

# 成層圏における水蒸気観測

高橋 文穂・石井 重夫\*・平尾 邦雄

## Observation of Water Vapor in the Stratosphere

By

Fumiho TAKAHASHI, Shigeo ISHII\* and Kunio HIRAO

**Abstract:** The results of the observation of water vapor in the stratosphere by a balloon are presented. We obtained that the volume mixing ratios of water vapor are 22.3, 9.5, and 24.0 ppmV for the altitudes of about 18.6, 19.4, and 20.2 km, respectively.

Some discussions on the results obtained are also made from the standpoints of the transport and its dynamical process of water vapor in the stratosphere.

### 概 要

1979年6月1日から2日にかけて、気球を用いて、成層圏水蒸気密度の高度分布観測を行った。得られた観測結果から、高度18.6, 19.4, 20.2 kmのそれぞれの高度に対して、体積混合比で、22.3, 9.5, 24.0 ppmVという値を得た。本報告では、この結果と結果についての、若干の議論と考察を行う。

### 1. はじめに

#### 1.1 観測の目的

水蒸気は、地球大気中で、様々な興味ある現象をひき起こしている。対流圏においては、雲や雨を生成し、台風やハリケーン等の熱帯低気圧を生成、維持しているのも、水蒸気が水となる際に解放するエネルギーにほかならない。一方、光学的現象という面から見れば、対流圏においては、ハローやコロナと呼ばれる現象が、古くから知られており[1]、成層圏(高度17~31 km)においては、真珠母雲[2]、中間圏界面付近(高度82~84 km)では、夜光雲と呼ばれる現象が、19世紀後半に相次いで見いだされた[3]。これらの現象は、通常には起こらない様な極低温のもとで、生成される氷晶によるものとされており[4]。高層

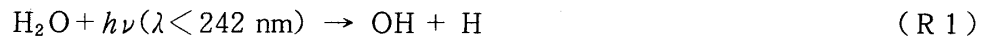
---

\*宇宙開発事業団

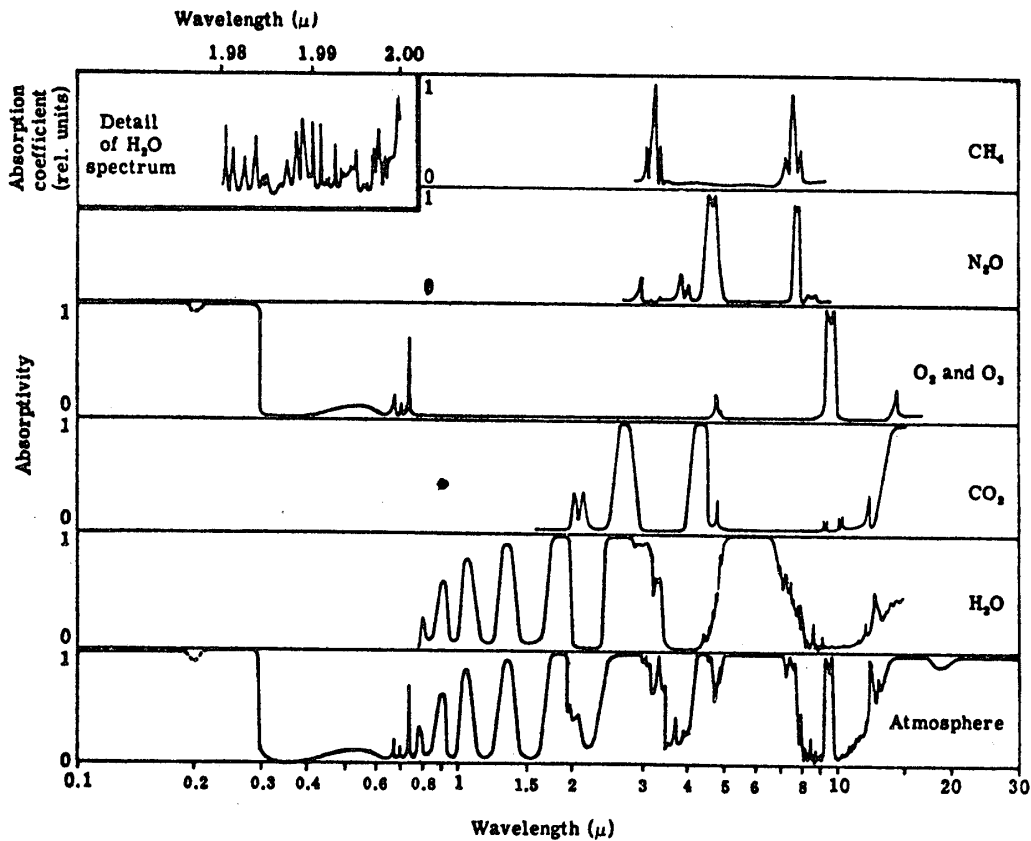
における大気の状態に深いつながりがある。この様に、水蒸気は、地球大気中で起こる様々な現象に深い関わりを持っているが、とりわけ成層圏においては、次の様な観点から、重要な大気成分である。

(1) 第1図の主な地球大気成分による吸収スペクトルを見れば解る様に、近赤外から赤外域にかけて、多数の水蒸気による強い吸収帯が存在し、この波長域が、地球を $300^{\circ}\text{K}$ の黒体放射体と見た時の放射極大域にある為、地球大気の熱(温室効果)及び放射環境に、大きな影響を与える[5][6]。

(2) 水蒸気の光化学は、1950年のBates and Nicolet[7]の古典的な研究に始まる。成層圏においては、



の光解離をひき起こす紫外線が、到達できないので、主に $\text{O}_3$ の解離で生成される $\text{O}(^1\text{D})$ との反応



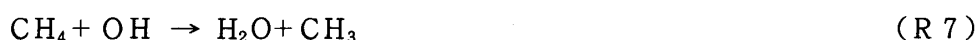
第1図 主な大気成分と大気の吸収スペクトル。(J.N.Howard(1959)とR.M.Goody and G.D.Robinson(1951)による。)



で、水蒸気分子が、壊される[8]。これは、成層圏 $\text{HO}_x$ のもとになっている親気体が、第1義的に、水蒸気( $\text{H}_2\text{O}$ )であることを、如実に示す反応である[9]。しかし、この反応は、非常に大きな反応係数を持つ、 $\text{H}_2\text{O}$ の生成反応



によって、ほぼ打消されてしまう。一方、上部成層圏においては、



なる、 $\text{CH}_4$ と $\text{H}_2$ の酸化反応によって、 $\text{H}_2\text{O}$ が生成されるため、成層圏においては、高度と共に、 $\text{H}_2\text{O}$ の混合比が、増大するものと考えられる[10]。勿論、成層圏の水蒸気分布を決定する要因としては、これらの光化学反応によるもののほかに、後で述べる様に、拡散や大気運動(大気大循環や、種々の大気擾乱)に伴う輸送の効果が入るので、事情はより複雑であるが、定性的には、以上の様に理解される。

これらの光化学反応において生成される、いわゆる $\text{HO}_x$ ( $\text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2$ )は、次の様な一連の反応系



で、“はんば酸素”(odd oxygen)を、触媒的に壊す役目を果たす[11]。とりわけ、 $\text{HO}_x$ は気候(熱構造)への影響、地球上の生物への影響(有害紫外線の直達)等に決定的な役割を果たすオゾンの破壊・消滅に直接関与しているのみならず、 $\text{HO}_x$ と並んで、オゾン破壊の重要な担い手である、 $\text{NO}_x$ [12]や $\text{ClO}_x$ [13]との光化学反応においても、重要な役割を演じている。この他、 $\text{CH}_4$ や、 $\text{CO}$ [14]; エアロゾル[15]の化学においても、 $\text{HO}_x$ は種々の反応系において、最も基本的な、反応の担い手となっている[16]。従って $\text{HO}_x$ と、

その原始的原因としての、 $H_2O$  の分布と動態を把握しておく事は、成層圏光化学の立場からも、極めて重要なポイントである。

このほかにも、成層圏水蒸気は、大気潮汐の熱励起[ 17 ]や、地球コロナの形成[ 18 ]等にも、上述の効果に比べて、副次的ではあるが、重要な役割を果たしており、その分布を観測することは非常に意義深いものと言わざるを得ない。

## 1.2 成層圏水蒸気観測の概観

成層圏  $H_2O$  の観測は、1945年の Dobson et al. [ 19 ] の氷点法による観測に始まり、水蒸気が、オゾンと並んで、大気運動のトレーサーとしての意味を持つことから、各国の気象研究者が、その観測器の開発に、力を注いできた。現在までに、種々の測定法、測定技術が開発、又は、改良され、観測が行われてきている[ 20 ][ 21 ]。第1表、第2表は、その主なものを In-situ 観測 (第1表) に基づく方法と、Remote sensing (第2表) に基づく方法とに分けて、まとめたものである。これらの観測のうち、吸収法[ 22 ]や、発光法[ 23 ][ 24 ]の様な、いわゆる、積分量を測る方法が kuhn et al. [ 25 ] のものを除いて、一様に、低い濃度 (0.6-8 ppmV) を検出しているのに対し、氷点法[ 26 ]や、サンプリング法[ 27 ]、最近の新しい技術による方法[ 28 ][ 29 ] のいわゆる、直接観測による結果は、高度によって、しばしば、10 ppmV を越す高い水蒸気濃度を観測している。地球大気全体として、global に見た場合には、3-4 ppmV という成層圏  $H_2O$  量は、上記の数多くの観測事実や、熱構造の計算結果[ 5 ]等から、妥当なものと思われる。しかし、地球大気には、様々な擾乱 (乱流や、各種の波動等) が存在し、それに伴って、種々の大気成分が、対流圏から成層圏へ、あるいは、逆に成層圏から対流圏へと輸送されている[ 30 ]。成層圏大気モデル計算 (例えば[ 11 ]) では、この様な効果を、渦拡散係数というもので、

第1表

TABLE 1. SUMMARY OF STRATOSPHERIC WATER VAPOR OBSERVATIONS

### 1. In-situ Observations

Type	Platform	Location	Altitude (Km)	Volume Mixing Ratio (ppmV)	Author
Frost-point hygrometer	Balloon	U.S.(39°N)	12 - 29	4-13.4	Mastenbrook(1974, 1976)
	Balloon	U.S.(40°N)	10 - 30	3-30	Sissenwine (1968)
$Al_2O_3$ hygrometer	Balloon	U.S.(38°N)	10 - 20	1- 3	Chleck (1979)
Cryogenic sampler	Rocket	U.S.(31°N)	43.6-62.3	3-10	Ehhalt et al. (1975)
	Balloon	Canada(52°N)	22 - 35	4- 6	Heidt (1978)
Gas sampler	Balloon	U.K.(54°N)	27	52	Barklay et al. (1960)
New techniques:	Platform	Location	Altitude(Km)	Volume Mixing Ratio (ppmV)	Author
SFR-laser absorption	Balloon	U.S.(32°N)	28	1.5	Patel et al. (1974)
UV-fluorescence	Balloon	France(44°N)	10 - 24	7 - 20	Bertaux and Delannoy (1978)
IR-filter absorption	Balloon	Japan(38°N)	18.6-20.2	10 - 24	Takahashi and Hirao (1979)

第2表

TABLE 1. SUMMARY OF STRATOSPHERIC WATER VAPOR OBSERVATIONS (continued)

## 2. Remote Soundings

IR technique	Wavelength ( $\mu\text{m}$ )	Platform	Location	Altitude (Km)	Volume Mixing Ratio (ppm)	Author
Absorption Spectroscopy (Solar radiation)	6.27	Balloon	France(44°N)	20 - 37	3.4	Ackermann(1974)
	6.27	Balloon	U.S.(32°N)	25 - 30	3.5 - 4.2	Murclay et al. (1969)
	6.27	Balloon	U.S.(30°N)	14 - 20	2.4	Farmer (1974)
	2.6	Aircraft	North-south U.S. (70°N-40°S)	10.7-18.3	2.4(65°N) 1.8(30°S)	Mckinnon and Morewood (1970)
	2.6	Rocket	Australia(31.5°S)	15 - 45	1	de Jonckheere(1975)
	2.6	Aircraft	U.K.(54°N)	12.2-14.6	2.7 - 3.8	Houghton and Seely(1960)
Emission Spectrometer	6.3	Balloon	U.S.(32°N)	12 - 29	0.6 - 4.2	Murclay et al.(1973a)
	24 - 29	Balloon	U.S.(32°N)	9 - 29	1.7	Goldman et al. (1973a)
Emission Radiometer	5.5-8	Balloon	U.K.(54°N)	0 - 25	4.2	Williamson and Houghton(1966)
	5-7	Balloon	U.K.(54°N)	15 - 25	4.2	Pick and Houghton(1969)
	17 - 31	Aircraft	U.S.(42°N)	12	4 - 21	Kuhn et al.(1969, 1971)
	19 - 35	Aircraft	U.S.(34-50°N)	12 - 15	3 - 13	Kuhn et al.(1975, 1976)
	20 - 50	Balloon	France(44°N)	16 - 37	3 - 8	Chaloner(1975)
	20 - 60	Balloon	Canada(43°N)	12 - 25	2.8	Brewer and Thomson(1972)
	$\geq 40$	Balloon	Australia(34°S)	10 - 28	2 - 8	Hyson and Platt(1974)
Emission Interferometer	300-1000	Aircraft	U.K.(45-64°N) Arctic circle(72.5°N)	10 - 15	1.4 - 4.2	Harries et al.(1973)
	220-2000	Balloon	France(44°N)	16 - 36	3 - 4	Harries et al.(1976)

一義的に表現しているが、実際には、上に述べた様な、様々な擾乱を伴った力学的過程を経て、輸送されるものであり、従って、成層圏の水蒸気と言えども、これらの力学的作用と無縁ではあり得ない。この様な観点から、特に下部成層圏における直接観測の結果は、観測を行った場所、時間における大気の状態（温度、圧力、風等）を抜きにしては語れない問題であり、大気の生の姿をとらえる事ができるという点で、意義深いものである。

我々は、この様な見地から水蒸気密度を、絶対値 ( $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{molecules} \cdot \text{cm}^{-3}$ ) で出せる様な新しい水蒸気観測器の開発を行ってきた[31][32]。これらを基礎にして昨年、三陸の大気球実験場から、B<sub>15</sub>-42号機を打上げ、成層圏における水蒸気の高度分布を観測した。ここでは、今回の観測で得られた結果と考察について報告する。

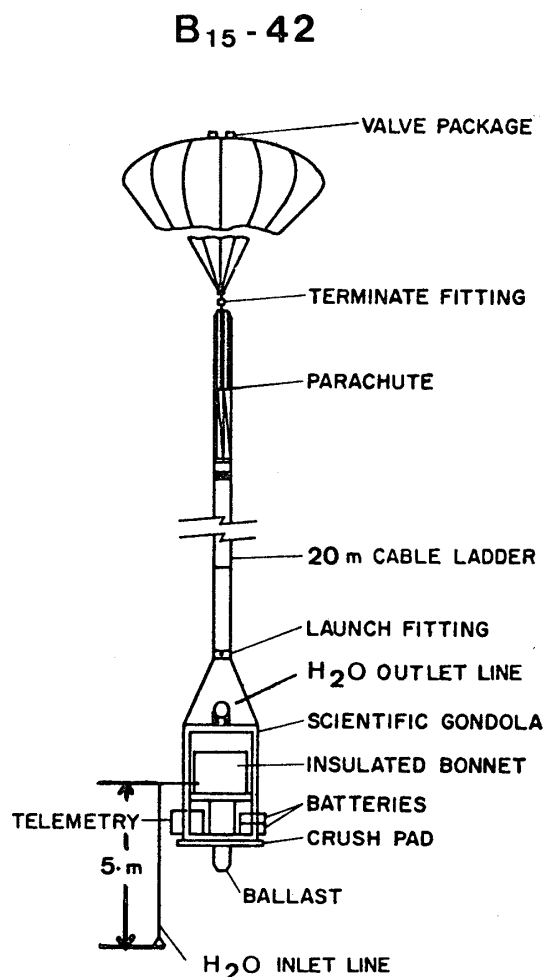
## 2. 観測結果

観測の基本となる  $0.94 \mu\text{m}$  付近における水蒸気の吸収スペクトル、吸収断面積、及び、測定原理、等についてはそれぞれ文献[33],[34],[29]を参照して頂くこととして、ここでは観測の結果と、考察について、述べることにする。測定結果以外（例えば、測定環境、

気球からの contamination の問題等) の問題点, 改善すべき点等については文献[ 35 ] を参照せられたい。

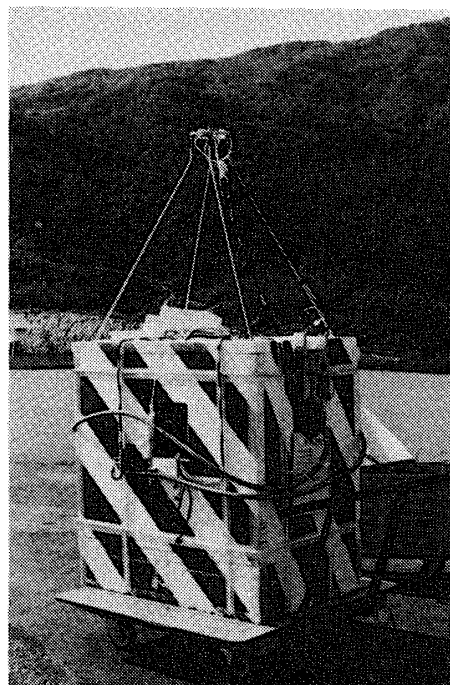
## 2.1 観測

観測は, 1979年, 6月1日午後6時から2日午後4時30分にかけて, “快晴” の三陸大気球観測所\* の東方海上, 高度 18 km - 28 km の間で, 行われた。観測器が搭載された気球, B<sub>15</sub>-42号機の気球構成を, 第2図に, 打上げ直前の荷姿図を, 第3図に示す。今回の実験では, 気球本体から, ゴンドラまでの長さが約26 m, 第3図のゴンドラに巻きつけられた大気導入用の真空ホース垂下は, 大気導入, 導出部のガラス封じ割りと共に, 高度約12 km



第2図 B<sub>15</sub>-42号機の気球構成

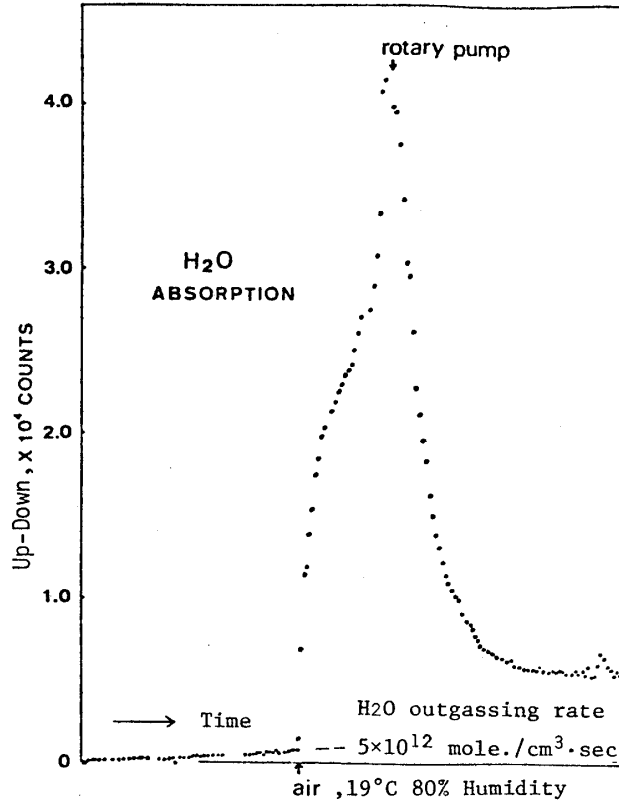
\* (北緯 39 度 09 分, 東経 141 度 49 分)



第3図 打上げ直前のゴンドラの荷姿図

の所で、指令電波により行なわれ、ゴンドラから更に約5 m下から大気を取り入れている。打上げ後、対流圏内の多量の水蒸気を吸収セル及び導入出部の真空系が、吸い込んだ場合には、第4図に示す様に、その影響が成層圏水蒸気の観測に取っては、無視できないものとなる。なぜなら、成層圏内の $\text{H}_2\text{O}$ 量は、数密度で $10^{13} \text{ molecules} \cdot \text{cm}^{-3}$ の程度であるのに対して、管壁からの $\text{H}_2\text{O}$ 放出率が $5 \times 10^{12} \text{ molecules} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{sec}^{-1}$ にも達するからである。したがって実際の観測では、打上げ4日前に、1気圧の大気を導入して、calibrationのデータを取り、その後、打上げ直前まで、真空( $\sim 2 \times 10^{-3} \text{ Torr}$ )に曳いたままにしておき、直前に、超乾燥窒素ガスで、導入出系を置換した。大気はガラス割りと同時に、ファン・モータ(オリンパス精機製、CL-4B(気球仕様))を、コマンドで作動させ、1気圧換算で、約 $7.3 \ell/\text{s}$ 程度で、強制的に吸出させることによって、吸収セル内に取り込んだ。

第5図は、打上げ4日前に取られた、calibrationのデータ例を示す。これは $1.6 \times 10^{-3} \text{ torr}$ に曳かれた吸収セルに、気温 $19^\circ\text{C}$ 、湿度60%の大気を導入した場合の、水蒸気の吸収量に対応するカウント数が、どう変化するかを示した図である。但し、吸収を受けていない光量に対応するカウント数( $I_A$ )は、 $1.233 \times 10^6$ カウントであった。図で明らかな様に、一旦、大気を導入しても、強制的な通風を行わないと管壁にどンドン $\text{H}_2\text{O}$ が吸着され、真の $\text{H}_2\text{O}$ 量の導出は難かしい。しかし、そこで通気用のファン・モータを回すと、数分でその場所での $\text{H}_2\text{O}$ 量( $n_A$ )に対応したカウント数( $\Delta I_A = 3.08 \times 10^4$ カウント)の所で落ち着く。成層圏における水蒸気量( $n$ )は、文献[29]から、



第4図 吸収セルを、大気で汚染した後、真空中に曳いた場合の吸収セルから放出される汚染水蒸気量。データ間は、12.5秒である。

$$n = \alpha n_A \cdot \frac{\Delta I / I}{\Delta I_A / I_A} \quad (\alpha \text{ は, 吸収プロファイルに依存する量で, ここでは } 1.06)$$

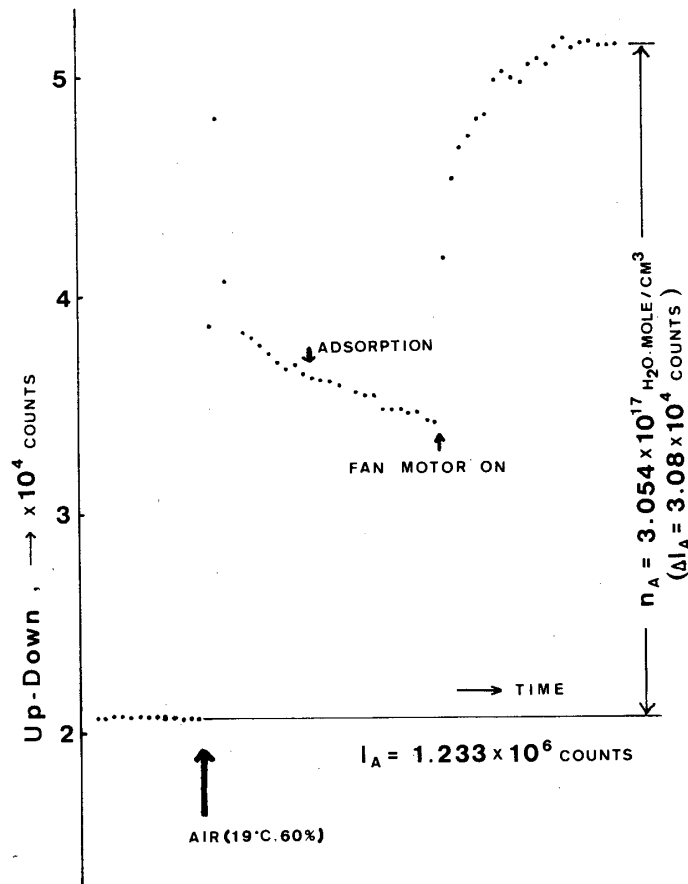
によって、算出できるので、実際、成層圏高度で、 $\Delta I / I$  の観測を行うことになる。

## 2.2 結 果

気球の航跡図と、高度曲線図をそれぞれ第6図、第7図に示す。今回の観測で得られたデータは、高度について、3点、18.2–19.0 km (平均18.6km), 19.0–19.8 km (平均19.4km), 19.8–20.5 km (平均20.2 km), である。第3表に観測された  $(\Delta I / I)$  obs. のそれぞれの高度における値を示す。但し、水蒸気吸収のない光量に相当するカウントは、観測時、 $1.56 \times 10^6$ であった。観測された  $(\Delta I / I)$  obs. の中には、今回、差分吸収法(例えば、[36]を見よ)が、採用できなかったことから、Mie 散乱、Rayleigh 散乱、オゾン吸収、の3つの影響が含まれている。これらによる  $(\Delta I / I)$  を、第4表に示した。詳細は、文献[29]を参照して頂くことにして、ここでは大まかにその影響を見積もってみる。最も大きな影響を与えるのが、Mie 散乱であるが、これはエアロゾル粒子による減光係数で決まるものである。高度20 km 付近のエアロゾル層は、ライダー[37]や、放射計[38]、等の観測から、



H<sub>2</sub>O CALIBRATION (S.B.C.)  
1979-5-28



第5図 打上げ4日前に、地上で取られた calibration のデータ。データ間は、12.5 秒である。

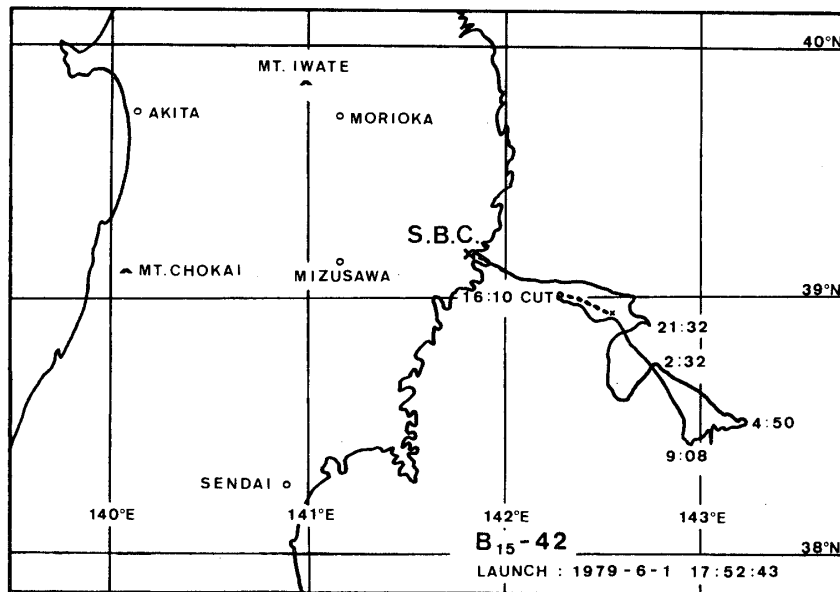
良くわかっており、特に1974年のFuego火山の爆発以来、最近では大きな火山爆発がないことから、大略 $0.94 \mu\text{m}$ 付近の光に対して、 $1.0 - 1.5 \times 10^{-9} (\text{cm}^{-1})$ という減光係数で、大きな変化が見られない。一方、Rayleigh散乱の散乱断面積は、Dalgarno [ 39 ] により、

$$\sigma_R = \frac{3.7758 \times 10^{-28}}{\lambda^4 \mu} \left( 1 + \frac{0.00567}{\lambda^2 \mu} \right)^2 [\text{cm}^2 \cdot \text{molecule}^{-1}]$$

という表式 ( $\lambda \mu$  は、光のミクロン単位での波長) で、厳密に決定できるので、水蒸気量の導出に際し、不確定要素にはならない。表に見られる様に、オゾンの吸収は、他の要素に比べて、無視できる程に小さいが、一応Chappius帯の吸収が、この波長域まで、延びておりOgawa [ 40 ] による、 $3 \times 10^{-23} \text{cm}^2 \cdot \text{molecule}^{-1}$  という吸収断面積、Watanabe and Tohmatsu [ 41 ] による、オゾン数密度を用いて吸収量を計算した。これら、3つの影響は、第4表の  $(\Delta I/I)_{RMO}$  で示される通りである。従って、水蒸気のみによる  $(\Delta I/I)$  は、

$$\Delta I/I = (\Delta I/I)_{obs.} - (\Delta I/I)_{RMO}$$

で、求められ、これから、各高度における水蒸気数密度、体積混合比、相対湿度が第3表の様に、求められる。第8図には、水蒸気数密度で、第9図には体積混合比でそれぞれ高度分布を示した。明らかに我々の得たデータは、他のデータに比べて、高い濃度の水蒸気を検出しているが、これについては次節で議論を行うことにする。なお、観測の行われた時の仙台管区気象台のゾンデで測られた大気温度の状態を、第10図に示す。一日の温度変化にしては、

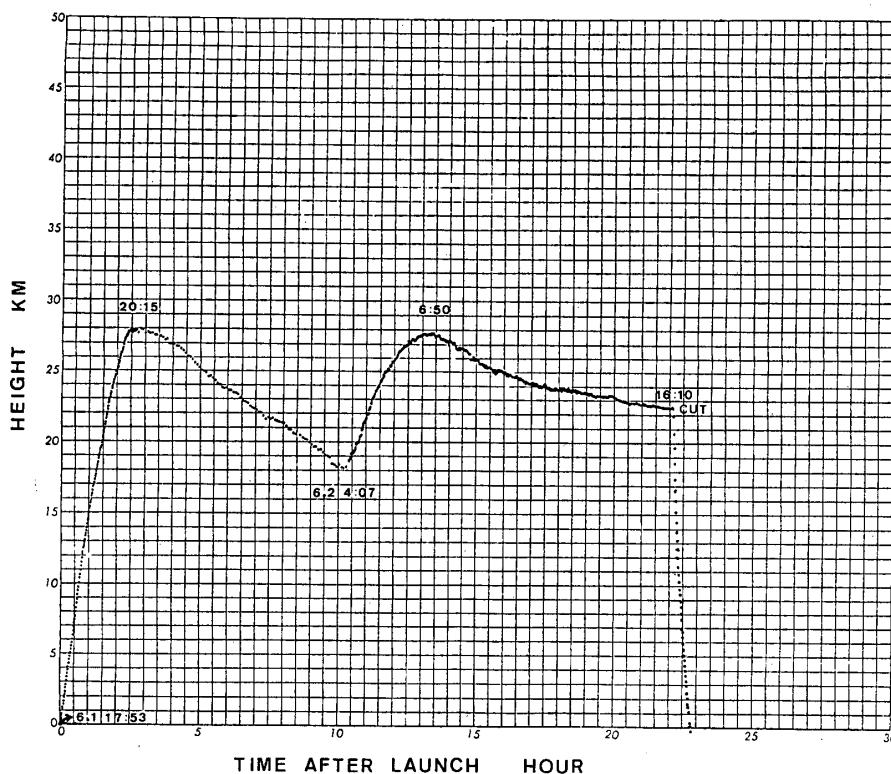


第6図 気球の航跡図

第3表

Altitude (km)	Press.(mb) Tem.(°C)	No. of data	$(\frac{\Delta I}{I})_{Obs.}$	$(\frac{\Delta I}{I})_{RMO}$	[H <sub>2</sub> O]No. - <sub>3</sub> density(cm <sup>-3</sup> )	Volume Mixing Ratio (ppmV)	Saturation Mixing Ratio(ppmV)	Relative Humidity(%)
18.2   19.0	70 -56.6	248	+4.03 6.72(-6) -4.03	+0.36 2.64(-6) -0.36	+5.69 5.29(13) —	+22.0 22.3 —	151.3	14.7
19.0   19.8	63 -55.5	177	+2.99 3.72(-6) -2.99	+0.36 2.17(-6) -0.36	+4.34 2.01(13) —	+20.5 9.5 —	194.1	4.9
19.8   20.5	53 -54.5	150	+6.05 5.45(-6) —	+0.36 2.17(-6) -0.36	+8.31 4.25(13) —	+47.0 24.0 —	262.0	9.1

cf. a (-p) = a × 10<sup>-P</sup>

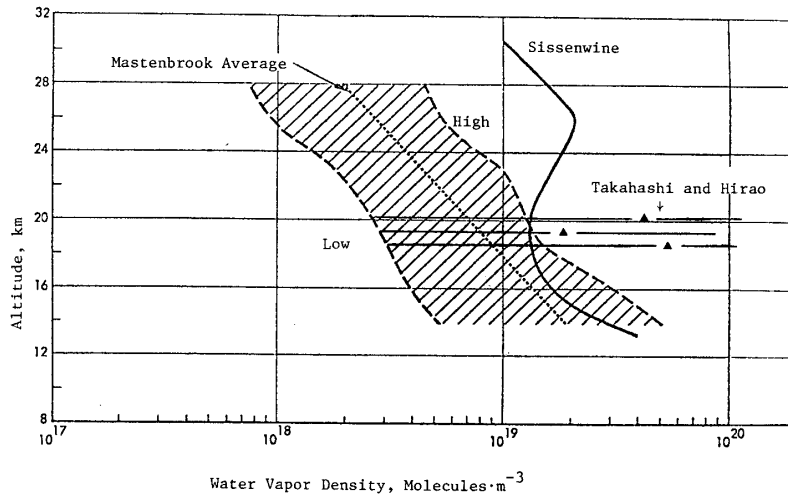


第7図 気球の高度曲線図

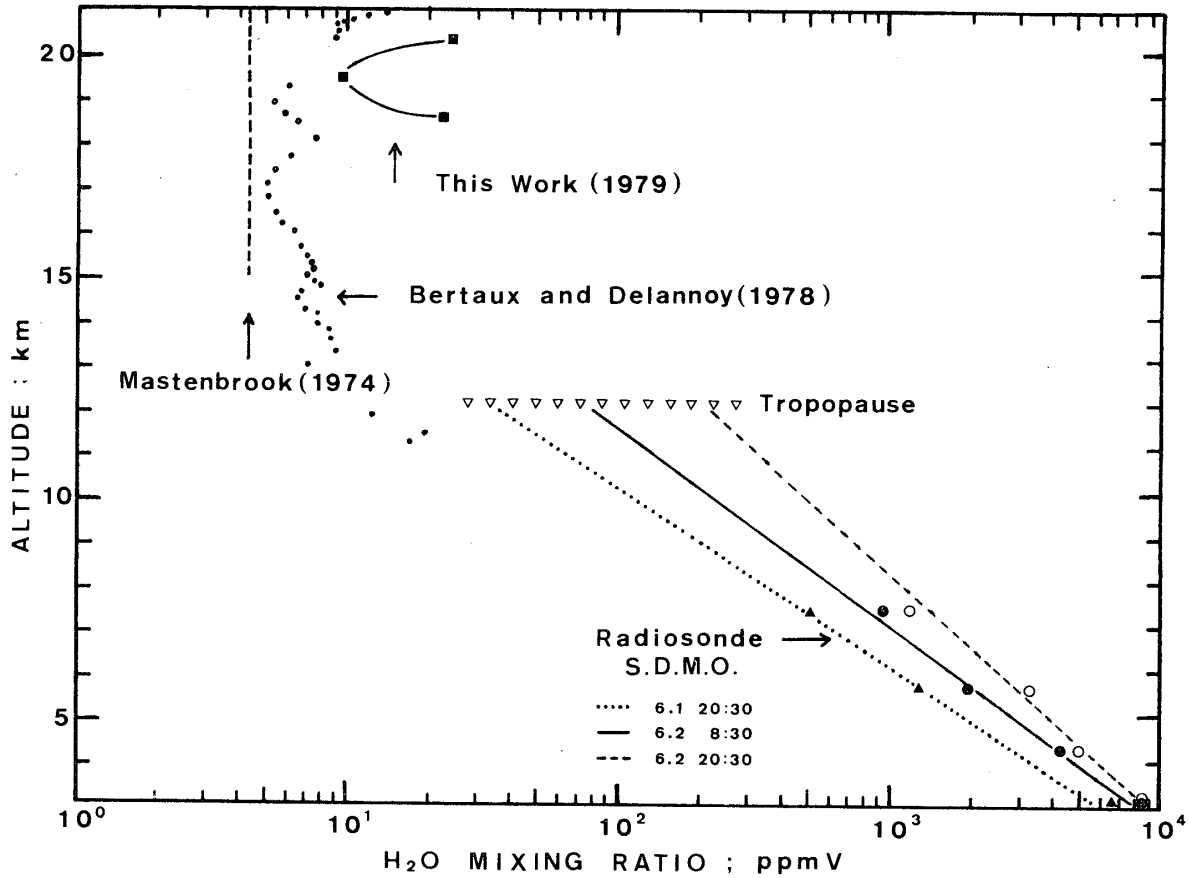
第4表

Altitude (Km)	[Air] (mole.cm <sup>-3</sup> )	Rayleigh scatt. [ $n_R \sigma_R L$ ]	Mie scatt. [ $\beta_M \cdot L$ ]	Ozone abs. [ $n_{O_2} \sigma_{O_2} L$ ]	( $\Delta I / I$ ) <sub>RMO</sub> [Total]
18.2   19.0	2.374(18)	1.13(-6)	1.44(-6)	0.07(-6)	2.64(-6)
19.0   19.8	2.116(18)	1.00(-6)	1.08(-6)	0.09(-6)	2.17(-6)
19.8   20.5	1.768(18)	0.84(-6)	1.23(-6)	0.16(-6)	2.17(-6)

cf. a (-p) = a × 10<sup>-P</sup>



第8図 観測された成層圏水蒸気の数密度分布



第9図 観測された成層圏水蒸気 (体積混合比) の高度分布。仙台のラジオゾンデによる湿度のデータは、明らかに夏の湿った気団 (小笠原高気圧) の流入のあったことを示している。これは第10図の温度のデータからも明らかである。

かなり大きな変動を見る事ができ、実際この時期に夏の湿った気団（小笠原高気圧）の流入があったことが、第9図の湿度の変化からも明らかに読み取る事ができる。

2.3 考察

成層圏水蒸気の起源として、Brewer [ 42 ], Dobson [ 43 ] が、提唱した、所謂

(1) 大気大循環 (Brewer-Dobson 循環)、の機構は幾多の変遷を経ながらも、今日では紛れもない事実として受け入れられている [ 44 ]。即ち、成層圏水蒸気は熱帯圏界面から、成層圏に入り、子午面に沿って、極域に輸送され、そこで、対流圏に降下して、循環を全うする。このほか、自然の成層圏水蒸気源として、一般的に受け入れられているメカニズムは次の様なものが上げられる。

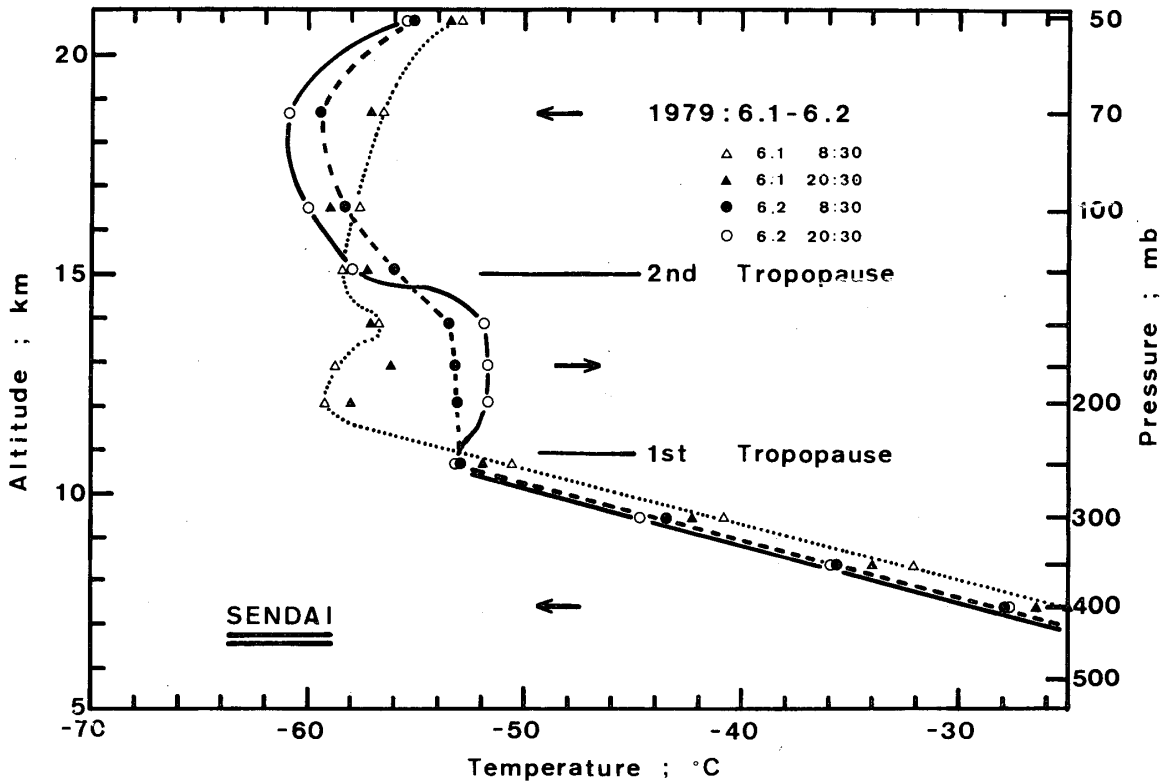
(2) 対流圏界面を突き抜ける様な、活発な積乱雲に伴って、成層圏に注入される [ 45 ]。

(3) 圏界面ギャップ (tropopause gaps) や、圏界面の折れ込み (tropopause foldings) に沿っての対流圏-成層圏の大気交換による [ 44 ] [ 46 ]。

(4) 火山爆発に伴う直接注入 [ 47 ]。

(5) メタンの酸化による水蒸気生成 [ 47 ]。

成層圏水蒸気に関して残された本質的な問題は、上記(1)~(5)の水蒸気の source に対して、sinkの方がどうなっているのか、という事である。Ellsaesser [ 48 ] は、熱帯圏界面の平均的な温度を詳しく解析し、成層圏水蒸気が(1)の機構で、熱帯圏界面の“cold trap”を

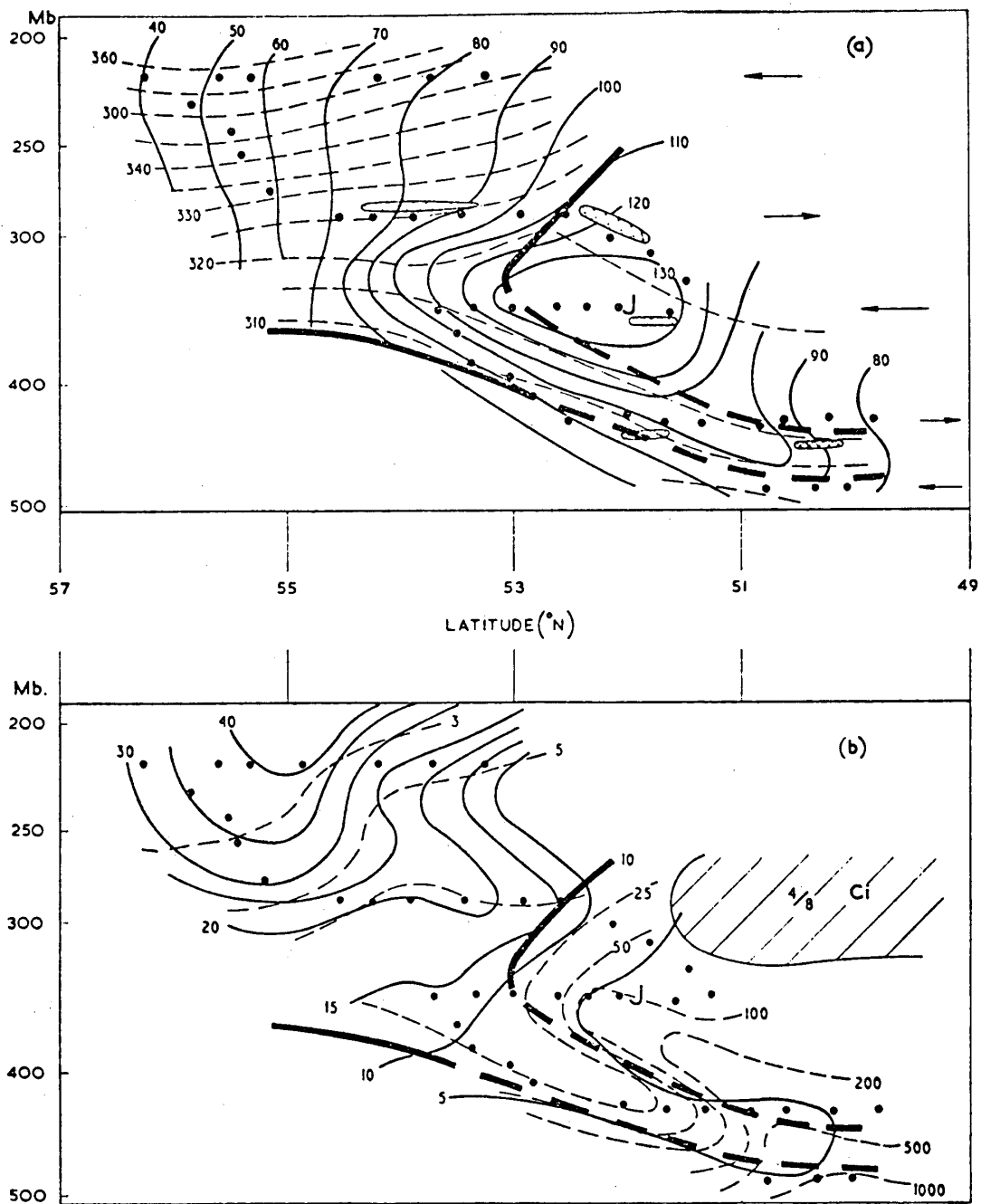


第10図 観測が行われた時の、大気温度の状態

経て、成層圏に入るならば、そこでの飽和水蒸気圧に相当する 5 ppmV という体積混合比以下にはなり得ない、と述べている。更に  $\text{H}_2\text{O}$  の解離生成物である水素化合物は、最終的には  $\text{H}$  又は  $\text{H}^+$  (プロトン) という形で、地球大気から逃散して行き、一部は地球大気外縁部で、地球コロナを形成し [18]、一部は惑星間空間へと、完全に逸脱してしまうが、Liu and Donahue [49] によって見積もられた、 $5 \times 10^7 \sim 5 \times 10^8 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}$  という escape flux は、Crutzen [50] や, Ehhalt and Schmidt [51] によって評価された水蒸気の全地球的な生成率 (各々、 $5.8 \times 10^{10}$ ,  $6 - 19 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{year}^{-1}$ ) から推定される flux より、かなり小さい。これらの事実から、もし、地球大気全体として、global に見た場合に、3 - 4 ppmV という成層圏水蒸気量が正しいものならば (これは第1章で述べた理由から、妥当であると思われる)、total として、明らかに対流圏から成層圏に輸送される量よりも、成層圏から対流圏へと輸送される量の方が、圧倒的に多くなければならない。現在、この輸送機構として、最も有力視されるものに、Briggs and Roach [46] や、Danielsen [52] 等の観測事実が上げられよう。これは第11図に見られる様に温帯低気圧のトラフ後面で、ジェット気流の下側に、圏界面の折れ込み (folding) が生じ、その折れ込みに重なって、成層圏起源の空気が、対流圏に侵入していることを、オゾンや、比湿の観測データから示したものである。この逆の過程 (例えば、Berggren and Labitzke [53]) は既に、成層圏水蒸気の source (3) で示した通りだが、この場合には、温帯低気圧前面の上昇気流によって、成層圏に侵入するわけであるから、せいぜい 15 - 16 km の高度に達するだけで、やがては、再び、上に述べた機構によって、対流圏に戻ると考えられる。なぜなら、それ以上の高度に上昇する機構がないからである [30]。

このほか、成層圏の水蒸気を減少させる機構として、Stanford [54] が提唱した、冬期南極地域における "freeze out" の機構、前述の一連の光化学反応によって生成された  $\text{H}_2\text{O}$  の派生物、 $\text{H}$  又は  $\text{H}^+$  の上方拡散、Johnston and Solomon [55] の示唆による、活発な積雲対流に伴う大気混合の結果、net として減少となる可能性、等が考えられるが、これまでの所いずれも成層圏  $\text{H}_2\text{O}$  の有効な減少を説明するメカニズムとして、決定的な証拠を出すには至っていない。

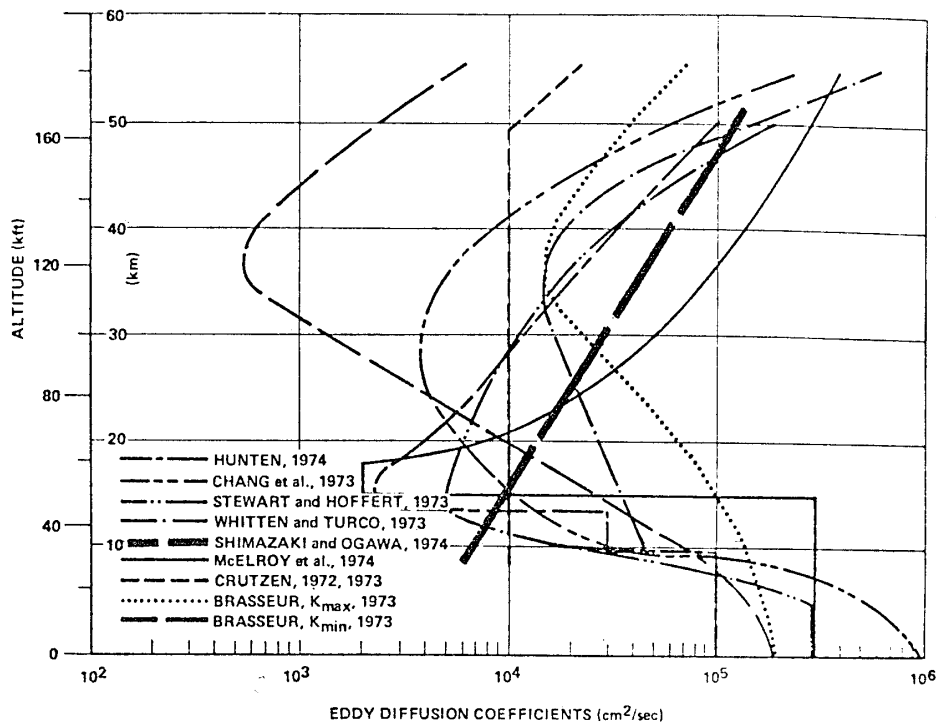
以上に見た様に、global scale に、かつ又、長時間平均としての、成層圏水蒸気量を論ずる上では、上に述べた事柄が、第一義的であり、疑いの余地はない。しかし、直接観測による結果は、我々のものを含めて、かなり、変化に富んだ高度分布を示し [28]、大気大循環だけではない、大気の動的な振る舞いを、想起させる。例えば、第9図に見られる様に、我々のデータは、緯度も等しく、紫外と赤外の違いはあるが、方法が良く似ている、Bertaux and Delannoy [28] のプロファイルに、傾向としては、良く合っており特に高度 19 km 付近の水蒸気密度の極小は、Mckinnon and Morewood [56] の観測においても、明瞭に見られるもので、興味深い。Mastenbrook [57] 等が、1974年以前の数多くの観測結果から、主張していた成層圏における水蒸気が、定混合比だとする見解は、受け入れ難い。なぜなら第1章にも述べた様に、上部成層圏 (35 km - 50 km) においては、メタンの酸化による多量の  $\text{H}_2\text{O}$  生成がある為、定性的には、高い高度程、水蒸気の混合比が、大きくなるべきものと考えられるからである。これは、例えば小川 [10] のモデル計算の結果にも明らかであっ



第11図 温帯低気圧の子午面断面構造 (Briggs and Roach, 1963). (a)は, 風速 (実線, knots 単位) と温位 (破線, °K 単位) の分布で, 太実線は圏界面, J はジェット気流を示す. (b)はオゾン混合比 (実線, mol/10<sup>8</sup> mol 単位) と比湿 (破線, μg/g 単位) の分布

て、上述の高度 19 km 付近の水蒸気密度極小は、上（上部成層圏）と下（対流圏）に、水蒸気の source がある為に、必然的に形成される密度極小であると考えられる。1976 年には、それまで成層圏水蒸気観測の観測結果として、最も信頼が置かれ、熱構造のモデル計算 [5] 等にも、しばしば用いられた、Mastenbrook の観測も、高度によって 3-13 ppmV という大きな変動を観測し、定性的には上に述べた様な 20 km 付近に、密度極小を持つ水蒸気分布の存在を支持し [58]、一応この問題については、密度極小ができるということが確認されたと言って良いだろう。

次に、水蒸気密度の層状構造についてであるが、これは下部成層圏に特有な現象である。第12図は、成層圏オゾン化学の一次元モデルで仮定された、鉛直渦拡散係数の高さ分布 [16] を示す。このうち、比較的良好に実際の変化を表わしている、Hunten, 及び、McElroy の両者に共通な点は、成層圏下部の拡散係数を極度に小さく（対流圏の 1/100 以下）見積もっていることである。この事は特に成層圏下部が、極めて安定な層序を成し、降水による除去作用もなく、また上下の攪拌もないという条件のもとで、いったん成層圏に取り込まれた微量物質が、層状構造を成して、長くそこに滞ることを意味する。オゾン層や、エアロゾル層はこの代表的な例である。今回、我々の得たデータには高度についてのデータ数が少ない為、



第12図 成層圏オゾン化学の一次元モデルの計算で仮定された、鉛直渦拡散係数の高さ分布 (CIAP Monograph 1, 1975).



はっきりとは表われてはいないが、例えば前述の Bertaux and Delannoy や Mckinnon and Morewood の高度分布には、極めてはっきりした層状構造を見る事ができる。この下部成層圏における水蒸気の層状分布に関しては、次の様な機構を考える事ができよう。即ち、Matsuno [ 59 ] によれば、高度 17~18 km まで届く様な、発達した積乱雲は中緯度付近においても、一夏に、数回程度は見られるということであり、もし、この雷雲によって水蒸気が成層圏下部に、一旦、混入されれば、そこで造り出された層状構造は、かなり長い間ばやける(拡散する)ことなく存在しうる。Bertaux and Delannoy 等の観測した層状分布は、以上の様な機構によるものと考えられ、その様な密度極大層は、上に述べた理由から一つに限らず、複数存在しても不思議ではない。

最後に、水蒸気の量的な評価であるが、特に直接観測による結果は、第1章でも述べた様に、しばしば 10 ppmV 以上の高い濃度を観測しており、これが気球及び観測器によるもの(いわゆる、contamination)か、自然のものか、という問題が水蒸気観測にとって極めて本質的でかつ、観測を難かしくしている原因である[ 60 ]。今回、我々が観測した値も、かなり高い水蒸気濃度であるが、これが前述の様な機構によって、成層圏に混入されたものかどうか、という判断は難かしい。成層圏水蒸気の気球観測では、contamination の影響を取り除く為、下降時に測定を行う事が常識であり[ 61 ]、我々の観測も、これに従って行われた。しかし、Mastenbrook [ 62 ] や、Bertaux and Delannoy [ 28 ] が、測定器を気球から 250 m 程度離して、観測を行ってきたのに対し、我々の観測では、気球工学的に巻下げ、あるいは、それに類する技術が、確立されていなかった為、約 30 m と、大気球を用いている割には、気球と観測器の距離が近い。高い水蒸気濃度を検出した一因とも言えるかも知れない。一方、雷雲に伴って水蒸気が混入されたとする場合でも、雲頂の風下で 20 ppmV を越す水蒸気の増加があったという報告[ 45 ] もあり、判断の難かしい所である。いずれにしても、次回からの観測では少なくとも 100 m は離す必要があると思われる。

### 3. ま と め

この報告では、1979年6月1日から2日にかけて、三陸大気球観測所で行われた、成層圏における水蒸気観測について、観測された結果と、結果についての考察が行われた。得られた結果は、高度(平均) 18.6 km, 19.4 km, 20.2 km に対して、それぞれ、体積混合比で 22, 10, 24 ppm である。これらは相対湿度に直すと、各々、15, 5, 9 % であり、水蒸気の起源を、大気大循環であるとした場合より、高い濃度が検出された。そこで、様々な検討が成されたが、その結果、高い濃度の原因として、夏季における観測であった為、発達した雷雲が、対流圏界面を突き抜け、下部成層圏に、水蒸気密度の層状構造を造ったものである、という可能性が示された。このほか、観測器と気球との分離が十分でなかった事による、水蒸気汚染の影響も受けているかも知れない。

以上の結果から、次の様な問題点、改善すべき点が明らかになった。

(1) 測定方法に関しては、今回用いた干渉フィルターの様に、波長を固定せず、分光器を用いて、差分吸収の方法(例えば、文献[ 36 ]を参照)を用いれば、Mie 散乱等による影響を取り除く事ができる。

(2) 気球からの水蒸気汚染の影響を取り除く為、観測器を、できるだけ離す事が必要である。幸い、次年度からは測定器重量120 kgのものを、約100 m離すことが可能となった。

(3) 今回、用いられた高層気象データは、三陸から、約130 km離れた、仙台管区気象台のものであり、距離的にやや離れ過ぎているので、今回は、レーウィンゾンデー式を、気球に搭載し、その場所での気象要素を用いる事ができる様にする。

このほか、温度環境等の測定結果に間接的にかかわってくる諸量については、文献[35]を参照せられたい。いずれにしても、極域起源の低い圏界面と、熱帯起源の高い圏界面の遷移領域にあたる、三陸上空における成層圏水蒸気観測は、大気大循環及び水蒸気輸送の問題のみならず、中緯度ジェット気流近傍における対流圏・成層圏のカップリングの問題に対しても、非常に意義あるものと言わざるを得ない。

### 謝 辞

今回の気球実験に際し、西村純教授、太田茂雄・秋山弘光両氏を始めとして、西村研究室の皆様には、多大なご助力、助言を頂きました。ここに記して、深く感謝の意を表する次第です。また、東大理学部の小川利紘助教授、松野太郎助教授には詳細にわたって議論をして頂き、深く感謝する次第です。最後に貴重な高層気象データを送って頂いた仙台管区気象台の、難波信吉氏に、深く感謝します。

1980年5月10日 新設部(科学)

### 参 考 文 献

- [1] 岡田武松：気象学講話, XVI 光の現象, pp. 142-148, 岩波書店, 1942(昭17).
- [2] Stanford, J.L. and J.S. Davis: A century of stratospheric cloud reports: 1870-1972, *Bullet. Am. Met. Soc.*, **55**, 213-219, 1974.
- [3] Hesstvedt, E.: On the possibility of ice cloud formation at the mesopause, *Tellus*, **14**, 290-296, 1962.
- [4] Humphreys, W.J.: Nacreous and noctilucent clouds, *Mon. Wea. Rev.*, **61**, 228-229, 1933.
- [5] Manabe, S. and R.T. Wetherald: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atm. Sci.*, **24**, 241-259, 1967.
- [6] 島崎達夫：成層圏オゾン, 17. 気候への影響, pp.147-158, 東京大学出版会, 1979(昭54).
- [7] Bates, D.R. and M. Nicolet: The photochemistry of atmospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, **55**, 301-327, 1950.
- [8] Hunt, B.G.: Photochemistry of ozone in a moist atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **71**, 1385-1398, 1966.
- [9] 小川利紘：大気環境の科学2 (磯野謙治編), 大気汚染物質の動態, 第7章成層圏オゾン. pp.211-244, 東京大学出版会, 1979(昭54).
- [10] 小川利紘：成層圏微量成分の高度分布, *天気*, **22**, 1-12, 1975(昭50).
- [11] Shimazaki, T. and T. Ogawa: A theoretical model of minor constituents distri-

- bution in the stratosphere including diurnal variations, *J. Geophys. Res.*, **79**, 3411–3423, 1974.
- [12] Wofsy, S.C. and M.B. McElroy:  $\text{HO}_x$ ,  $\text{NO}_x$ , and  $\text{ClO}_x$ : Their role in atmospheric photochemistry, *Can. J. Chem.*, **52**, 1582–1591, 1974.
- [13] Crutzen, P.J.: The impact of the chlorocarbon industry on the ozone layer, *J. Geophys. Res.*, **83**, 345–363, 1978.
- [14] Wofsy, S.C., J.C. McConnell, and M.B. McElroy: Atmospheric  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ , and  $\text{CO}_2$ , *J. Geophys. Res.*, **77**, 4477–4493, 1972.
- [15] Junge, C.E., C.W. Chagnon, and J.E. Manson: Stratospheric aerosols, *J. Met.*, **18**, 81–108, 1961.
- [16] CIAP Monograph 1: The natural stratosphere of 1974, Rep. No. DOT-TST-75-51, U.S. Department of Transportation, 1975.
- [17] Forbes, J.M. and Garrett, H.B.: Thermal excitation of atmospheric tides due to insolation absorption by  $\text{O}_3$  and  $\text{H}_2\text{O}$ , *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1013–1016, 1978.
- [18] 上山弘: “中間圏における水蒸気の光解離と地球コロナとの関係について”, IASY シンポジウム報告, 421–428, 1972 (昭47).
- [19] Dobson, G.M.B., A.W. Brewer, and B. Cwilog: Meteorology of the lower stratosphere, *Proc. Roy. Soc. London, A*, **185**, 144–175, 1946.
- [20] Harries, J.E.: The distribution of water vapor in the stratosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 565–575, 1976.
- [21] 外山芳男, 現用露点ゾンデの露霜点測定の誤差の要因と改良について, 気象研究所研究報告, **30**, 93–109, 1979 (昭54).
- [22] Ackerman, H.: Stratospheric water vapor from high resolution infrared spectra, *Planet. Space Sci.*, **22**, 1265–1267, 1974.
- [23] Hyson, R. and C.M.R. Platt: Radiometric measurements of stratospheric water vapor in the southern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, **79**, 5001–5005, 1974.
- [24] Harries, J.E., D.G. Moss, N.R.W. Swann and G.F. Neill: Simultaneous measurements of  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}_2$ , and  $\text{HNO}_3$  in the daytime stratosphere from 15 to 35 km, *Nature*, **259**, 300–301, 1976.
- [25] Kuhn, P.M., M.S. Lojko, and E.W. Petersen: Infrared measurements of variations in stratospheric water vapour, *Nature*, **223**, 462–464, 1969.
- [26] Sissenwine, N., D.D. Grantham, and H.A. Salmela: Mid-latitude humidity to 32 km, *J. Atm. Sci.*, **25**, 1129–1140, 1968.
- [27] Barclay, F.R., M.J.W. Elliott, P. Goldsmith, and J.V. Jelley: A direct measurement of the humidity in the stratosphere using a cooled vapor trap, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **86**, 259–264, 1960.
- [28] Bertaux, J-L. and A. Delannoy: Vertical distribution of  $\text{H}_2\text{O}$  in the stratosphere as determined by UV fluorescence in-situ measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1017–1020, 1978.
- [29] Takahashi, F.: Water vapor content in the stratosphere obtained by a balloon observation, ISAS Report, to be published, 1980.

- [30] 木田秀次, 松野太郎: 大気環境の科学2 (磯野謙治編), 大気汚染物質の動態, 第6章地球規模の輸送過程, pp. 173-210, 東京大学出版会, 1979. (昭54).
- [31] 高橋文穂, 平尾邦雄: 昭和52年度大気球シンポジウム報告, 13-16, 1978.
- [32] 高橋文穂, 三留重夫, 平尾邦雄: 昭和53年度大気球シンポジウム報告, 91-99, 1979.
- [33] Takahashi, F. and K. Hirao: Absorption spectra of water vapor in the near infrared region, ISAS Research Note, RN-72, 1979a.
- [34] 高橋文穂, 平尾邦雄, 伊藤富造: 0.94  $\mu\text{m}$  付近における水蒸気の吸収断面積測定, 東大宇宙航空研究所報告, 15, 第1号 (B), 97-106, 1979b.
- [35] 高橋文穂, 石井重夫, 平尾邦雄: 昭和54年度大気球シンポジウム報告, 69-75, 1980.
- [36] Menzies, R.T. and M.S. Shumate: Tropospheric ozone distributions measured with an airborne laser absorption spectrometer, J. Geophys. Res., 83, 4039-4043, 1978.
- [37] 広野求和, 藤原玄夫, 長沢親生, 内野修, 前田三男, レーザーレーダーによる中層大気観測, レーザー研究, 7, 3-18, 1979 (昭54).
- [38] 石川晴治, 高木増美, 近藤豊, 森田恭弘: 昭和53年度大気球シンポジウム報告, 102-109, 1979.
- [39] Dalgarno, A.: Spectral reflectivity in the earth's atmosphere, III. The scattering of light by atomic system, GCA Report No. 62-28, 1962.
- [40] Ogawa, T.: Private communication, 1980.
- [41] Watanabe, T. and T. Tohmatsu: An Observational evidence for the seasonal variation of ozone concentration in the upper stratosphere and the mesosphere, Rep. Ionos. Space Res. Japan, 30, 47-50, 1976.
- [42] Brewer, A.W.: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, Quart. J. Roy. Met. Soc., 75, 351-363, 1949.
- [43] Dobson, G.M.B.: Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere, Proc. Roy. Soc. London, A, 236, 187-226, 1956.
- [44] Kida, H.: A numerical investigation of the atmospheric general circulation and stratospheric-tropospheric mass exchange: II. Lagrangian motion of the atmosphere, J. Met. Soc. Japan, 55, 71-88, 1977.
- [45] Barrett, E.W., P.M. Kuhn, and A. Shlanta: Proceedings of the Second Conference on the Climatic Impact Assessment Program, pp. 34-46, Department of Transportation, Washington, D.C., 1973.
- [46] Briggs, J. and W.T. Roach: Aircraft observations near jet streams, Quart. J. Roy. Met. Soc., 89, 225-247, 1963.
- [47] Weickmann, H.K. and C.C. van Valin: The sources and sinks of water vapor in the stratosphere, NOAA Tech. Rep. ERL 307-APCL32, U.S. Department of Commerce, 1974.
- [48] Ellsaesser, H.W.: Water budget of the stratosphere, Proceedings of the Third Conference of the Climatic Impact Assessment Program, pp. 273-283, Department of Transportation, Washington, D.C., 1974.
- [49] Liu, S.C. and T.M. Donahue: Mesospheric hydrogen related exospheric escape

- mechanism, *J. Atm. Sci.*, **31**, 2238–2242, 1974.
- [50] Crutzen, P.J.: A discussion of the chemistry of some minor constituents in the stratosphere and troposphere, *Pure Appl. Geophys.* **106–108**, 1385–1399, 1973.
- [51] Ehhalt, D.H. and U. Schmidt: Sources and sinks of atmospheric methane, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 452–464, 1978.
- [52] Danielsen, E.F.: The laminar structure of the atmosphere and its relation to the concept of a tropopause, *Archiv Met. Geophys. Biokl., Serie A*, **11**, H.3, 293–332, 1959.
- [53] Berggren, R. and K. Labitzke: A detailed study of the horizontal and vertical distribution of ozone, *Tellus*, **18**, 761–772, 1966.
- [54] Stanford, J.L.: Possible sink for stratospheric water vapor at the winter antarctic pole, *J. Atm. Sci.*, **30**, 1431–1436, 1973.
- [55] Johnston, H.S. and S. Solomon: Thunderstorms as possible micrometeorological sink for stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, **84**, 3155–3158, 1979.
- [56] Mckinnon, D. and H.W. Morewood, Water vapour distribution in the lower stratosphere over north and south America, *J. Atm. Sci.*, **27**, 483–493, 1970.
- [57] Mastenbrook, H.J.: Water vapour measurements in the lower stratosphere, *Can. J. Chem.*, **52**, 1527–1531, 1974.
- [58] Mastenbrook, H.J.: Measurements of stratospheric water vapor from the NASA C141 aircraft, *NRL Report 7960*, Washington, D.C., 14pp. 1976.
- [59] Matsuno, T: Private communication, 1980.
- [60] Zander, R.: Moisture contamination at altitude by balloon and associated equipment, *J. Geophys. Res.*, **71**, 3775–3778, 1966.
- [61] Mastenbrook, H.J.: The vertical distribution of water vapor over Kwajalein Atoll, Marshall Islands, *NRL Report 6367*, Washington, D.C., 11pp, 1965.
- [62] Mastenbrook, H.J.: Frost-point hygrometer measurements in the stratosphere and the problem of moisture contamination in *Humidity and Moisture*, Vol. 2, edited by E.J. Amdur, pp. 480–485, Reinhold Publishing Corporation, New York, 1964.