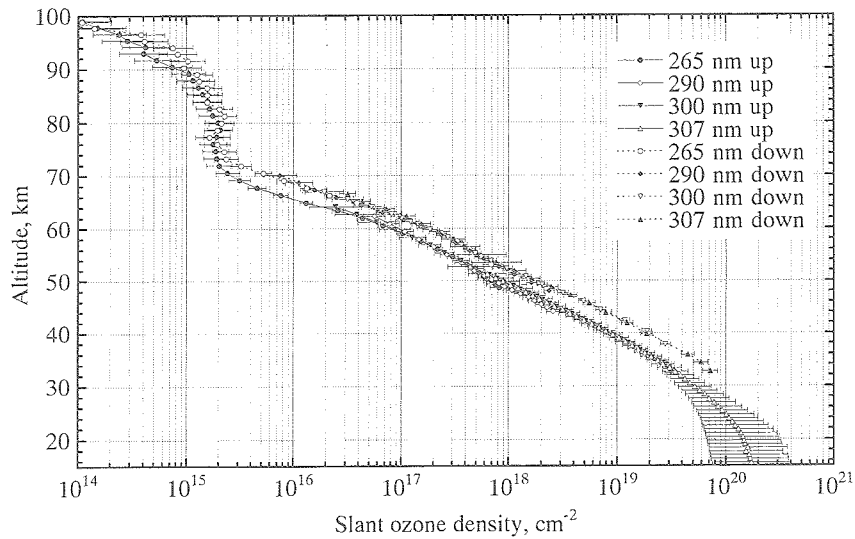


図3 ロケット上昇時及び下降時におけるO₃視線気柱密度の高度分布

図1, 2のデータを基に本文に記載した方法を用いて求めたO₃視線気柱密度の高度分布である。高度25 km以下と90 km以上のデータを例外として、誤差が100%を越えるデータは省いた。誤差の評価は本文(6)式を用いた。当然ながら吸収が少ない領域と吸収が1に近い領域では誤差は大きくなる。ロケット上昇時高度79 kmに極大が現れ、これは図1の極小に対応している。高度50–60 km間にはすべての波長帯でよく一致している。ロケット下降時は図2の高度81 kmの極小がここでは極大となって現れる。ロケット下降時のほうが光路長が長いこととロケット下降時高度50 kmまでロケットスピン周期が安定していたため、高度45–65 kmではすべての波長域のデータが一致した。高度32–70 km間は下降時が上昇時の約2倍であるのに対し、高度73–90 kmではほぼ同じ大きさになった。

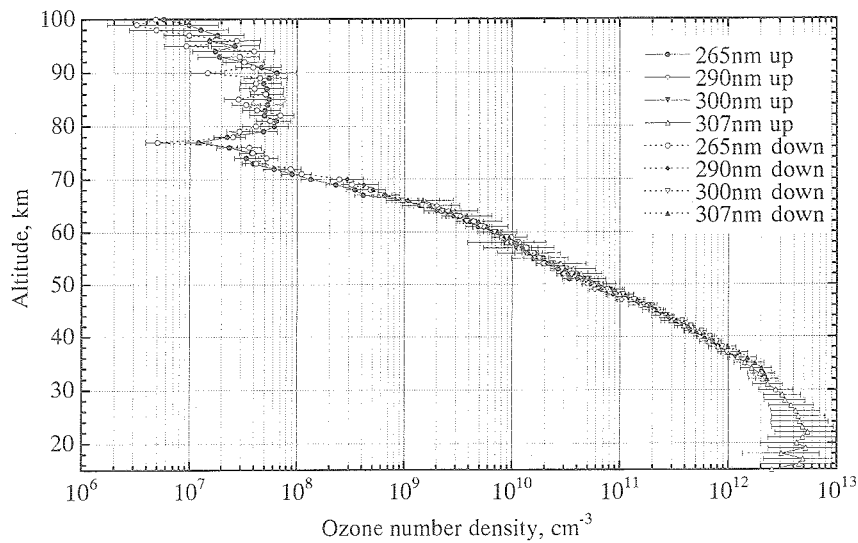


図4 O₃体積数密度の高度分布

本文(10)式を用いて図3のデータより高度分解能1 kmでO₃密度を求めた。高度80–90 kmに第二ピークが得られ、ロケット上昇時下降時とも高度77 kmにO₃密度の極小が現われた。高度35–65 km間はロケット上昇時下降時のすべてのchannelの結果は誤差内で一致する。このことから今回のロケット観測及びデータ解析は正しく行われたものと判断する。

2.4. O₃密度

O₃密度は図3の視線気柱密度より2通りの方法を用いて求めた。解析高度を1 km毎にしたのは観測データがほぼ1 kmおきであることに拠る。O₃密度 $n(z)$ は(3)式の両辺を微分して視線気柱密度より得られる。

$$n(z) = -\frac{dN(z, \chi)}{dz} \cdot \frac{1}{L(z, \chi)} \quad (L(z, \chi) = \frac{ds}{dz}) \quad (7)$$

$L(z, \chi)$ はChapman function [6] の計算値に多項式をbest fitして計算した。各高度における光路長である。測定値 N は連続測定量でないので5データに2次式をbest fitし、その2次式を微分することで $n(z)$ を求めた。この方法は入射光の天頂角が小さい場合、吸収物質或いは発光物質の密度及び高度分布に関係無く求められる一般的な解析方法である。しかし図3に見られる様に、高度80 km付近に視線気柱密度は極大値を持つので(7)式をそのまま用いると $n(z)$ は負の値になってしまう。これは観測の視線方向の天頂角が90°に近づくと吸収物質或いは発光物質の密度高度分布の構造の影響が視線気柱密度に現れるためである。従って密度分布の構造を含めた解析を考える必要がある。そこでまず(3)式を次の様に和の形式にする。

$$N(z_i) = \sum_j L_{ij} n(z_j) \Delta z \quad (8)$$

オゾン層を密度が等しい多層に近似し、層の厚みを Δz 、その層の中の光路長を $L_{ij}(z, \chi)$ とした。次にこの式を行列に書き直す。太字斜体が行列を表すものとする。

$$\mathbf{N} = \mathbf{L} \cdot \mathbf{n} \cdot \Delta z \quad (9)$$

と書き表わされ、逆行列を求めることでO₃密度が得られる。 \mathbf{L} は三角行列なので必ず逆行列が存在する。

$$\mathbf{n} = \mathbf{L}^{-1} \cdot \mathbf{N} \cdot \frac{1}{\Delta z} \quad (10)$$

\mathbf{n} は \mathbf{N} に対して線形であるので、(10)式から求めたO₃密度の測定誤差は(6)式と同じになる。(7)式の多項式をbest fitする方法で求めた場合の測定誤差はbest fitするデータの曲線からのばらつきによる不偏分散と各データが持つ誤差との和になるが、その大きさは(6)式にほぼ等しい。不偏分散より各データの誤差の方が大きいので、各データの持つ誤差が測定誤差になるためである。よってO₃密度の測定誤差は

$$\left| \frac{\Delta n}{n} \right| = \left| \frac{\Delta I}{I} \right| \cdot \frac{1}{\left| \log \frac{I}{I_0} \right|} + \alpha(z) \quad (11)$$

とした。 $\alpha(z)$ はcalibration及び解析方法から生じる諸々の誤差の和である。この測定ではこの値を0.1と見積もった。高度103 km以上ではO₃視線気柱密度が零であると仮定して計算を行った。そのため高度102 kmのデータに解析上の誤差が生じるので、解析データは高度100 kmまでとした。

図4は(10)式を用いて図3より得たO₃密度の高度分布である。(7)式を用いる方法はO₃密度に局所的な変動がある場合、有効であるが、光路長を求める際太陽天頂角が90°に近づくと不確かさが大きくなるので今回は採用しなかった。(7)式から得たO₃密度は(10)式で得た値に比べ約30%大きくなる。この差は光路長の見積もりに起因する。吸収率が10-90%の高度におけるO₃密度の誤差は20%以内になり、各波長の測定値は誤差内で一致する。各channelのデータが重なる高度45-60 kmにおいて、O₃密度が一致しているのが見てとれる。

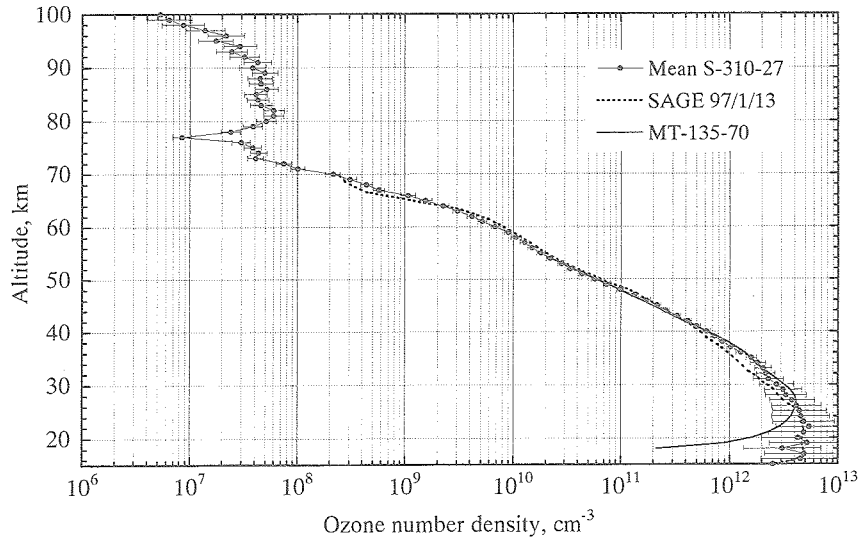


図5 平均 O_3 体積数密度の高度分布

本文(12)式を用いて図4のデータより計算した平均 O_3 密度である。誤差は(13)式を用いている。高度77kmの極小についての詳細は高度分解能不足なので明確でないが、極小値はもっと小さい可能性が高い。SAGEのデータとは高度25–40kmを除くと高度15–70kmにおいて誤差内で一致した。高度28–50km間はむしろMT-135に良くあう。高度25km以下はバルーン測定の結果を考慮すると、MT-135の結果が真値に近いものと思われる。

高度80–90kmに第二ピークが存在することが確かめられ、これまでの観測結果と良く一致している [7] [8] [14] [21]。高度77kmに O_3 密度の極小が存在し、高度80–90kmに第二ピークが出現しその O_3 密度は $5-6 \times 10^7 \text{cm}^{-3}$ であった。この結果はIwagami et al. [8]の測定に良く合う。今回の観測では高度1km毎に解析を行ったが、高度に対して O_3 密度変化の大きな高度65–80km間のロケット上昇時と下降時の O_3 密度に差が生じた原因の1つに、高度分解能が不足していたことが考えられる。

逆行列より O_3 密度を求める方法は光路長を計算するとき、全光路長を計算するChapman functionを使用する必要がないので行路長に関する不確かさが小さい。しかし、逆行列を用いる方法では O_3 密度は空間的に一様であると仮定するので、高度分布の微細な構造が得られない。他方(7)式を用いると局所的変化を得ることができる。測定精度を向上させれば、2つの方法を組み合わせることで、微細な空間的構造を得ることが可能になる。

3. 議論

3.1. 誤差評価

図5は上昇時と下降時の4 channelのデータを平均化した O_3 密度profileである。この計算の際に各channelにおける誤差の逆数を重みとした。

$$n = \frac{\sum_{i=1}^N n_i}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_i}} \quad (12)$$

ここで誤差 σ_i は(11)式であるとした。 N は同じ高度におけるデータ数である($1 \leq N \leq 8$)。また平均誤差 σ は次式で計算した。

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \sigma_i^2}{N}} \quad (13)$$

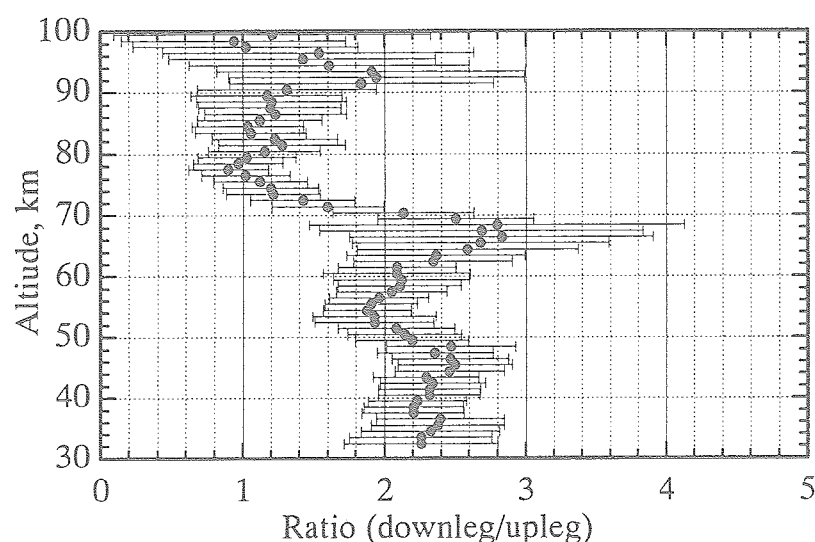


図6 ロケット上昇時と下降時のO₃視線気柱密度比の高度分布

図3より各高度における上昇時と下降時のslant densityの比を求めた。高度32–65 km間の比は 2.2 ± 0.2 であるのに対して高度73–90 km間では 1.1 ± 0.2 である。更に高度90 km以上では比が2に戻るようみえる。O₃の解離時間は高度50 km以下では1時間以上なので、この比は光路長の差を示している。高度73 km以上の解離時間は数分以下になる。高度73–90 km間で上昇時と下降時の値がほぼ等しいことはこの間5分の間に、O₃視線気柱密度が半減したことになる。しかし太陽天頂角が変化しているので、O₃密度が半減するわけではない。

高度32 km以下で誤差が大きくなるのは、データが1つしかないことと吸光が大きくS/Nが良くないことが理由である。その他にaerosolの散乱の影響も加わる。よって高度25 km以下ではO₃密度は誤差棒で示される下限値より小さい可能性がある。307 nm強度比は波長420 nmのフィルターの出力で割っているため、成層圏NO₂の吸収による影響が考えられるが、密度と吸収断面積から計算される吸収は小さいので、NO₂による寄与は無視できる。高度32 km近傍にO₃密度の凹みが見える。307 nmフィルターを透過した太陽光の生データにも同じ高度に変曲点が見られる。高度33 km以下で光強度が小さくならない現象なので、大気散乱光が太陽光に混入したと考えるしかない。Mie散乱もしくはO₃の共鳴散乱によって、紫外放射が増大したものと推定できる。散乱光を含めた解析が要求されると、解析は計算が複雑になるうえ精度が下がる。よって高度33 km以下あるいはO₃密度のピーク高度25 km以下の密度を精度良く求めるためには、O₃による太陽紫外線吸収率の小さい波長域で残存光が20–30%以上ある測定が必要であることが判明した。

3.2. O₃密度の時間変化

昼間時に行われているMT-135 ロケット観測 [19] とは高度25–55 km間でよく一致している。昼間時は光路長が短いので、下部成層圏においての測定精度が良い。MT-135の結果では高度25 kmにピークがあり、オゾンゾンデによる測定と誤差内で一致している。SAGE [15] とは成層圏高度で多少の差はあるが高度15–70 kmでほぼ一致しており、指数関数的に減少する変化とは異なる変化は共通して現われる。図6は図3のO₃視線気柱密度のロケット上昇時と下降時の比である。O₃密度の比は誤差が大きくなるので、その前に積分量である視線気柱密度の比を調べてみた。高度32–64 kmの比の平均値は 2.2 ± 0.2 に対して、高度73–90 kmの比の平均値は 1.1 ± 0.1 で半減する。これは測定誤差を超える変化であり、高度73 km以上の高度では明らかにO₃密度に時間変化があることを示す結果である。ロケット上昇時と下降時の時間差は5分で、その間にO₃視線気柱密度は1/2に減少したことになる。太陽天頂角は時間変化しているので、ただちにO₃密度が半減していると解釈することはできない。高度90 km以上の測定誤差は大きいですが、O₃視線気柱密度の減少はあまりない様に見てとれる。短時間に

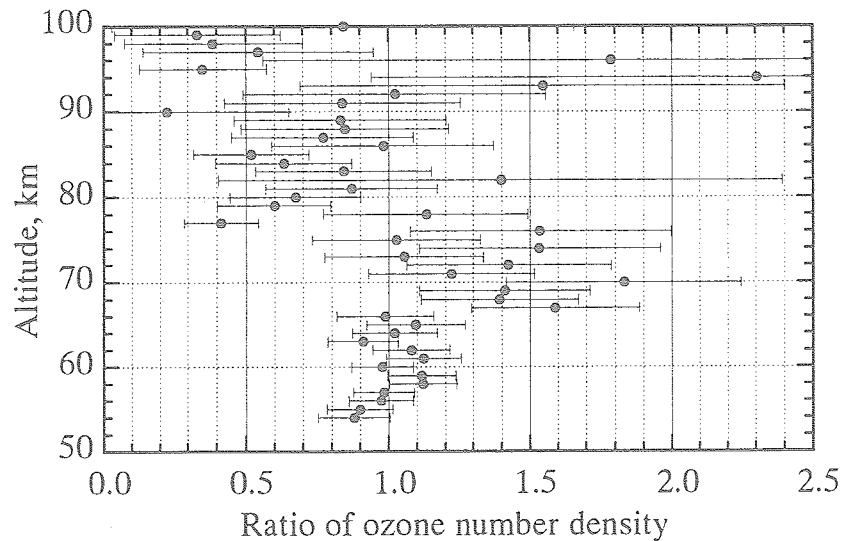


図7 ロケット上昇時と下降時のO₃体積数密度比の高度分布

図4より各高度におけるロケット上昇時と下降時のO₃密度比を求めた。分布の概観は図6に似ているが密度変化は顕著でない。高度54–66 km間の比は 1.0 ± 0.1 で変化がないが、高度67–76 kmにおいては 1.4 ± 0.3 と増加しており、高度77–90 km間では 0.8 ± 0.3 と逆に減少している。高度67–76 km間は薄明時の増加に入っており、高度77–90 km間は薄明時の減少を示しているものと思われる。図6から一見するとO₃密度が半減する様に見えるが、O₃密度が高度77–80 kmで大きく変化することと下降時の太陽天頂角が90°を越えることがその理由である。O₃密度が時間変化しているのは明らかであるが、詳細に論議するには測定精度を上げることが必要である。

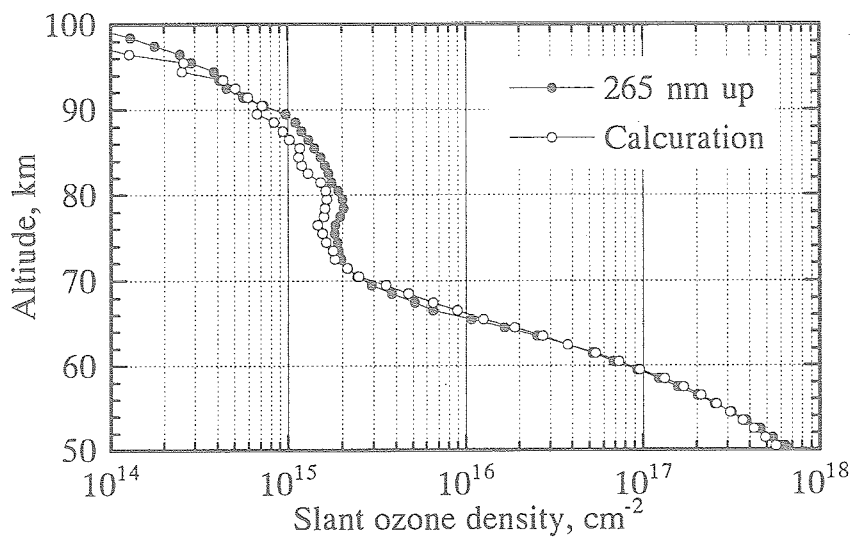


図8 ロケット上昇時のO₃視線気柱密度の測定と計算の比較

観測値は図3の265 nmロケット上昇時のデータである。計算値は図4のロケット下降時におけるO₃密度を用いて、式(8)より求めたロケット上昇時におけるO₃視線気柱密度の計算値である。高度73–90 kmでは計算値が小さい。これは下降時のO₃密度が小さいことを明確に示している。この図から高度90 km以上は誤差が大きくなる高度95 kmを除くとO₃密度は変化が無い様に見てとれる。高度65–70 kmの間は真に変化があるのか、あるいは誤差なのかこの測定からは断定できない。

変化するのは高度 65–90 km 間だけと図 6 から読み取れる。第二ピーク高度におけるロケット上昇時と下降時の photometer の水平移動距離は約 150 km である。高度分解能 1 km で解析を行うと、太陽天頂角が 90° 前後になると各層の光路長はロケットの水平移動距離に近づくので、本実験においては場所による変化を求めることは解析上難しくなる。本実験において上昇時と下降時における場所の差を求める為には高度分解能を 0.5 km より高くする必要がある。以上のことからこの変化は O_3 密度の場所の差によるものでなく、 O_3 密度の時間変化が原因と判断する。

図 7 は図 4 の CH 1 (265 nm) で測定した O_3 密度のロケット上昇時と下降時の比である。各データの誤差は大きい。変化が見られる高度間の平均値は意味のある値になる。高度 54–66 km 間は 1.0 ± 0.1 でロケット上昇時と下降時に差は生じない。高度 67–76 km 間は 1.4 ± 0.3 と増加し、高度 77–90 km 間は 0.8 ± 0.3 と減少した。日没薄明時において高度 65–90 km 間の O_3 密度はいったん減少してから増加するという計算がなされている [1] [16]。今回の結果はその薄明時の時間変化をとらえたものと思われる。高度 77–90 km 間の O_3 密度の減少は図 6 より確かであると断定できるが、高度 63–75 km の変化は O_3 密度変化の大きな高度であり解析誤差 (高度分解能不足が原因) が大きいので、これ程顕著な時間変化はしていない可能性が残る。図 8 はロケット下降時のデータから得た O_3 密度を用いて、ロケット上昇時の視線気柱密度を式 (8) で計算したものである。明らかに高度 73–90 km で観測値より小さい、つまり下降時は密度が小さいことを明確に示している。今回の解析では O_3 密度は同じ高度で一様であると仮定している。場所による変化の可能性は残る。より明確な時間変化を明らかにするためにまた局所的密度を求めるためにはさらなる精度のよい観測を要する。

3.3. 今後の課題

薄明時の O_3 密度変化をより確かなものにするために、また O_3 密度の力学的 (大気重力波)、光化学的 (O-H-N 反応) 挙動を調べるためには測定精度を高める必要がある。今回のデータの偶然誤差は 0.1 % 程度だが、0.001 % まで高めるのは現在の技術で可能である。A–D 変換を 18 bit にし、差動増幅回路を用いることで検出器の熱的背景を減少させる、大気散乱による background の同定あるいはこれを含む解析法の開発、スピン軸の変動に耐える光学系及び電気回路の設計の改良をすればよい。 O_3 信号と reference 信号を別々の A–D 変換器を用いると、完全に同時刻に信号が得られ、ロケット下降時のスピン軸の変動に耐えうる data が得られる。光源の位置が変動する実験では half-mirror を用いると思わぬ誤差が生じるので、reference は half-mirror を用いず同じ光学系で出力を得る様にする。高度 35 km 以下の正確な O_3 密度を測定するために吸収の小さい 320–350 nm または可視域 600 nm 測定 filter を加える必要がある。高度 70–100 km の第二ピークを精度良く求めるには高度分解能を 1 km から 0.2 km に高めなくてはならない。そのために data sampling cycle が数 Hz の実験が必要となる。265 nm の photometer を対角に配置すればスピン周期の 2 倍の data sampling を行うことができる。今回の data sampling rate は 1 ms であるが、出力のピークを正確に求めるためには rate を 10 倍早くし 0.1 ms にしなければならない。これらの工夫を実行すれば高度 10 km から 110 km までの O_3 密度測定かつモデル計算の検証に耐えうる精度の良いデータ取得が可能になる。そのときは更に新たな現象を見出すことがあるかもしれない。

4. 謝辞

ロケット実験及びデータ取得において、宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究本部 (旧宇宙科学研究所) 実験班各位の御協力に対して感謝します。

参 考 文 献

- [1] Allen, M., J. I. Lunine, and Y. L. Yung, The vertical distribution of ozone in the mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, **89**, 4841-4872, 1984.
- [2] Bass-Paur, Ozone cross sections, 1984.
- [3] Broadfoot, A. L., and J. A. Gardner, Hyperspectral imaging of the night airglow layer from the shuttle : A study of temporal variability, *J. Geophys. Res.*, **106**, 24795-24811, 2001.
- [4] Cacciani, M., A. Sarra, G. Fiocco, and A. Amoroso, Absolute determination of the cross sections of ozone in the wavelength region 339-355 nm at temperatures 220-293 K, *J. Geophys. Res.*, **94**, 8485-8490, 1989.
- [5] Coulson, K. L., J. V. Dave and Z. Sekera, Tables Related to radiative Transfer, University of California, Los Angeles Press, 1952.
- [6] Green, A. E. S., and J. D. Martin, The middle ultraviolet: its science and technology, John Wiley & Sons, Inc., 140-157, 1966.
- [7] Hays, P. B. and R. G. Roble, Observation of mesospheric ozone at low latitudes, *Planet. Space Sci.*, **21**, 273-279, 1973.
- [8] Iwagami, N., H. Yamamoto, K. Yajima, H. Sekiguchi, T. Watanabe, K. Suzuki, K. Shibasaki, H. Amemiya, M. Yamamoto, and T. Ono, Polar thermosphere-stratosphere photochemical coupling experiment: Two rocket measurements in polar winter at 69° N, *Earth Planets Space*, **50**, 745-753, 1998.
- [9] Jonson, F. S., J. D. Puruell and R. Tousey, Measurements of the vertical distribution of atmospheric ozone from rockets, *J. Geophys. Res.*, **56**, 583, 1951.
- [10] Jonson, F. S., J. D. Puruell, R. Tousey, and K. Watanabe, Direct measurements of the vertical distribution of atmospheric ozone to 70 kilometers altitude, *J. Geophys. Research*, **57**, 157-176 1952.
- [11] Marvin, G., Report on the 23ed session of the joint scientific committee (JSG) for the world climate research programme(WCRP), SPAR, **19**, 2002.
- [12] Mentall, J. E. and D. E. Williams, Solar ultraviolet irradiances on December 7, 1983, and December 10, 1984, *J. Geophys. Res.*, **93**, 735-746, 1988.
- [13] Miller, D. E., and P. Ryder, Measurement of the ozone concentration from 55 to 95 km at sunset, *Planet. Space Sci.*, **21**, 963-970, 1973.
- [14] 小山孝一郎, 山本博聖, 福西浩, 気球, 観測ロケットおよび衛星によるオゾン観測, *日本物理学会誌*, **53**, 237-243, 1998.
- [15] SAGE, <http://www-sage3.larc.nasa.gov/>
- [16] Shimazaki, T., and A. R. Laird, A model calculation of the diurnal variation of minor neutral constituents in the mesosphere and lower thermosphere including transport effects, *J. Geophys. Res.*, **75**, 3221-3230, 1970.
- [17] Venkateswaran, S. V., J. G. Moore and A. J. Krueger, Determination of the vertical distribution of ozone by satellite photometry, *J. Geophys. Res.*, **66**, 1751-1771, 1961.
- [18] 渡辺隆, 等松隆夫, 大気オゾンのロケット観測, *宇宙研報告書 第10巻第3号(B)*, 523-526, 1974.
- [19] Watanabe, T., K. Suzuki, and K. Oyama, Observation on stratospheric ozone with MT-135 rockets in 1990-1999, ISAS Report, **679**, 2001.
- [20] Weeks, L. H., R. E. Good, J. S. Randhawa, and H. Trinks, Ozone measurements in the stratosphere, mesosphere, and lower thermosphere during Aladdin 74, *J. Geophys. Res.*, **83**, 978-982, 1978.
- [21] Yamamoto, H., H. Sekiguchi, T. Makino, T. Watanabe, K. S. Zalpuri, and T. Ogawa, Atmospheric ozone profile at sunset, *Adv. Space Res.*, **2**, 197-199, 1983.

宇宙航空研究開発機構研究開発報告 JAXA-RR-05-016

発行 平成 18年 2月 28日
編集・発行 宇宙航空研究開発機構
〒182-8522 東京都調布市深大寺東町7-44-1
URL:<http://www.jaxa.jp/>
印刷・製本 (株)フジプランズ

本書及び内容についてのお問い合わせは、下記にお願いいたします。
宇宙航空研究開発機構 情報システム部 研究開発情報センター
〒305-8505 茨城県つくば市千現2-1-1
TEL:029-868-2079 FAX:029-868-2956

© 2006 宇宙航空研究開発機構

※本書の一部または全部を無断複写、転載、電子媒体に加工すること禁じます。

