

S-310-27号機による中層大気水蒸気密度の測定

鈴木 達*・岩上直幹*

(1999年9月3日受理)

Observation of Water Vapor Density in the Middle Atmosphere by the Sounding Rocket S-310-27

By

Tohru SUZUKI and Naomoto IWAGAMI

Abstract : Although hydrogenoxide is closely concerned with the destruction of ozone in the middle atmosphere, its behavior is unknown because of difficulty in observation. On the other hand, there still remains so-called 'ozone deficit problem' that the ozone density by the numerical simulation is 20 to 40 percent smaller than that by the observation. On the background like this, we observed water vapor in the middle atmosphere, which is the source of hydrogenoxide, by a sounding rocket. The sounding rocket S-310-27 was launched from Kagoshima Space Center at 1735 JST on January 25, 1998, and we succeeded in the observation of stratospheric water vapor.

概 要

水素酸化物は、中層大気においてオゾンの消滅反応に強く関わっているが、その測定は大変難しいためあまり行われておらず、その理解が進んでいない。一方オゾンに関しては、'80年代よりモデル計算結果が観測値より20~40%も少ないというオゾン不足問題が存在している。このような背景のなか、水素酸化物の生成源である水蒸気の観測をロケットから行った。観測は1998年1月25日17:35に宇宙科学研究所鹿児島宇宙空間観測所において行われ、成層圏の水蒸気密度分布を求めることに成功した。また、同じロケットに搭載された紫外放射計と地上からのミリ波測定によりオゾンのデータが得られた。

重要語 : 水蒸気, 成層圏, 赤外吸収

1. 背 景

1.1 中層大気化学における水素化合物の役割

水素酸化物 $\text{HO}_x (= \text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2)$ は、中層大気のオゾン光化学において、以下のようにオゾンを壊すサイ

* 東京大学理学系研究科

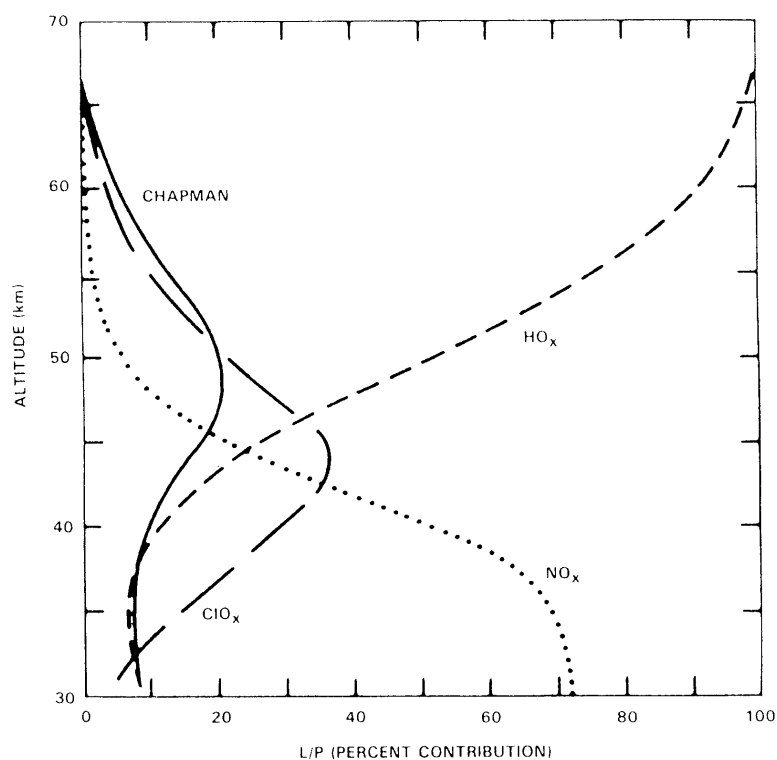
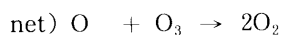
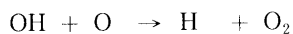
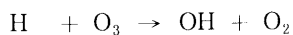


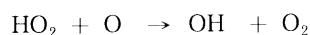
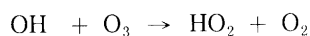
図1 オゾンの消滅反応に対する HO_x , NO_x , ClO_x および O_x の寄与率 [WMO, 1985]

クルをつくっている。

中間圏・上部成層圏でのサイクル (H , OH が介在する)

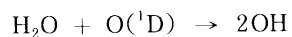
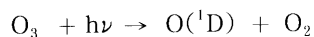


下部成層圏でのサイクル (OH , HO_2 が介在する)

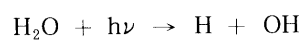


この様に, HO_x は O_3 を壊すサイクルで重要な役割を果たしている大気微量成分である。

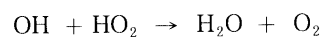
他にもオゾンを破壊するサイクルは存在するものの, 中間圏においては, HO_x のサイクルによる効果が大きい(図1)。しかし, HO_x の測定は難しく観測例が少ないため, その理解が進んでいないのが現状である。測定が難しい理由としては, 赤外域に適当な吸収構造がない事と, 反応性が高いため近接での測定が擾乱を受けやすい事などがあげられる。 HO_x の生成源は水蒸気で, 中層大気では



により, 上部中間圏では, $\text{Ly}\alpha$ による光解離



により生じる。消滅には, 成層圏上部以高で HO_x 間の反応



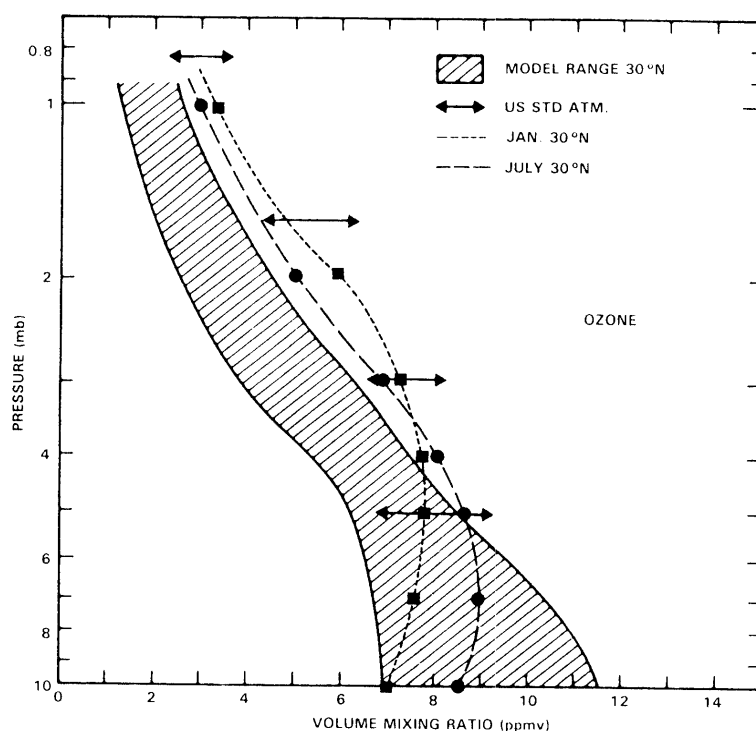


図2 モデルのオゾン不足の例 [WMO, 1985]
斜線がモデル計算値の範囲、破線および点線はそれぞれ夏と冬の観測値を表す。

が主となっている。この様に、 HO_x の光化学は水蒸気と密接に関係があることがわかる。

1.2 オゾン不足問題

'80年代中頃より 高度40km~70kmの上部成層圏から中間圏におけるオゾンの数密度のモデル計算結果が、観測値に比べ一般的に約20~40%程少ないというオゾン不足問題が存在する(図2)。この高度域におけるオゾン分布は、光化学反応により決定されると考えてよく、輸送による影響はほぼ無視できる。測定はSBUV、SAGEなど衛星観測がたくさんあり、しかもこの高度域で最も精度が高い(~10%)。ところが、簡単な光化学で高精度のはずなモデルとあわないところに問題がある。この問題に関係する様々な論文が出されている。

例えば、Eluazkiewicz *et al.* (1993) はモデル計算と LIMS の観測結果に基づき、奇数酸素族の消滅率の減少と生成率の増加 ($\text{O} + \text{O}_2 + \text{M} \rightarrow \text{O}_3 + \text{M}$ の化学反応速度係数の増加) によりモデル不足は減少すると主張した。また、Siskind *et al.* (1995) は2次元モデルの計算結果より、ある特定の化学反応速度係数(例えば $\text{O} + \text{O}_2 + \text{M} \rightarrow \text{O}_3 + \text{M}$) を改定しても、全高度域の解決にはならないと結論し、Dessler *et al.* (1996) はUARSの観測結果とボックスモデルの計算結果より、モデルはClOを過大評価していて、この改定により上部成層圏のオゾン不足は10~40%減少すると結論した。さらに、Khosravi *et al.* (1998) は、UARSの観測結果と3次元モデルの計算より、これまでのモデルは CH_4 を10~60%過小評価、ClOを1.3~3倍過大評価していて、ClOを観測にあわせて計算することにより 高度40kmのオゾン不足は5~15%減少すると結論した。そして、そのClOについては $\text{HO}_2 + \text{O} \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$ の化学反応係数を40%小さくし、ClO+OHの生成物の94%が $\text{Cl} + \text{HO}_2$ 、6%が $\text{HCl} + \text{O}_2$ とすることでMLSの観測値とより一致するということも述べている。

しかし、この上部成層圏・中間圏の高度域で O_3 の破壊に最も寄与している HO_x がおさえられていないことが原因の一部としてあるため、オゾン不足問題は未だ解決されていない。従って我々は HO_x の観点から現在の一次元光化学モデルを検証することを目的に中層大気での O_3 と H_2O の同時ロケット観測を行った。

2. 水蒸気密度の測定

2.1 測定の目的

1998年1月25日に宇宙科学研究所鹿児島宇宙空間観測所(31.3°N, 131.1°E)において、中間圏・成層圏オゾンの光化学反応過程の解明を目的としてロケット、気球、地上によるオゾンの総合観測が行なわれた。この総合観測は、特に中間圏オゾンの地上からのミリ波測定とロケットからの近赤外測定と比較が主な目的であった。他に、ロケットから紫外放射計により、大気球から光学的方法により、そして気象用気球から電気化学的方法によりオゾンの測定を行った。使用したロケットは、S-310-27号機で、17:35JST(17:07LT)に上下角75.5°で打ち上げられた。そして、213秒後に高度183kmに達し、534秒後に着水した。この間、ロケットの発射直後よりオゾンと水蒸気の観測を側壁の穴から行い、48秒後の開頭の後にはオゾン光化学に関係した酸素原子の557.7nm、酸素分子の762nmの大気光とプラズマ密度、電子温度の観測もあわせて行った。

1.1で述べたように中間圏においては HO_x が O_3 消滅反応のほとんどを行っているため、中層大気で O_3 の観測値をモデルと比較する時、 HO_x の分布が必要となるが HO_x は観測が困難なためこのキャンペーンではその測定に対処出来なかった。この問題の解決のため、我々のグループでは HO_x の代わりに H_2O の測定を行なった。理由は、 H_2O がわかればモデルを介して子分子の HO_x が推定できるためである。つまり、中間圏で O_3 と H_2O の測定値を得て、オゾン光化学をオゾン不足問題も含めて議論することを目的としていた。

2.2 測定の原理

測定は H_2O が近赤外領域の $0.94\mu\text{m}$ と $1.4\mu\text{m}$ 付近に吸収帯をもつことを利用して行なった。上昇中のロケットからフィルタ放射計で太陽放射強度を測定した。 $1.4\mu\text{m}$ 吸収帯と $0.94\mu\text{m}$ 吸収帯とも吸収のない波長における信号を参照とし、吸収のある波長における信号との吸収量の差を利用した差分吸光法を用いた。 $0.94\mu\text{m}$ 吸収帯は主に成層圏、 $1.4\mu\text{m}$ 吸収帯は中間圏高度領域の水蒸気の測定を担当する。図3に水蒸気の近赤外領域における吸収線強度の波数分布(HITRAN 1996)と測定に用いたフィルタの透過特性を示す。

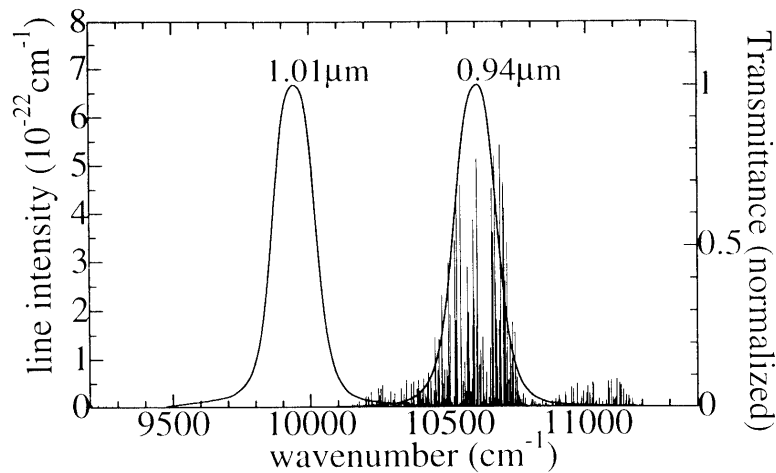


図3 0.94 μm 帯吸収線の強度分布とフィルタの透過特性

ここで、この吸収線から水蒸気の有効吸収断面積 $\bar{\sigma}$ の計算を行った。フィルタの帯域内に吸収線 i が一本だけある場合、測定される透過率 T は

$$T \equiv \frac{\int f_v t_v dv}{\int f_v dv} = \frac{\int f_v dv - \int f_v (1 - t_v) dv}{\int f_v dv} \\ = 1 - f_i \omega / W$$

となる。ここで、

ν : 波数 (cm^{-1})

t_ν : 波数 ν における透過率

f_ν : フィルタの透過率

f_i : 吸収線 i におけるフィルタ透過率

ω : 吸収等価幅 (cm^{-1})

W : フィルタの等価透過幅 (cm^{-1})

今回の様に多数の吸収線がある場合、吸収線同士の重なりを無視し、弱吸収の時に成り立つ $\omega = NS$ の近似を用いると

$$T = 1 - N \sum S_i f_i / W$$

となる。ここで、 N は光路上の水蒸気コラム量 (cm^{-2})、 S は線強度 (cm)。有効吸収断面積 $\bar{\sigma}$ は求めた T より逆に $\bar{\sigma} = -\ln T / N$ と定義することができる。計算の結果、 $0.94 \mu\text{m}$ 吸収チャネルに対する有効吸収断面積は $5.45 \times 10^{-23} (\text{cm}^2)$ となり $1.01 \mu\text{m}$ 基準チャネルに対する有効吸収断面積は $1.20 \times 10^{-25} (\text{cm}^2)$ となった。

2.3 測定装置・方法

観測装置は図4に示すように、有効径 13 mm のフィルター放射計 4 連よりなっていて、上昇時に太陽放射束を測定するように 20° 下方に向けてある。放射計は 2 群に分かれ、それぞれ $0.94 \mu\text{m}$ 吸収帯、 $1.4 \mu\text{m}$ 吸収帯を担当する。各放射計は、拡散板、干渉フィルター、レンズ、検出素子（フォトダイオード）から成っていて、 $1.4 \mu\text{m}$ 吸収帯は InGaAs、 $0.94 \mu\text{m}$ 吸収帯は Si を検出素子として使用している。使用するフィルターの透過中心波

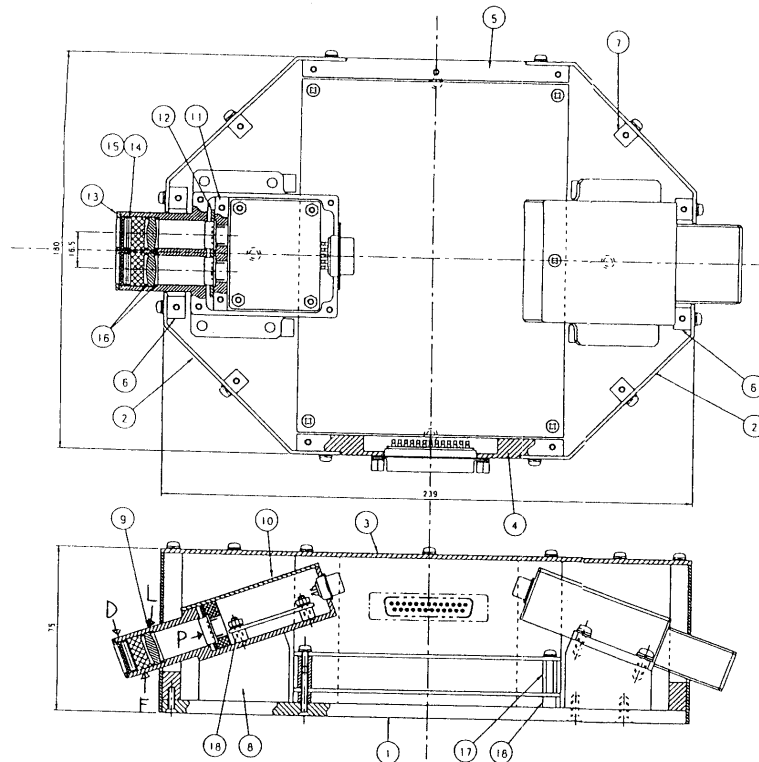


図4 観測器の断面図

D: 拡散板, F: フィルタ, L: レンズ, P: フォトダイオード

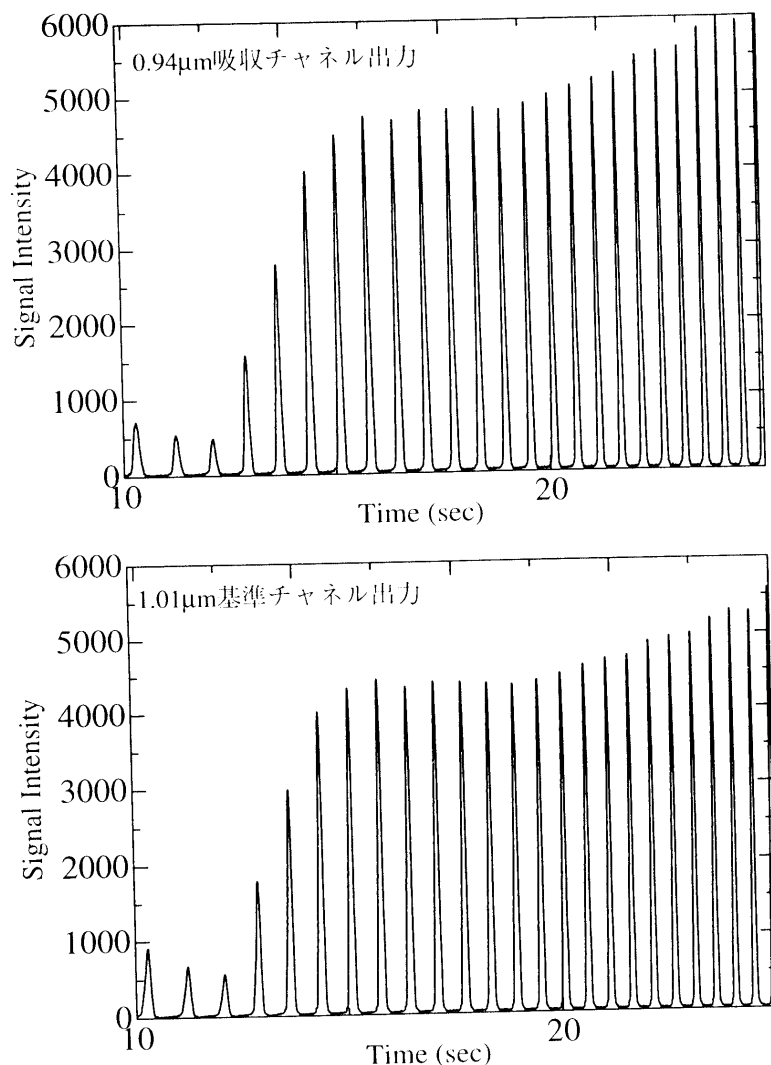


図5 0.94 μm 吸収チャンネル出力(上図)と1.01 μm 基準チャンネル出力(下図)

長は0.945 μm , 1.0071 μm , 1.314 μm , 1.382 μm で半値全幅はそれぞれ0.0169 μm , 0.0180 μm , 0.0262 μm , 0.0275 μm .

観測は日没時(17:35JST=17:07LT)に行なわれ、ロケットのスピンのに伴い、約1秒の周期で太陽放射束を測定した。発射時・発射点における太陽天頂角は89.06°だった。データは、5 msec毎に計測された。

2.4 測定結果と解析

図5は0.94 μm 吸収チャンネル, 1.01 μm 基準チャンネルの出力を示している。

スピン周期に対応するそれぞれの出力ピークは、ガウス型を仮定したフィッティングを行ない中心の時刻とピーク値を求めた。両波長におけるピーク値の比をとることによりその高度における吸収量が導かれる。

$$I_{0.94} = I_{0.94}^0 \exp[-\sigma_{0.94} N]$$

$$I_{1.01} = I_{1.01}^0 \exp[-\sigma_{1.01} N]$$

$$R = \frac{I_{0.94}}{I_{1.01}} = \frac{I_{0.94}^0}{I_{1.01}^0} \exp[-\sigma N]$$

ここで, N は測定器・太陽間の水蒸気の斜コラム量

$$N = \int_{\text{視線方向}} n ds$$

を示し, また

$I_{0.94}$: $0.94 \mu\text{m}$ 吸収チャネルの出力

$I_{1.01}$: $1.01 \mu\text{m}$ 基準チャネルの出力

$I_{0.94}^0$: 大気外の $0.94 \mu\text{m}$ 吸収チャネルの出力

$I_{1.01}^0$: 大気外の $1.01 \mu\text{m}$ 基準チャネルの出力

$\sigma_{0.94}$: $0.94 \mu\text{m}$ チャネルの有効吸収断面積

$\sigma_{1.01}$: $1.01 \mu\text{m}$ チャネルの有効吸収断面積

σ : $\sigma_{0.94} - \sigma_{1.01} \cong \sigma_{0.94}$

n : H_2O 数密度

s : 視線方向の距離

この出力比 R を規格化 ($I_{0.94}^0/I_{1.01}^0 \rightarrow 1$) 後, 高度に対してプロットしたのが図 6 である. 次にこれを斜コラム量に変換する.

$$N = -(1/\sigma) \ln R(z)$$

今回は斜コラム量から直接に数密度分布を求めた. ベクトルを使って N と n の関係を表すと

$$\vec{N} = L \cdot \vec{n}$$

ここで, L は光路長行列, \vec{n} は数密度ベクトル. 観測された斜コラム量から数密度への変換には, 以下のような方法を用いた. まず, 球殻状の大気を考えて高度 10km から 70km まで厚み 1km の層にわけ, 各観測高度から大気上限までの各層中の光路長を求めた (上式の光路長行列 L の計算). これと観測斜コラム量を用い, 非負拘束最小自乗法によって数密度分布を求めた. 得られた数密度分布に光路長行列をかけて得られた (つまり平滑された) 斜コラム量を図 7 に示す.

次に数密度の測定誤差 Δn は $\Delta N/\Delta z$ と与えた. ここで, ΔN は垂直コラム量のランダム誤差 (データのば

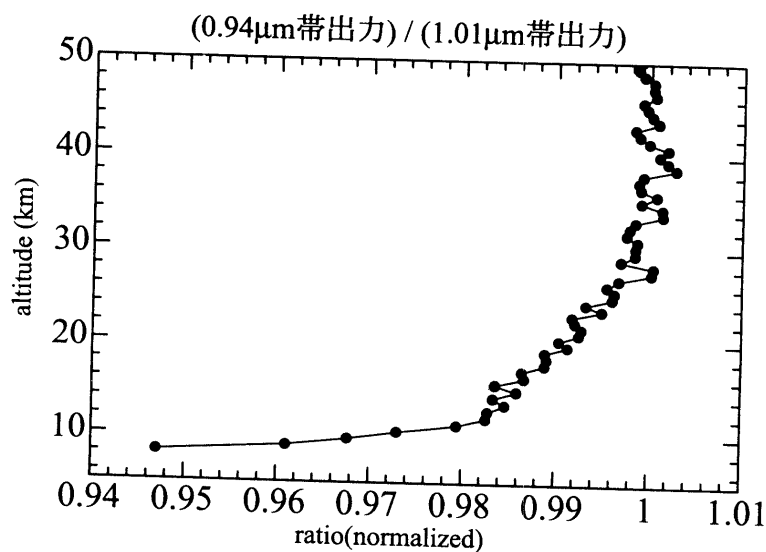


図 6 規格化した出力比

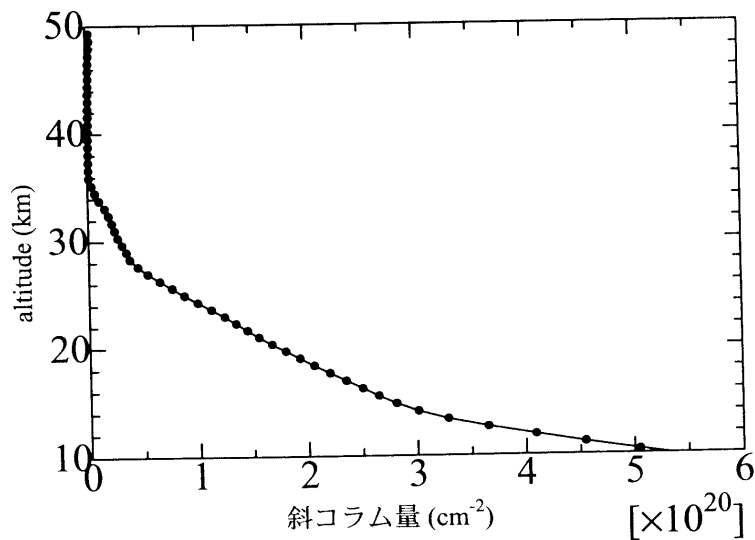


図7 数密度分布と光路長行列より得られた斜コラム量

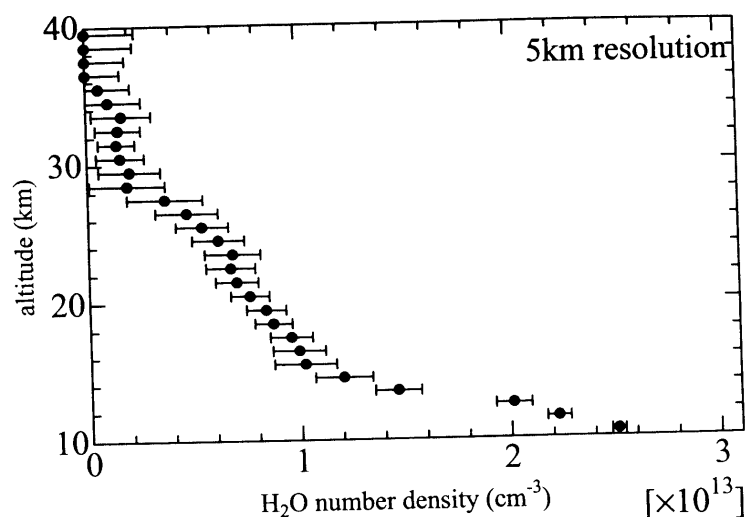


図8 測定された水蒸気数密度分布

らつき)を示す。これは、図6の比の散らばり具合を垂直コラム量に換算したもので、計算斜コラム量（インバージョンから求めた密度と光路長との積）と観測斜コラム量（比の対数をとったものを有効断面積で除したもの）の差を垂直コラム量に換算したものを表す。 Δz は考えている高度純度、高度分解能を表す。これは、平均をとる層の厚みのことで、今回は5 kmとした。得られた数密度分布を図8に示す。これを標準大気 CIRA1986 (30° N, Jan) の気圧・気温を用いて混合比に換算した（図9）。この混合比の図には高度約 15 km に水蒸気混合比が極小値をとるハイグロポーズをみることができる。

以上のように 0.94 μ m 吸収帯による測定は成功したが、1.4mm 吸収帯では、有用なデータを得ることは出来なかった。この 1.4 μ m 吸収帯データの不良原因については、予想外の太陽角度によって拡散板の性能不足が現れてしまったためと考えられる。これに対し、0.94 μ m 吸収帯では出力に余裕があったため、拡散板の能力を大きく設定したことがあげられる。

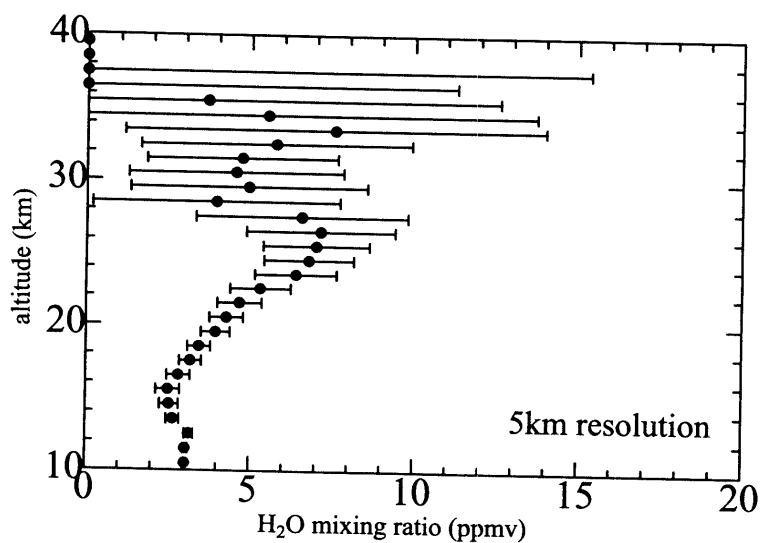
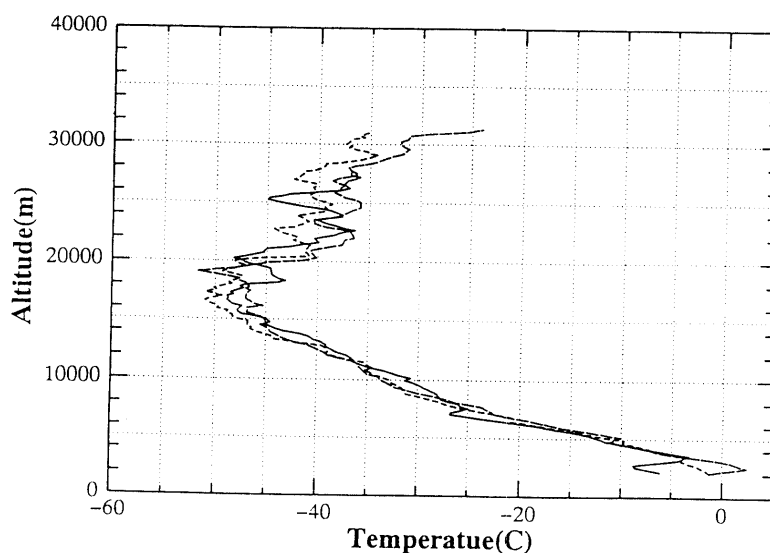


図9 測定された水蒸気混合比

図10 オゾンゾンデにより計測された気温分布
点線がロケット実験当日

今回の観測では、透過率をかせぐため フロスト系の拡散板を用いたが、オパールもしくはテフロンを使用していれば問題は生じなかったとも考えられるが、こうすると逆に SN 比が心配になるので、全体のデザインも再考の余地がある。

3. 比較・検討

3.1 温度分布との比較

2.4 で得られた水蒸気の数密度分布 (図8) と混合比分布 (図9) には、高度 14 km あたりに折れ曲がりが見られるが、これをロケット実験当日にオゾンゾンデで計られた気温分布 (図10) と比較してみる。気温が最小となるのは高度 17 km 付近であるが高度約 14 km に対流圏界面 (対流圏界面の定義は、温度勾配が $-2.0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ を上まわる高度) がみられるので、観測日においては、ハイグロポーズと対流圏界面がほぼ一致していたことが

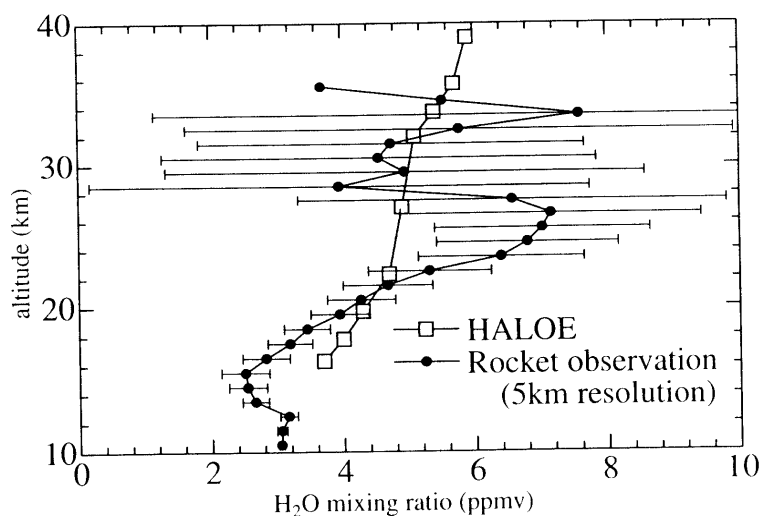


図11 測定された水蒸気混合比と HALOE との比較

わかる。

3.2 UARS 衛星搭載の HALOE のデータとの比較

HALOE は一日に地球を 15 周回するが、その間日の出と日の入りにそれぞれ 15 回、水蒸気の $6.3\mu\text{m}$ 帯の吸収を太陽掩蔽法で観測する。それらのデータを経度平均したものが図 11 には示されているので、その季節・緯度における水蒸気分布の平均的描像を表していると考えてよい。HALOE のデータは web サイトから入手し、 32°N の 1 月 23 日から 29 日までの平均を用いた。HALOE のデータではみることの出来ない細かい構造が今回観測されたデータには見て取れる。水蒸気混合比のオーダーはよく一致していた。この観測で得られた水蒸気分布には細かい波状の構造がみることができたがこれは Mote *et al.* (1996) の主張するテープレコーダー仮説に述べられているような層状構造に対応するとも考えられるが、それらが示された緯度帯は赤道域であるのに対し、今回の観測は北緯 30°N であるためこの可能性は低いがさらなる検討の余地はある。

4. ま と め

成層圏における水蒸気密度の観測に成功した。当初は中間圏における水蒸気分布から、一次元光化学モデルを用いたモデル計算をおこなって求めたオゾン分布と観測されたオゾン分布との比較検討により、オゾン不足問題について考察する予定だったが、 HO_x が O_3 消滅反応の主体となっている中間圏高度で H_2O のデータが得られなかったため断念した。しかし、今回の総合観測で得られた結果は、今後の測定器の開発において十分に役立つものと考えられる。

謝 辞

本ロケットの打上げに協力していただいた関係各位に謝意を表します。

参 考 文 献

- [1] CIRA:1986, COSPAR International Reference Atmosphere 1986, (D.Rees, J.J.Barnett and K.Labitzke (eds)), 1990, *Adv. Space. Res.* **10**(12), 336-339
- [2] Dessler, A.E., Kawa, S.R., Considine, D.B., Waters, J.W., Froidevaux, L., and Kumer, J.B. 1996: UARS measurements of ClO and NO_2 at 40 and 46km and implications for the model "ozone deficit".

- J. Geophys. Res.*, **23**, 339-342
- [3] Eluszkiewicz, J., and Allen, M., 1993: A Global Analysis of Ozone Deficit in the Upper Stratosphere and Lower Mesosphere, *J. Geophys. Res.*, **98**, 1069-1082
- [4] Khosravi, R., Brasseur, G., Smith, A.K., Rusch, D.W., Waters, J.W., and Russell III, J.M., 1998: Significant reduction in the stratospheric ozone deficit using a three-dimensional model constrained with UARS data, *J. Geophys. Res.*, **103**, 16203-16219
- [5] Mote, P.W., Rosenlof, K.H., McIntyre, M.E., Carr, E.S., Gille, J.C., Holton, J.R., Kinniersley, J.S., Pumphrey, H.C., Russell, J.M., and Waters, J.W., 1996: An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3989-4006
- [6] Siskind, D.E., Connor, B.J., Eckman, R.S., Remsberg, E.E., Tsou, J.J., and Parrish, A., 1995: An intercomparison of model ozone deficits in the upper stratosphere and mesosphere from two data sets, *J. Geophys. Res.*, **100**, 11191-11201
- [7] World Meteorological Organization (WMO), 1985: *ATMOSPHERIC OZONE 1985*