

ジェット気流周辺の大気鉛直分布と対流圏界面付近のオゾン鉛直分布との関係*

旭 満**

要 旨

気象庁で発行しているエアロロジカルデータの館野、輪島、潮岬の高層観測データを使用して、ジェット気流周辺のオゾンの鉛直分布と大気鉛直流との関係を調べた。館野におけるオゾン鉛直分布が、館野、輪島、潮岬の高層観測データから得た館野上空の鉛直流で、ある程度の説明がつくことを示した。ジェット軸周辺において、オゾン分圧が大きいところで、大体、鉛直下降流が強く、又、対流圏界面付近における下降層の形成とそのオゾン流量などについてもある程度の目安を得ることができた。さらに、下部成層圏の lamination (薄層化、仮訳) についても解明の手がかりを得ることができた。

1. はじめに

成層圏から対流圏へ流入する空気、オゾン等の輸送は episodic nature であり、又、流入の event 毎の輸送量の見積りは難しく、あまりなされていない。例えば、Danielsen and Mohnen (1977) の年平均の輸送量と GCM の結果 [1 例として、Levy II, *et al.*, (1985)] の一致は、Vaughan (1988) も指摘するように、“apparent agreement in cross-tropopause fluxes calculated by different methods may be illusory” と考えられるかも知れない。

これらの関連において、オゾンの鉛直分布の変動原因を探るために、気象庁で発行している通常 (routine) のエアロロジカルデータ (Aerological Data of Japan) とそのオゾン特別号 (Special Volume) のデータを使用して、ジェット気流周辺の大気鉛直流との関係を調べた。このとき、対流圏界面付近における下降層 (下降流の層) の形成とそのオゾン流量などについても調べ、下部成層圏の lamination の問題にも触れることができた。

中緯度における成層圏と対流圏との交換は、まず、上層前線発生中の tropopause folds で起こると言われ、これらは、ジェット気流、cut-off cyclones などと関連している。本事例では、これらが、適時、複合して起きていたようである。なお、本文では、オゾンの生成消滅過程は考えていない。

2. 使用したデータ

使用したデータは1986年についてで、まず、オゾン特別号から館野 (高層気象台) におけるこの年の29回のオゾンゾンデ観測データの中から、対流圏界面上部付近から対流圏にかけてオゾン分圧の鉛直変化が大きそうな5回のオゾンゾンデ観測データを選んだ。即ち、解析対象の日は1986年3月20日、3月26日、4月23日、5月16日、5月28日の5日である。そして、この日の館野における鉛直流を求めるために、館野、輪島 (高層観測所) と潮岬 (高層観測所) のエアロロジカルデータ (レーウィンゾンデ観測データ) を使用した。

3. 解析の方法と結果

解析の方法は、まず、上記5日の解析日に対して、館野における鉛直流を得るため、輪島、館野、潮岬の3地点のそれぞれについて、温位約300°Cから約500°Cまでの間を10°Cに分け、その温位に対する高度、風向、風速、気温、気圧を求めた。このとき使用したレーウィンゾンデ観測データは午前9時 (JST) のものである。

* Relation between ozone vertical distribution and vertical air flow around tropopause in the jet-stream regions.

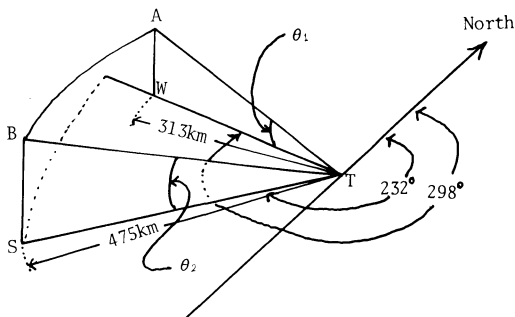
** Mitsuru Asahi, 日本気象協会研究所.

—1992年8月24日受領—

—1993年8月9日受理—

第1表 1986年3月20日9時(JST)の館野における鉛直流計算例.

等温位面 (°)	気圧 (hPa) 館野	高度 (m) 館野	館野での傾斜角		館野の 風向 (°)	館野の風向の 傾斜角 (tan θ) × 10 ²	館野の 風速 (ms ⁻¹)	館野に おける 鉛直流 (cms ⁻¹)		
			(tan θ ₁) × 10 ² (輪島)	(tan θ ₂) × 10 ² (潮岬)						
510	52	20331	20287	20342	-0.014	0.002	180	0.015	9	-0.13
500	55	19896	19885	19960	-0.004	0.013	196	0.023	8	-0.18
490	59	19461	19483	19577	0.007	0.025	212	0.030	8	-0.22
480	63	19026	19081	19195	0.018	0.036	227	0.037	7	-0.25
470	68	18591	18679	18813	0.028	0.047	243	0.044	6	-0.27
460	73	18112	18227	18430	0.037	0.067	251	0.058	7	-0.40
450	79	17591	17587	17972	-0.002	0.080	252	0.055	9	-0.49
440	86	17071	16946	17507	-0.040	0.092	253	0.050	11	-0.54
430	93	16550	16306	17041	-0.078	0.103	253	0.045	12	-0.55
420	102	16004	15686	16576	-0.102	0.120	255	0.044	14	-0.62
410	113	15322	15078	16023	-0.078	0.148	260	0.052	16	-0.81
400	126	14633	14391	14785	-0.077	0.032	265	-0.022	17	0.37
390	143	13810	13495	14149	-0.100	0.071	258	0.003	18	-0.05
380	165	12869	12906	13527	0.012	0.139	264	0.077	23	-1.81
370	186	12064	12306	12817	0.077	0.159	262	0.122	28	-3.40
360	205	11398	11517	12053	0.038	0.138	254	0.105	28	-2.93
350	226	10738	10824	11327	0.027	0.124	257	0.088	24	-2.10
340	250	10078	10130	10657	0.017	0.122	260	0.077	20	-1.55
330	278	9370	9364	9907	-0.002	0.113	239	0.100	14	-1.43
320	312	8596	8443	8981	-0.049	0.081	207	0.130	10	-1.30
310	372	7389	7240	5988	-0.048	-0.295	150	-0.601	10	6.01
305	440	6228	6645	5156	0.133	-0.226	175	-0.537	9	4.91
300	527	5809	6026	4501	0.070	-0.275	220	-0.340	8	2.82



第1図 観測点、館野(T)、輪島(W)、潮岬(S)の地理的位置と水平面TWSに対する等温位面TABの傾斜角 $\angle ATW$ (θ_1)と $\angle BTS$ (θ_2)との関係.

第1図に示されるように、輪島(W)、館野(T)、潮岬(S)の3点を結ぶ約23(気象状態で変化)の等温位面(TAB面)について、輪島と館野間の等温位面傾斜角 θ_1 と、潮岬と館野間の等温位面傾斜角 θ_2 とを求めた。TWS面は等高度の水平面である。ここでは、傾斜角をその正接関数(tan)として取り扱い、館野から輪島及び潮岬までの水平距離をそれぞれ31.3 km及び47.5 kmとした。館野における風向D(°)の等温位面傾

斜角 θ を次の式のように比例配分して求めた。

$$\tan \theta = \tan \theta_2 - (\tan \theta_2 - \tan \theta_1) \times (D - 232) / (298 - 232) \quad (1)$$

ここで、D(°)は館野における風向、232°は館野から潮岬をみた北を0としての方向の度数(°)で、298°は館野から輪島をみた方向の度数である。なお、ほとんどの場合、館野の風向が潮岬と輪島の間に入った。

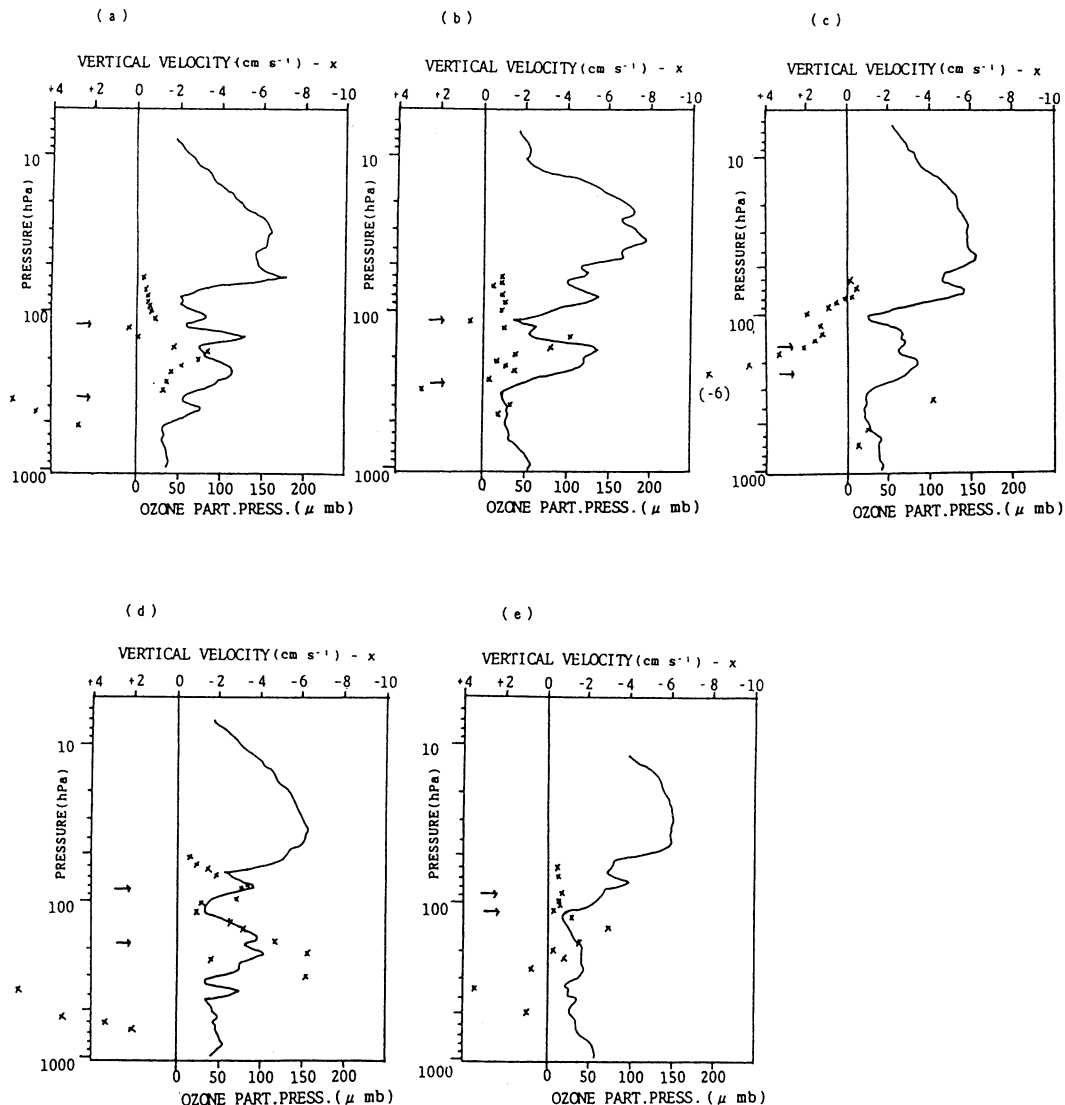
そして、館野の風速v(ms⁻¹)から鉛直流w(vertical velocity, cms⁻¹)を次のように算出した。

$$w = -v \times 10^2 \times \tan \theta \quad (2)$$

なお、wの符号は上昇が正である。第1表は1986年3月20日の計算例である。

このwの値をオゾン特別号のオゾナグラム(ozonogram、横座標はオゾン分圧のマイクロミリバール μ mb、縦座標は気圧のhPa)に記入したのが第2図である。第2図のオゾナグラムの(a)、(b)、(c)、(d)、(e)はそれぞれ、1986年3月20日、3月26日、4月23日、5月16日、5月28日各14時30分(JST)頃のものである。各図の矢印は第一圏界面及び第二圏界面を示す。

上部対流圏以上、高度20 km以下の間即ち対流圏界面付近では、1986年4月23日の事例(上昇流となって

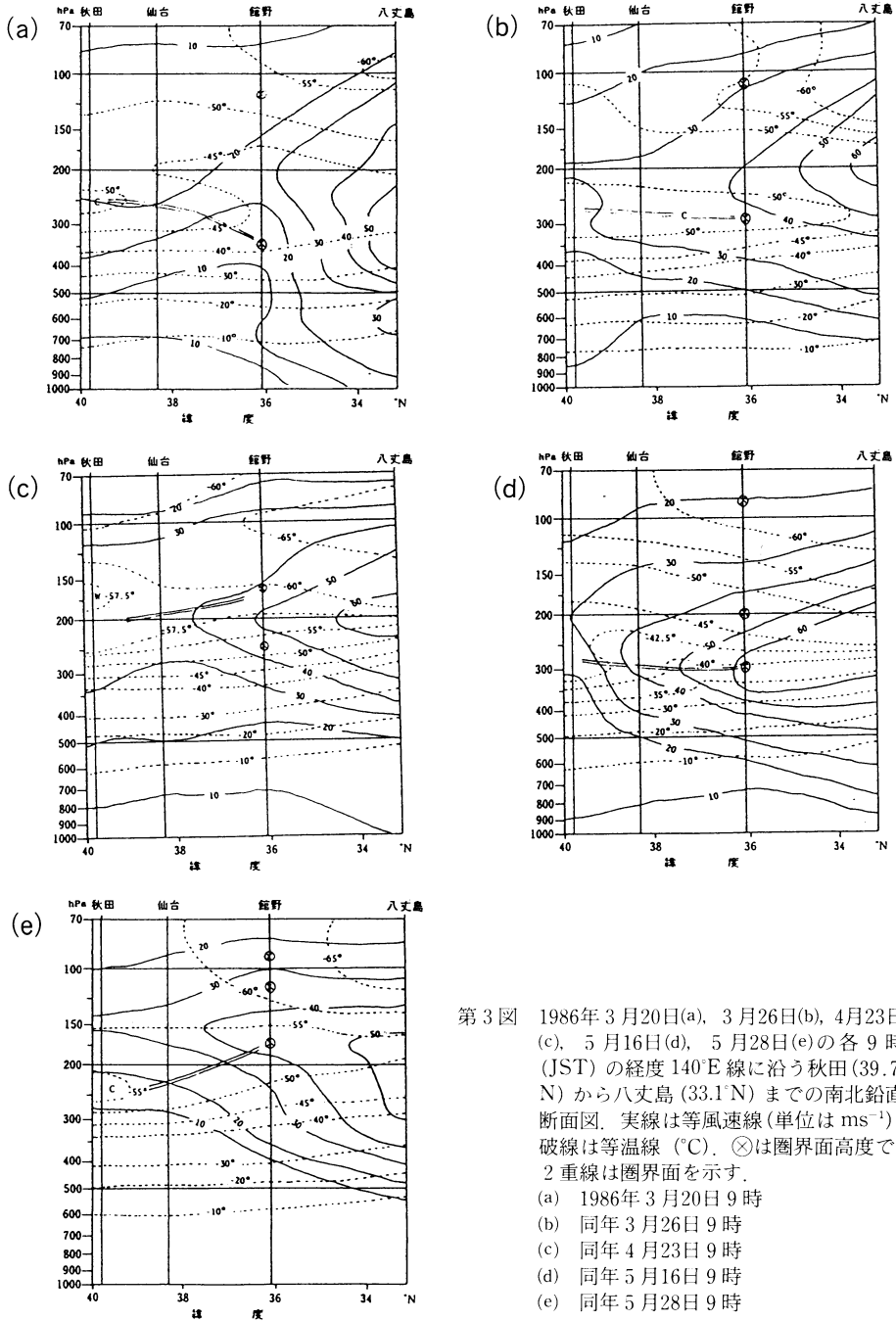


第2図 エアロジカルデータオゾン特別号からの1986年3月20日(a), 3月26日(b), 4月23日(c), 5月16日(d), 5月28日(e)の各14時30分(JST)頃についてのオゾン鉛直分布(μmb)と鉛直流(cm s⁻¹, 正が上昇)との関係。矢印は第一圏界面及び第二圏界面を示す。

- (a) 1986年3月20日14時31分
- (b) 同年3月26日14時30分
- (c) 同年4月23日14時30分
- (d) 同年5月16日14時30分
- (e) 同年5月28日14時30分

いる)を除くと、オゾン分圧の鉛直分布変動傾向と下降流鉛直分布変動傾向は、観測時間に6時間程度の差はあるが、よい対応を示している。下降流の強いところではオゾン豊富な成層圏空気を含むようで、オゾン分圧が大きくなっている。これは下降流の強いところでは拡散量が少ないためかと思われる。下降流の傾斜

(θ)が割に大きいところでも水平1m当り鉛直1mm位で非常に緩い傾斜で、この傾斜が平均して水平数百kmも継続していると考えられ、そして、これら鉛直分布変動の対応のよさを考えると、対流圏界面付近の成層圏の空気が薄い層をつくりそれが重なり合って下降しており、ある程度の厚みを持った1つの下降層を



第3図 1986年3月20日(a), 3月26日(b), 4月23日(c), 5月16日(d), 5月28日(e)の各9時(JST)の経度140°E線に沿う秋田(39.7°N)から八丈島(33.1°N)までの南北鉛直断面図。実線は等風速線(単位はms⁻¹), 破線は等温線(°C)。⊗は圏界面高度で, 2重線は圏界面を示す。

- (a) 1986年3月20日9時
- (b) 同年3月26日9時
- (c) 同年4月23日9時
- (d) 同年5月16日9時
- (e) 同年5月28日9時

形成しているのではないかと思われる。この薄い層は1つの lamination を示しているようである。この現象は、(d)や(e)では、上部対流圏にも及んでいる様子もみえる。なお、これらの図において、×印が突然に変化している所があるが、これは気温の状態曲線の気温減率が急に小さくなったときにしばしば起きているようであるが、詳しいことは分からない。

一般に、対流圏に入ると、Muramatsu 等 (1984) が高度 7 km より 5 km の方が拡散混合が強いと述べているように、下方に行くに従い、変動やバラツキが大ききようである。

4. 検討

この5例について、このときの気象状態を調べた。秋田から館野をへて八丈島（館野から水平距離で約 320 km）までの東経140°E線の南北鉛直断面図を示したのが第3図であり、第3図の(a), (b), (c), (d), (e)は同じくそれぞれ、1986年3月20日、3月26日、4月23日、5月16日、5月28日各9時 (JST) のもので、オゾンゾンデ観測時よりそれぞれ約6時間ほど早い。いずれも、八丈島上空あたり (200~300 hPa) に風速 50~60 ms⁻¹ のジェット気流が存在し、館野はジェット気流の北側に位置していることがわかる。これらの図において風向は殆ど西風である。等温線を見ると、200-300 hPa 間に、(a)は-50°C以下の寒気が秋田上空で北から入り込み、(b)はそれが八丈島上空近くまで侵入し、(d)は-42.5°Cの寒気の入り込みが、(e)は-55°C以下の寒気が見られる。これらは tropopause folds の一部分を形成しているのではないかと思われる。しかし、(c)は秋田上空に-57.5°Cではあるが、周囲より暖かい空気がみられ、最初の4例と様子が違うようである。

次に、500 hPa 高層天気図を第4図に示す。図の(a), (b), (c), (d), (e)は同じくそれぞれ、1986年3月20日、3月26日、4月23日、5月16日、5月28日各21時 (JST) のもので、オゾンゾンデ観測時より約6時間ほど遅くなっている。(a)は日本列島を低気圧が西から東に抜けたところであり、(b)と(d)はトラフの通過後と思われる、(e)は弱いトラフの通過後と思われる。しかし、ここでも、(c)は東日本はリッジ通過後の高圧域にあることを示し、対照的であり、第2図(c)での上昇流の原因を示している。この上昇流の中に、成層圏から対流圏へ入った空気の成層圏への戻り分があるかどうかは、一層、詳細な研究が必要と思われる。WMO (1985, p 238) も、この戻り分は殆どありえないとしながらも、ある

トラフでの TOMS のオゾン全量パターンにこの戻りの暗示があるとしており、今後の問題としている。

一方、オゾン鉛直分布の変動に関して、Reid and Vaughan (1991) は空気の起源を異にすると考えられるかも知れないと述べている。

なお、第4図の各日9時 (JST) の地上天気図(ここには示さない)では、(a)は低気圧通過、(b)は移動性高気圧圏内、(c)と(d)は低気圧通過、(e)は高気圧圏内と地上は様々のようである。

次に、対流圏界面付近における下降層のオゾン流量についての概算を述べる。ここでは、1986年3月20日と5月16日の2例について解析する。前者はジェット気流の軸(ここでは、風速 60 ms⁻¹ 以上)の北端が、八丈島上空にあり、後者はそれが北上して館野上空から八丈島上空に広がっており館野上空はジェット軸の中にあった。

3月20日の館野上空での下降流の範囲は高度 9,118 m (289 hPa) から 13,369 m (153hPa) まで、この下降層の厚さは 4,251 m である。この層をオゾン分圧の特異点 (significant level) により5層にわけた。そして、各層の上の境界面と下の境界面の値の平均値をその層の値として、以下のように計算した。

オゾン分圧 p_{O_3} (μ mb) と気温 (K) からオゾン密度 ρ (μ g cm⁻³)、そして、オゾン数密度 N (molecules cm⁻³) を次の式で計算した。

$$\rho = p_{O_3} \times 10^{-1} / [(287.05/1.657) \times T] \quad (3)$$

$$N = \rho \times 1.254 \times 10^{16} \quad (4)$$

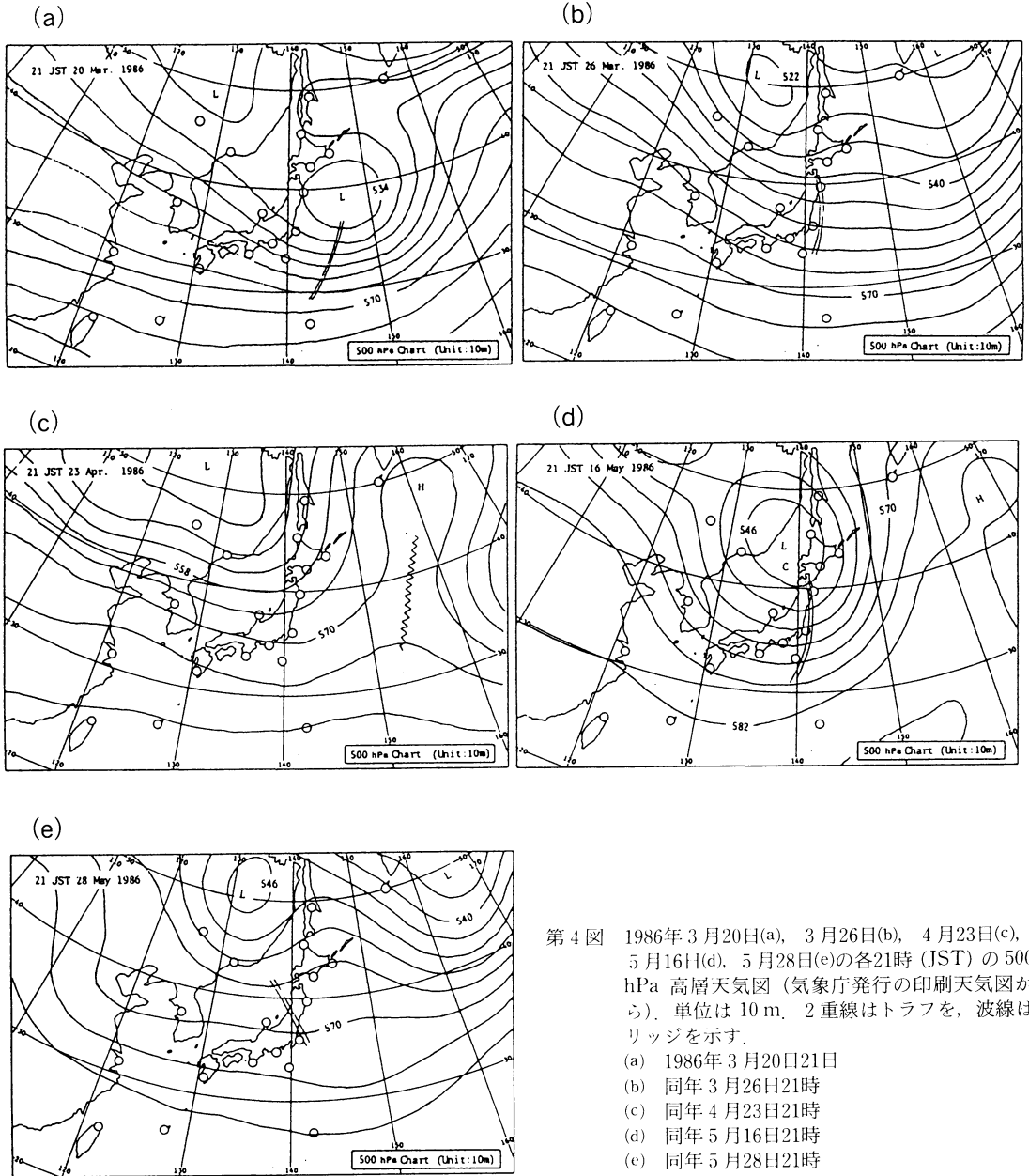
このとき、オゾンの標準状態 (0°C, 1 気圧) における密度を 2.142×10^{-3} g cm⁻³、その中のオゾン分子数は 2.687×10^{19} (Loschmidt 数) とした。平均風速 v (ms⁻¹) から、オゾン流量 F [molecules cm⁻² s⁻¹] は次式となる。

$$F = v \times N \times 10^2 \quad (5)$$

そこで、 n 層に分割された各層の1つの層厚を H_n (m) とすれば、下降層を流れるオゾン流量 L_{O_3} は風向に垂直な面の水平幅 1 cm 当りに対して次式で表される。

$$L_{O_3} = \sum F \times H_n \times 10^2 \quad (6)$$

3月20日の場合、 L_{O_3} は 3.1×10^{21} molecules s⁻¹ であった。即ち、この値が、水平 1 cm、垂直 4,251 m (層厚) の風向に垂直な平面を通る下降層を流れるオゾン流量である。5月16日の場合の下降層の層厚は 8,757 m (321 hPa) から 13,073 m (167 hPa) までの 4,316 m の厚さで7層に分けて計算した結果、その下降層のオ



第4図 1986年3月20日(a), 3月26日(b), 4月23日(c), 5月16日(d), 5月28日(e)の各21時 (JST) の500 hPa 高層天気図 (気象庁発行の印刷天気図から)。単位は10 m, 2重線はトラフを, 波線はリッジを示す。

- (a) 1986年3月20日21時
- (b) 同年3月26日21時
- (c) 同年4月23日21時
- (d) 同年5月16日21時
- (e) 同年5月28日21時

ゾン流量 L_{O_3} は 6.5×10^{21} molecules s^{-1} であった。

ジェット軸に近いと多くなることを示している。

今、簡単化して、東西方向ジェット軸の北側に、下降層がこの軸に平行して存在すると考え、この層の水平幅はジェット軸から北に向けて約 300 km (館野と八丈島との距離位) とする。この下降層の水平幅 1 cm 当りのオゾン流量を約 4×10^{21} molecules s^{-1} とすれば(ここでは、下降層の層厚は別に定めなくてもよい)、1つの目安として、この下降層の南北断面を流れる全オゾン流量は 1.2×10^{29} molecules s^{-1} となる。それで、一般的に、このごく一部の量が tropopause folds などにより、対流圏に入って行くのではないかと思われる。3月20日の場合は、下降流は第一圏界面より上にあるので、この時点では、対流圏への流入はないと思われる、5月16日の場合は下降流は下にあるので対流圏へ流入していると思われる。

なお、このオーダーについては、全球的値ではあるが、Danielsen and Mohnen (1977) は ^{90}Sr の測定値で得た成層圏から対流圏への空気の流量と代表的オゾン濃度から、北半球での成層圏から対流圏へ平均的値を 1.99×10^{29} molecules s^{-1} とした。又、1つの半球での成層圏と対流圏との交換において、ジェット気流関連は年間で2割を占めるとしている (Reiter, 1979, WMO, 1985 から)。村松等 (1987) は北半球で約 5×10^{29} molecules s^{-1} とし、Follows (1992) は、フロンの全球分布とその変化から、対流圏と成層圏の年間空気交換量を全球で $5 (\pm 2) \times 10^{17}$ kg [これは Danielsen and Mohnen (1977) の値の7割弱と、このとき Follows は記した] と見積った。

5. 結び

館野、輪島、潮岬はお互いに数 100 km 離れているが、エアロロジカルデータのそれぞれの地点の観測データを使用して、館野におけるオゾン鉛直分布と鉛直流との関係を調べることが出来た。そして、ジェッ

ト軸周辺で、オゾン分圧が大きいところで、大体、鉛直下降流が強いことを示した。又、対流圏界面付近における下降層の形成とそのオゾン流量についてもある程度の目安を得ることができ、下部成層圏の lamination についても解明の手がかりを得ることができた。

最後に、この研究に際して、ご助力を頂いた日本気象協会研究所の方々及び資料を提供して下さった方々に感謝します。

参 考 文 献

- Danielsen, E. F. and V. A. Mohnen, 1977: Project Dustorm Report: Ozone transport, in situ measurement and meteorological analyses of tropopause folding, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5867-5877
- Follows, M. J., 1992: On the cross-tropopause exchange of air, *J. of Atmos. Sci.*, Vol. **49**, No. 10, 15 May 1992, 879-882
- Levy II, H. B., J. D. Mahlman, W. J. Moxim and S. C. Liu, 1985: Tropospheric ozone: The role of transport, *J. Geophys. Res.*, **90**, 3753-3711
- Muramatu, H., T. Sasaki, M. Hirota and Y. Makino, 1984: An aircraft observation of an intrusion process of stratospheric ozone into the troposphere, *Papers in Met. & Geop.*, Vol. **35** No. 1, Mar. 1984, 1-10
- 村松久史等, 1987: オゾン消長に関する微量成分の測定, 昭和61年度(1986)研究報告書, 気象研究所, 237-256
- Reid, S. J., and G. Vaughan, 1991: Lamination in ozone profiles in the lower stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (1991), **117**, 825-844
- Vaughan, G., 1988: Stratosphere-troposphere exchange of ozone, in *Tropospheric ozone*, I. S. A. Isaksen, ed., D. Reidel Publishing Co. Dordrecht, 125-135
- WMO, 1985: Atmospheric ozone 1985, Global ozone research and monitoring project-Report No. 16, 392 pp