

気象衛星による成層圏オゾンの観測*

—Nimbus 4号 UVによる試み—

長谷部 文 雄**

1. はじめに

地球大気の上層では、太陽から入射する紫外線の影響で酸素分子からオゾンが生成される。いわゆるオゾン層と呼ばれるこの領域では、酸素分子が太陽紫外線により光解離され、その結果生じた酸素原子が第三体の存在下で酸素分子と結合することによりオゾンが生成される。一方オゾンは、直接あるいは窒素酸化物・水素酸化物等を触媒とした酸素原子との再結合により消滅する。地球大気に高度とともに気温の上昇する成層圏が存在するのは、オゾンが紫外線を吸収しつつ酸素原子とともに光化学平衡を維持しているためである。このような光化学反応系によりオゾンが最も多く生成されるのは低緯度の高度 40 km 付近であるが、実際にオゾンが最も多量に存在するのは冬半球高緯度の下部成層圏(高度 15~20km)である。生成域と存在域とのこのような不一致は、大気大循環に伴う輸送効果によりもたらされる。既に、下部成層圏においては、太陽紫外線は酸素分子解離エネルギーを既に失い、低温で化学反応も不活発なため、オゾンは長い光化学的寿命をもち、その密度は大気運動に伴う保存量と見なされるのである。このように、放射・組成・運動と密接な関連をもつオゾンの物理を理解するためには中層大気の総合的研究が不可欠である。

成層圏オゾンへの関心は1970年代を通じて急速な昂まりを見せた。その端緒となったのは、光化学理論の進歩と人間の生存を脅かし始めた「公」害に対する意識の昂揚であった。ロケット観測により明らかにされた上部成層圏における純粋酸素大気系光化学理論 (Chapman, 1930) の不十分性は水素酸化物を含む反応系を要請し (Hunt, 1966), 引き続き窒素酸化物・塩素酸化物による触媒的オゾン消滅反応の重要性 (Crutzen, 1970, 1971; Stolarski and Cicerone, 1974) が認識されるに至った。

一方で、人間活動(例えば、超音速旅客機の排気ガス、窒素肥料使用による過剰な亜酸化窒素 (N_2O) 生成、スプレー・冷却剤へのフロン(の)使用)の加速度的進行によりこれら微量気体成分が環境へ大量に放出されつつあることが明らかとなり、世界的規模におけるオゾンの人為的減少の危険性が指摘された(例えば、Johnston, 1971; Molina and Rowland, 1974; Cicerone *et al.*, 1974; Crutzen, 1976)。地表付近のオゾン(オキシダント)は生命にとって有害であるが、致命的な太陽紫外線を効率良く吸収する成層圏オゾンは、30数億年に及ぶ生命進化の途上において生命の海中からの上陸を可能にした (Berkner and Marshall, 1965) とされる程重要である。僅かとはいえ、予想されるオゾンの減少は地上到達紫外線量の増加をもたらす、細胞中 DNA の損傷確率を高め、皮膚ガン発生率が上昇し得ることは確実と信じられている。これを期に CIAP (Climatic Impact Assessment Program) と呼ばれる共同研究が実施され (CIAP, 1975)、オゾン研究の発展に大きく貢献したことは特筆されてよい。

以上を契機としつつ、成層圏オゾンに関する研究の飛躍的發展を可能にしたものとして、大型コンピュータによる計算処理能力の大幅な向上と、ここで解説を試みる人工衛星を用いた全球的オゾン観測技術の確立とが指摘されねばならない。鉛直オゾン分布は30種を越える関連微量気体成分の分布とともに複雑な反応系を用いて計算され (例えば、Shimazaki and Ogawa, 1974)、簡略化された光化学反応系を含む三次元大気大循環モデルにより、オゾンの全球的振舞いが他の気象要素とともにシミュレートされるようになった (例えば、Cunnold *et al.*, 1975)。これら理論的モデル計算と相補的なものとして、オゾンの実際の振舞いに関するより精密な知識の集積が、我々の知見の一層の深化にとって必要であることは言を待たない。1970年代になると人工衛星からの遠隔探査が実用段階に入った。人工衛星を用いたオゾン観測の最初の試みは Echo 1 衛星によるもの (Venkates-

* Observation of Stratospheric Ozone by the Meteorological Satellite—Nimbus 4 UV Experiment—.

** Fumio Hasebe, 京都大学理学部。

第1表 標準状態乾燥大気に対する Rayleigh 散乱係数 (Penndorf, 1957).

λ [nm]	s_λ [cm ²]
250	1.258×10^{-25}
260	1.057×10^{-25}
270	8.959×10^{-26}
280	7.645×10^{-26}
290	6.568×10^{-26}
300	5.676×10^{-26}
310	4.933×10^{-26}
320	4.309×10^{-26}
330	3.782×10^{-26}
340	3.334×10^{-26}

waran *et al.*, 1961) とされているが, Nimbus 4号 UV (Backscatter Ultraviolet) 法 (Nimbus Project, 1970) と Nimbus 6号の LRIR (Limb Radiance Inversion Radiometer) 法 (Nimbus Project, 1975) とによる観測は, 人類が手にし得るオゾンデータの質的転換を象徴するものといえよう.

折しも今年から中層大気に焦点を合わせた国際共同研究 MAP (Middle Atmosphere Program) が開始され, これを機にオゾン研究も更なる飛躍が期待される. 日本でも科学衛星 EXOS-C の打ち上げがその一環として計画されている. EXOS-C は UV 等の測器を搭載し, オゾンの全球的分布を観測する予定である (伊藤他, 1981). 我々はオゾンの全球の変動を明らかにするために地上観測値を用いてその解析を行ってきたが, 先日 Nimbus 4号 UV のデータを入手できたので, この場を借りてユーザーの立場からオゾン観測原理の略解を試み, 地上観測データ等との対比によりその特性を明らかにするとともに, それらを利用した解析例を紹介したい.

なお, 人間活動による成層圏オゾン破壊の問題は「天気」の普及講座 (三崎, 1981) に取り上げられており, 詳細な邦文の解説には, 島崎 (1979), 小川 (1979), 松野・島崎 (1981) がある. また, MAP については MAP (1977, 1981 a, b), 廣田 (1978) の他, 日本の計画に詳しい MAP 報告集 (1981) の参照を奨めたい.

2. UV を用いたオゾン観測の原理

紫外線の吸収を利用したオゾン観測は, Hartley-Hugins 帯と呼ばれるオゾン吸収帯のうち波長 250 ~ 340 [nm] の領域を用いて行なわれる. この領域においてオゾ

ンは最も主要な輻射吸収物質で, その吸収は十分狭い波長域ごとに限れば, それぞれ吸収の法則 (Beer-Bouguer-Lambert の法則) に支配されると見なされる. 従ってオゾンによる吸収と大気分子による Rayleigh 散乱を考えると, 波長 λ [nm], 強度 I_λ [erg · cm⁻² · sec⁻¹ · nm⁻¹ · sterad⁻¹] の輻射が dl [cm] 進む間に受ける減衰 ($-dI_\lambda$) は次のように表わされる.

$$dI_\lambda = -I_\lambda(a_\lambda n_3 + s_\lambda n_m) dl \quad (1)$$

ここで, n_3 [cm⁻³], n_m [cm⁻³] はそれぞれオゾン, 大気分子の数密度, a_λ [cm²], s_λ [cm²] は波長 λ におけるそれぞれオゾンの吸収断面積, 大気分子の散乱断面積である. 大気上端における入射強度を $I_{0\lambda}$ とし,

$$\tau_\lambda^{(a)} = \int_0^{l_1} a_\lambda n_3 dl, \quad \tau_\lambda^{(s)} = \int_0^{l_1} s_\lambda n_m dl \quad (2)$$

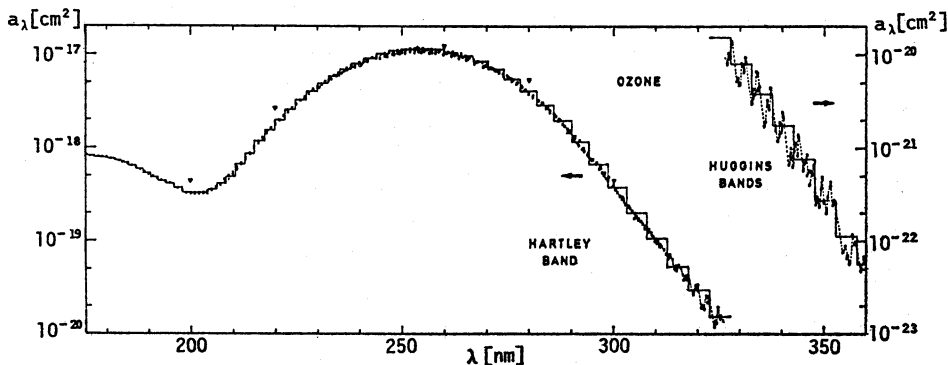
と表わせば, $l=l_1$ における入射光の輻射強度は (1) 式を積分して

$$\begin{aligned} I_\lambda &= I_{0\lambda} \exp \left[- \int_0^{l_1} (a_\lambda n_3 + s_\lambda n_m) dl \right] \\ &= I_{0\lambda} \exp [- \tau_\lambda^{(a)} - \tau_\lambda^{(s)}] \end{aligned} \quad (3)$$

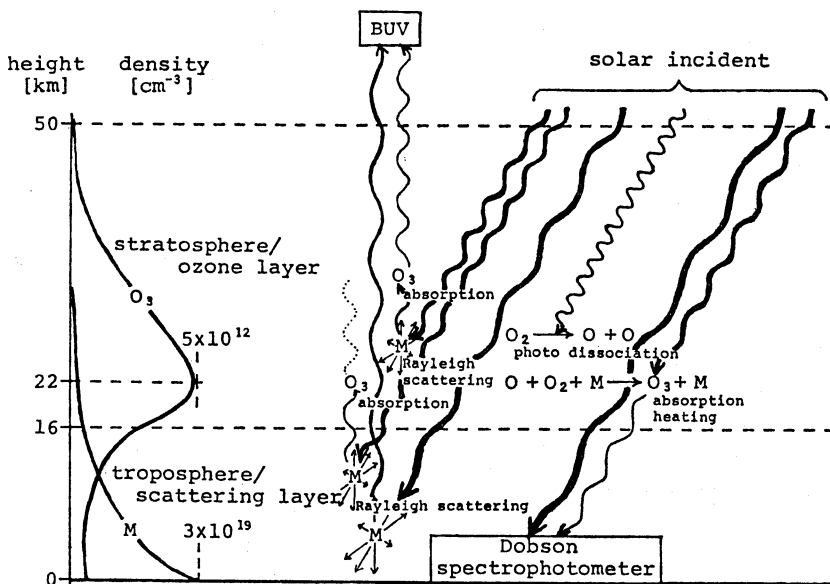
と表現される. ここで $\tau_\lambda^{(a)}$, $\tau_\lambda^{(s)}$ をそれぞれオゾンの吸収, 大気分子の散乱による $l=0$ から l_1 までの光学的厚さ (optical thickness) という.

第1表に示されているように, s_λ は前記波長域であり波長に依存しないが, a_λ の波長依存性は極めて強く (第1図), 波長 250 [nm] と 340 [nm] とでその値は約4桁も異なる. この結果, 地上で観測される太陽紫外線量は 320 [nm] から 300 [nm] にかけて短波長側で急激に減少し, それ以下の波長の紫外線は地上に到達しない. 地上でオゾン全量を測定する Dobson 法 (Dobson, 1957) は, このようにオゾンの吸収によって生じる地上到達線量の急激な変動域に, 例えば 305.5 [nm] と 325.4 [nm] という波長の対を設定し, 両輻射強度の相異 (実際は2つの対を用いる) からオゾン量を算出しようというものである (第2図参照).

オゾンによる吸収 ((1)式第1項) を受けた入射太陽紫外線は熱エネルギーとして大気に吸収されるが, 散乱された紫外線 (第2項) は再び吸収・散乱を受けながらその一部は大気外に戻る. この過程において, 入射光は光学的厚さをべきとして指数関数的に減衰する ((3)式) ので, 余りに低高度まで進入した光は大気外に戻ることはできない. 一方, 散乱体 (大気分子) 密度は高度の低下とともに指数関数的に増加するので, 入射光は大気中深く進入するに従いより効果的に散乱される (第2図参照).



第1図 Hartley-Huggins 帯におけるオゾンの吸収断面積 (Ackerman, 1971).

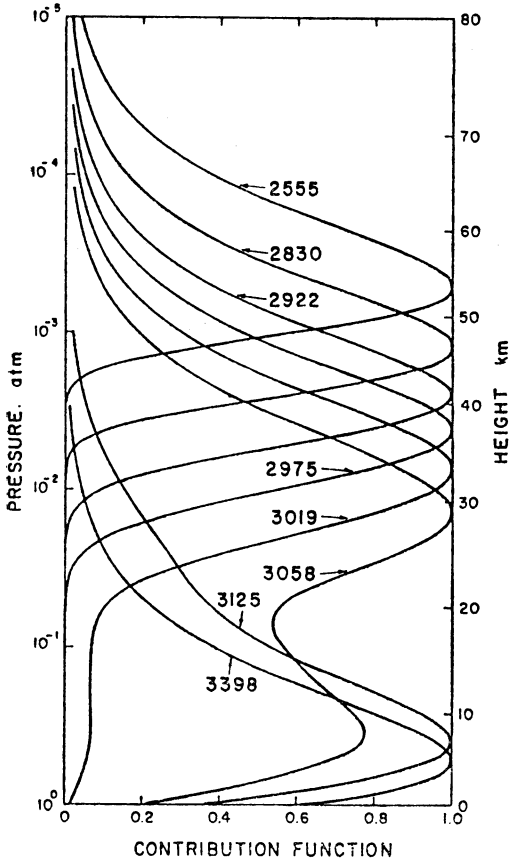


第2図 紫外線を利用したオゾン観測の模式図。波線の太さ・波長は紫外線の強度・波長を定性的に表わす。

O: 酸素原子, O₂: 酸素分子, O₃: オゾン, M: 中性気体分子。

照)。以上の事情から、太陽紫外線の後方散乱を波長を固定して上空から測定するとき、散乱光に対する各散乱高度の寄与率はある高度で極大になることが予想される。また、この高度をその波長に対する有効散乱高度 (effective scattering level) と呼べば、その波長依存性は短波長側で高高度、長波長側で低高度となることは容易に見当がつく。モデル大気を設定してこの問題を定量的に取り扱った結果が第3図である。第3図は、標準的鉛直オゾン分布 (オゾン全量 336 [matm-cm]) の下で平

行平板大気に天頂角60度で入射する太陽紫外線の後方散乱を、天底を望む人工衛星から測定した場合を想定し、散乱強度に対する各高度の寄与率を示したものである。図中の数字は散乱光の波長 [Å] で、寄与率は各波長ごとに最大値1に規格化されている。有効散乱高度は、図のように短波長によるオゾン極大より上部の一群と長波長による対流圏のものに大別され、中間波長をとってもオゾン極大付近に位置しない。その理由は、散乱体が対流圏に集中しており、オゾン極大の位置する限られた



第3図 太陽天頂角60度のもとで鉛直上方へ後方散乱される輻射に対する寄与率の高度分布。図中の数字は紫外線の波長 [Å] (Mateer, 1972)。

高度領域において散乱体密度が高度の低下とともに増加しないためと考えられる。このように BUV はオゾン極大より上部の鉛直オゾン分布とオゾン全量との観測に適した方法であるといえることができる。また、ここでは述べないが赤外線を利用する方法 (例えば, Prabhakara *et al.*, 1973) と比較すると、鉛直温度分布の観測を要しない事と測器の寿命において優れているといえることができよう。なお, Nimbus 7号 SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet) は Nimbus 4号 BUV の改良型で、両者は基本的に同等である。それらの相異は地球表面のアルベド算出に使用される光度計の波長にある (Nimbus Project, 1978)。

2.1. オゾン全量の観測

太陽紫外線の後方散乱を利用したオゾン全量の観測法

は, Dave and Mateer (1967) を基礎とし, Mateer *et al.* (1971) により一応の完成をみた。その後 Nimbus 4号 BUV が1970年代前半における唯一の全球的オゾン観測であるという重要性に鑑み, Ozone Processing Team (OPT) が組織され (1976年), オゾン量算出アルゴリズムの改訂やデータの質の検討など, その信頼性向上のため3年間に及ぶ努力が傾けられた。以下では Mateer *et al.* (1971), Albert J. Fleig (個人的情報, 1982) 等に依拠しつつ, Nimbus 4号 BUV によるオゾン全量観測法を略述する。

2.1.1. 測定量

Nimbus 4号 BUV は, モノクロメータを用いて Hartley-Huggins 帯の12波長の輻射を順次測定 (走査) するとともに, オゾン吸収帯外 (380.0 [nm]) の同じ視野の輻射を光度計で測定する。これらのうち, オゾン全量の算出にはモノクロメータの A ペア (312.5, 331.2 [nm]), B ペア (317.5, 339.8 [nm]) と光度計の合計5波長が用いられる。これらの波長の太陽紫外線はオゾン層を横切り対流圏下部にまで十分透過する (第3図) だけでなく, 各ペアの2波長は散乱に関してはほぼ同等の消散効果をもちながら (第1表), オゾンによる吸収に関してはそれぞれ吸収断面積が1桁以上異なる (第1図) という性質をもつ。また 380.0 [nm] におけるオゾンの吸収は全く無視される程微弱である。

オゾン全量の算出には, いわゆるインバージョンは行なわれず, Dobson 法と同様に次のように定義される N 値が用いられる。

$$\begin{cases}
 N_A = 100 \left\{ \log_{10} \left(\frac{F}{I} \right)_{312.5} - \log_{10} \left(\frac{F}{I} \right)_{331.2} \right\} \\
 = 100 \log_{10} \left(\frac{F_{312.5}}{F_{331.2}} \cdot \frac{I_{331.2}}{I_{312.5}} \right) \\
 N_B = 100 \left\{ \log_{10} \left(\frac{F}{I} \right)_{317.5} - \log_{10} \left(\frac{F}{I} \right)_{339.8} \right\} \\
 = 100 \log_{10} \left(\frac{F_{317.5}}{F_{339.8}} \cdot \frac{I_{339.8}}{I_{317.5}} \right)
 \end{cases} \quad (4)$$

ここで F, I は添字で示された波長のそれぞれ太陽紫外線入射強度, 地球大気後方散乱強度である。相対的対数減衰率 (relative logarithmic attenuation) と呼ばれるこれらの値は光路中のオゾン量に敏感で, 380.0 [nm] の散乱強度 (I_p) とともに次項に示される一連のモデル計算値と比較され, オゾン全量はそれらの内挿により算出される。

2.1.2. モデル計算

オゾン全量算出のためのモデル計算とは、パラメータ化された条件下で期待される N_A, N_B の計算である。ここにいう条件とは、太陽天頂角 ($0^\circ \leq \theta \leq 85.7^\circ$)、鉛直オゾン分布 ($\Omega_i; i=1, \dots, 21$)、反射面高度 (1.0 気圧, 0.4 気圧) である。

オゾンによる吸収、大気分子による Rayleigh 散乱とともに、地球表面 (地または雲頂) からの等方的反射を考慮すると、大気上端における後方散乱輻射強度 I_λ は、 Ω_i, θ と相当表面アルベド (equivalent surface albedo; R) の関数として次式で表現される。

$$I_\lambda(\Omega_i, \theta, R) = I_\lambda(\Omega_i, \theta, 0) + \frac{R}{1 - R \cdot r_\lambda(\Omega_i)} \cdot T_\lambda(\Omega_i, \theta) \quad (5)$$

ここで、 $I_\lambda(\Omega_i, \theta, 0)$ は表面反射の無い場合の輻射強度、 $r_\lambda(\Omega_i)$ は地球表面で等方的に反射された輻射が大気分子による散乱のため再び地球表面に戻る割合である。 $T_\lambda(\Omega_i, \theta)$ は

$$T_\lambda(\Omega_i, \theta) = F_\lambda \cos \theta \cdot t(\Omega_i, \theta) \cdot t(\Omega_i, 0) \quad (6)$$

と表わされる。ここで $t(\Omega_i, \theta), t(\Omega_i, 0)$ はそれぞれ天頂角 θ で入射した輻射、鉛直上方へ射出される輻射の直達及び散乱透過率 (direct plus diffuse transmission) である。なお、これらの導出については、例えば Liou (1980) を参照。

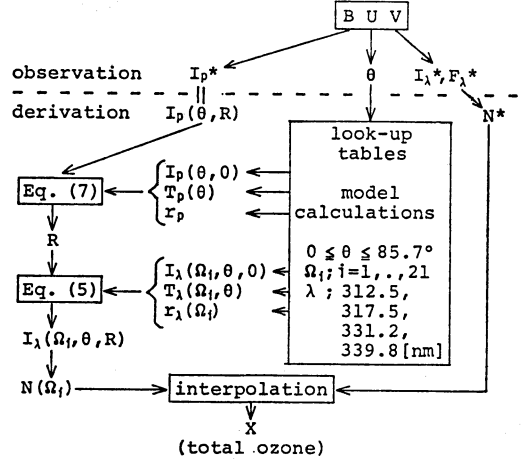
測定される輻射強度に対応するものは (5) 式の左辺であるが、 R を既知とすれば測定値は $I_\lambda(\Omega_i, \theta, 0)$ と対応させることができる。そこでモデル計算は表面反射の無い場合に限って実行し、 R は光度計の測定値から以下のように独立に算出する。

光度計の測定する輻射はオゾンによる吸収を受けていない。従って $\lambda = p (=380.0 \text{ [nm]})$ とおくと、(5) 式の Ω_i 依存性は無くなり、それを R について解けば

$$R = \frac{I_p(\theta, R) - I_p(\theta, 0)}{T_p(\theta) + r_p(I_p(\theta, R) - I_p(\theta, 0))} \quad (7)$$

を得る。 Ω_i や R に依らない $I_p(\theta, 0), T_p(\theta), r_p$ の値を様々な θ の下で一度求めておけば、 R の値は (7) 式の $I_p(\theta, R)$ に光度計の測定値を代入することにより決定される。

予めモデル計算しておく量としては、その他に (5) 式の $I_\lambda(\Omega_i, \theta, 0), T_\lambda(\Omega_i, \theta), r_\lambda(\Omega_i)$ がある。 Ω_i に依存するこれらの計算には Hilsenrath *et al.* (1979a) による標準的オゾン分布が用いられているが、これらはどれも R に依存しない。モデル計算におけるこのような R 依



第4図 オゾン全量算出の流れ図。 I_p^*, I_λ^* はそれぞれ光度計、モノクロメータの後方散乱強度、 F_λ^* は入射強度の各観測値を表わす。その他の記号については本文参照。

存性の除去は、放射伝達の計算を質・量ともに効果的に減少させる。こうして簡略化された放射伝達の計算には、全次数の Rayleigh 散乱を考慮する Dave (1964) の方法が採用されている。ここでその詳細を述べることはしないが、それは Chandrasekhar (1950) の方法を鉛直方向に非一様な大気に拡張したものである。

2.1.3. オゾン全量の決定

オゾン全量は、測定値とモデル計算との対比により第4図のように決定される。即ち、様々なオゾン分布 (Ω_i) の下でモデル計算された N 値 ($N(\Omega_i)$) との対比により、測定値から得られた N 値 (N^*) と最も良く一致する N 値を与えるオゾン分布からオゾン全量 (X) が推定される。このような計算は反射表面気圧に1.0気圧, 0.4気圧の2通りを仮定して行なわれ、 X としては、 $R \leq 0.2$ のとき1.0気圧 ($X_{1.0}$) が、 $R \geq 0.8$ のとき0.4気圧 ($X_{0.4}$) が、その中間のとき $X_{1.0}$ と $X_{0.4}$ とによる内挿値が採用される。以上の手順に従ってオゾン全量は A ペア (X_A) と B ペア (X_B) とについて別個に求められ、最終的なオゾン全量 (recommended total ozone; X_R) は X_A と X_B との感度 ($\frac{\partial N_A}{\partial X_A}, \frac{\partial N_B}{\partial X_B}$) 等を考慮して決定されている。なお、これらの詳細については、K.F. Klenk, A.J. Fleig 等が論文として準備中である。

2.2. 鉛直オゾン分布の観測

太陽紫外線の後方散乱を鉛直オゾン分布の観測に利用する試みは、Singer and Wentworth (1957) による示

第2表 Nimbus 4号 UV 鉛直分布観測用6チャンネルに対応するオゾンの吸収係数 (α_λ) と大気分子の散乱係数 (β_λ) (Bhartia *et al.*, 1981a).

λ [nm]	α_λ [matm-cm ⁻¹]	β_λ [mb ⁻¹]
273.70	1.605×10^{-1}	1.792×10^{-3}
283.10	7.60×10^{-2}	1.547×10^{-3}
287.70	4.49×10^{-2}	1.442×10^{-3}
292.28	2.61×10^{-2}	1.347×10^{-3}
297.64	1.293×10^{-2}	1.247×10^{-3}
305.91	4.39×10^{-3}	1.108×10^{-3}

峻以来多くの適用例がある (例えば, Rawcliffe and Elliott, 1966; Iozenas *et al.*, 1969; Anderson *et al.*, 1969; Heath *et al.*, 1973). インバージョン法にも多くの検討が加えられ (例えば Twomey and Howell, 1963; Iozenas, 1968; Yarger, 1970), それらは Mateer (1972), Yarger and Mateer (1976) にまとめられている. この小論ではそれら総体のレビューは行わず, NSSDC 提供の Nimbus 4号 UV データに適用されたインバージョン法に限りその方法を紹介する. 観測に用いられた波長はモノクロメータの残り8波長 (255.5, 273.5, 283.0, 287.6, 292.2, 297.5, 301.9, 305.8 [nm]) であったが, 255.5, 301.9 [nm] はその放射強度が他の波長と整合的でないことが判明し, 解析に使用されていない. OPTによるこのような再検討の結果は OPT (1982) に詳述されるはずであるが, 以下ではその基礎の置かれる Mateer (1972, 1977), Bhartia *et al.* (1981a) に基づいてその概略を述べる.

2.2.1. 後方散乱強度の支配方程式

オゾン極大より上部に有効散乱高度をもつ波長の後方散乱は, その大部分が1次散乱のみを経ているにすぎない (Dave and Mateer, 1967). また, オゾン極大より下の分布を求める場合無視できない多重散乱の考慮は, 長大な計算時間を消費する割に多くの情報を提供しない (Yarger, 1970). そこで鉛直分布の算出には1次散乱だけを考慮し, 2次散乱による僅かの寄与のみ補正項として取り入れる.

水平方向に等方様な平行平板大気から鉛直上方に射出される放射の大気上端における放射強度 I_λ は, 次式で与えられる.

$$I_\lambda = I_\lambda(\tau_\lambda^*) e^{-\tau_\lambda^*} + \int_0^{\tau_\lambda^*} J_\lambda(\tau_\lambda) e^{-\tau_\lambda} d\tau_\lambda \quad (8)$$

ここで τ_λ^* は大気全体の光学的厚さ, $I_\lambda(\tau_\lambda^*)$ は下部境

界の放射強度, $J_\lambda(\tau_\lambda)$ は射出関数 (source function) で, 1次散乱のみを考えれば

$$J_\lambda(\tau_\lambda) = \frac{\omega_\lambda}{4\pi} \cdot F_\lambda \cdot P(1; -\cos\theta) e^{-\frac{\tau_\lambda}{\cos\theta}} \quad (9)$$

と表わされる. ここで ω_λ は単散乱アルベード (single scattering albedo), F_λ は大気上端での太陽紫外線入射強度, $P(1; -\cos\theta)$ は天頂角 θ をもつ下向き入射光の鉛直上方へ向かう割合を示す位相関数 (phase function) で, 偏光していない入射光に対する大気分子による Rayleigh 散乱を考えると

$$P(1; -\cos\theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2\theta) \quad (10)$$

で与えられる. τ_λ による (8) 式の表現は鉛直分布の表示に不便なので, 光路を気圧 p [mb] で測り, (8) 式を p による表現に変換する. (2) 式に対応する τ_λ から p への変換式は

$$\tau_\lambda = \tau_\lambda^{(a)} + \tau_\lambda^{(s)} = \int_0^p (\alpha_\lambda^* \gamma + \beta_\lambda) dp \quad (11)$$

となる. ここで α_λ^* [mb⁻¹], β_λ [mb⁻¹] はそれぞれオゾンの吸収係数, 大気分子の散乱係数で, γ はオゾンの体積混合比である. α_λ^* , β_λ が p に依存しないとすると, (11) の積分は

$$\tau_\lambda = \alpha_\lambda X_p + \beta_\lambda p \quad (12)$$

と書かれる. ここで X_p [matm-cm] は大気上端から p [mb] 高度までの積算オゾン量を標準状態における気柱の高さに換算したもので, 吸収係数 α_λ [matm-cm⁻¹] と β_λ の値は第2表に示されている. 鉛直分布の観測に使用される波長域に対して大気は十分に厚く, 1次散乱の近似のもとでは下部境界の寄与は無視できる (第3図) ので, (8) 式右辺第1項を省略し, (9), (10), (12) 式と共に

$$\omega_\lambda = \frac{\beta_\lambda}{\alpha_\lambda^* \gamma + \beta_\lambda} \quad (13)$$

を (8) 式に代入すると, 後方散乱強度の支配方程式として

$$I_\lambda = \frac{3\beta_\lambda}{16\pi} \cdot F_\lambda (1 + \cos^2\theta) \cdot \int_0^{p_0} \exp[-(1 + \sec\theta)(\alpha_\lambda X_p + \beta_\lambda p)] dp \quad (14)$$

を得る. ここで p_0 [mb] は表面気圧である.

2.2.2. インバージョン問題の設定 (第1次近似と線型化)

X_p を未知数として (14) 式を直接解くのは賢明でない. Nimbus 4号 UV では次のように第1次近似に相当する鉛直分布を見積り, それからの偏差について線型

化された式を用いてインバージョンが実行される。

オゾン極大より上部における第1次近似分布には指数関数型の仮定が有効である。即ち

$$X_p = Cp^{\frac{1}{\sigma}} \quad (15)$$

定数 C , σ の決定には、この高度領域に有効散乱高度をもつ2つの短波長 (273.5, 283.0 [nm]) が用いられる。これらの波長に対して $\alpha_\lambda X_p \gg \beta_\lambda p$ が成立する (第2表) ので、

$$k_\lambda = \alpha_\lambda (1 + \sec \theta) \quad (16)$$

とおけば、(14) 式の変形により次式で定義される Q_λ [mb] (Q 値) は、(15), (16) 式を用いて

$$\begin{aligned} Q_\lambda &\equiv \frac{I_\lambda}{F_\lambda} \cdot \frac{16\pi}{3\beta_\lambda (1 + \cos^2 \theta)} \\ &= \int_0^{p_0} \exp[-k_\lambda Cp^{\frac{1}{\sigma}}] dp \\ &= (k_\lambda C)^{-\sigma} \Gamma(\sigma + 1) \end{aligned} \quad (17)$$

と近似される。ここで $\Gamma(\sigma + 1)$ は σ を変数とするガンマ関数である。(17) 式両辺の対数を取り、前記2波長の測定から得られる k_λ と Q_λ とを代入すれば定数 C , σ の値が決定される。なお、Bhartia *et al.* (1981a) によれば、偏光の効果を取り入れるために

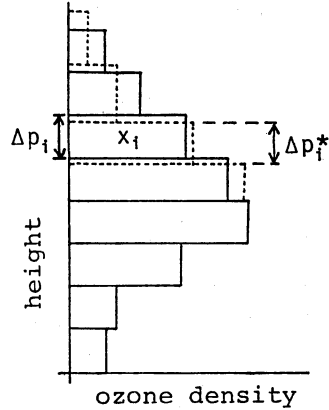
$$Q_\lambda' = \frac{I_\lambda}{F_\lambda} \cdot \frac{4\pi}{\beta_\lambda \cdot 0.7629(1 + 0.932 \cos^2 \theta)} \quad (17)'$$

が用いられている。

オゾン極大より下部の第1次近似分布には、オゾン全量の算出にも用いられた標準的オゾン分布が利用される。即ち2.1.節で決定されたオゾン全量に対応し、統計的に妥当な分布が第1次近似として採用される。

インバージョン式としては気圧増分 (Pressure Increment) 法 (Mateer, 1977; Yarger, 1970) が採用された。オゾンの第1次近似分布は、上部と下部の接続の後鉛直方向に任意の厚さの層に分割され、平均気圧 p_i [mb] の第 i 層 ($i=1, \dots, m$) 内に一様に分布するオゾン量を x_i [matm-cm], その分布から期待される Q 値を改めて $Q_\lambda (\lambda=\lambda_1, \dots, \lambda_J)$ と表わし、測定値から定められる Q 値を Q_λ^* とおく。気圧増分法は各 x_i を一定に保ちながら観測値と最も良く一致する気圧増分 ($\Delta p_i = p_{i+1} - p_i$) を求める方法で (第5図参照), Q_λ を用いて表現した (14) 式を無次元化・離散化して得られる次式が解かれる。

$$\sum_i^m \left\{ \frac{p_i}{Q_\lambda^*} \cdot \exp[-(1 + \sec \theta)(\alpha_\lambda \sum_k^{i-1} x_k + \beta_\lambda p_i)] \right\} \cdot$$



第5図 気圧増分法におけるインバージョンの原理。

$$\left(\frac{\Delta p_i^* - \Delta p_i}{p_i} \right) = \frac{Q_\lambda^* - Q_\lambda}{Q_\lambda^*} \quad (\lambda = \lambda_1, \dots, \lambda_J) \quad (18)$$

ここで Δp_i^* は求める分布に関する気圧増分で、求める分布はその積み重ねにより表現される。このスキームの特徴は、2.1.節で求められたオゾン全量を保存することである。

(18) 式は () の部分を K_{ji} , それに続く () の部分を u_i , 右边を v_j と書けば

$$\sum_i^m K_{ji} u_i = v_j \quad (j=1, \dots, J) \quad (19)$$

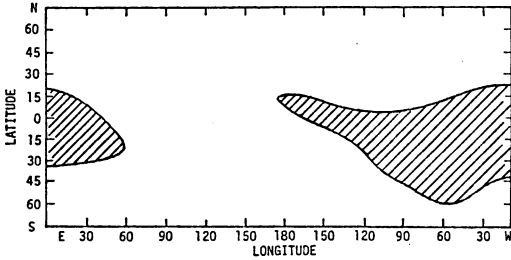
と表わされる。こうしてインバージョンは第1次近似分布により設定される K_{ji} と測定される v_j とから u_i を求める線型問題に帰着する。ただし、その実行に際して問題となるのが測定誤差である。実は (19) 式右边は誤差 η_i を含むから $\hat{v}_j = v_j + \eta_j$ に置き換えられねばならず、その解 \hat{u}_i は u_i と同一ではない。即ち

$$\sum_i^m K_{ji} \hat{u}_i = \hat{v}_j \quad (j=1, \dots, J) \quad (20)$$

このことが次項で述べる解の決定に重要な意味をもつ。

2.2.3. インバージョンの方法

(20) 式は第1種 Fredholm 型積分方程式の離散的表現である。この方程式は $m=J$ の時「正確」に解かれ得るが、インバージョン問題の場合 測定誤差の集積により満足すべき解の得られないことは古くから知られている (Rodgers, 1976)。また、インバージョンは通常 $m > J$ として行なわれ、解の決定には何らかの束縛条件を a priori に置くことが不可欠である (Phillips, 1962)。Nimbus 4号 UV データのインバージョンには、採用された最小情報 (Minimum Information) 法の他に準



第6図 Nimbus 4号 BUV による鉛直オゾン分布観測の水平分布。斜線はノイズによる観測不能の領域 (Fleig *et al.*, 1981a)。

最適 (Quasi-Optimum) 法 (Westwater and Strand, 1968) や Backus-Gilbert 法 (Backus and Gilbert, 1970; Conrath, 1977) も試みられている。

Phillips (1962), Twomey (1963) は (20) 式の解として誤差の分散を一定に保ちながら最も「滑らか」な解を選ぶべきだと考えた。「滑らか」さの基準に第1次近似分布からの平均二乗誤差を採ったものが最小情報法で、 κ を任意定数として次式の V を最小にする u_i を解とする。

$$V = \sum_j \eta_j^2 + \kappa \sum_i u_i^2$$

$$= \sum_j \left(\sum_i K_{ji} u_i - \hat{v}_j \right)^2 + \kappa \sum_i u_i^2 \quad (21)$$

よって u_i を決定する式は $\frac{\partial V}{\partial u_k} = 0 (k=1, \dots, m)$ より

$$\sum_j \left(\sum_i K_{ji} u_i - \hat{v}_j \right) K_{jk} + \kappa u_k = 0$$

$$(k=1, \dots, m) \quad (22)$$

となる。 K_{ji} , u_i , \hat{v}_j をそれぞれ K , u , v と行列表現し、 u について解けば

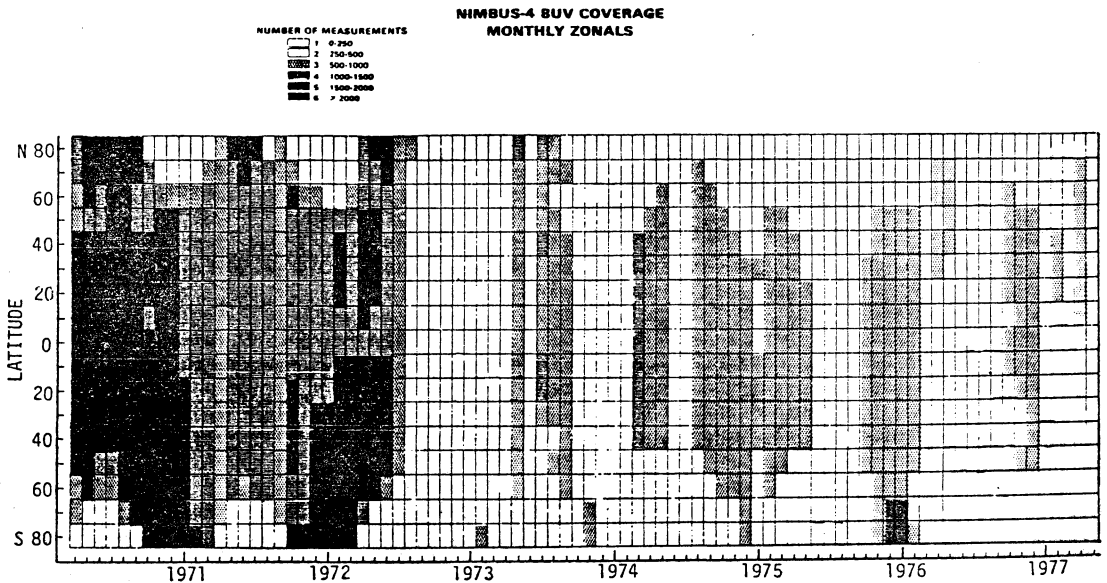
$${}^t K K u - {}^t K v + \kappa u = 0, \quad (22)'$$

$$u = ({}^t K K + \kappa I)^{-1} {}^t K v \quad (23)$$

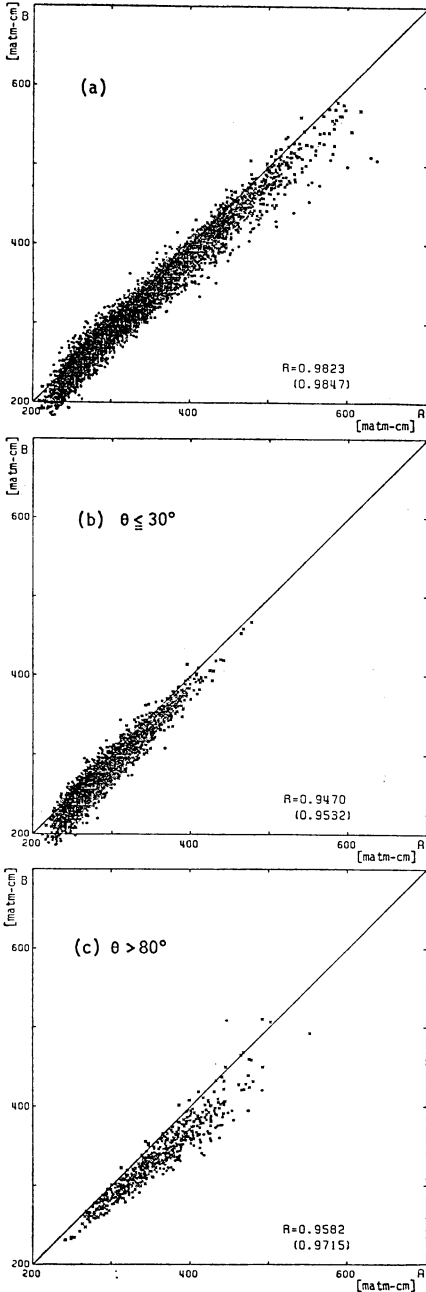
を得る。ここで t , ${}^{-1}$ はそれぞれ転置行列、逆行列を、 O と I は零行列と単位行列を表す。最小情報法では、任意定数 κ を大きく採る程 第1次近似分布に強く束縛された解が得られる。

3. 観測データの統計的性質

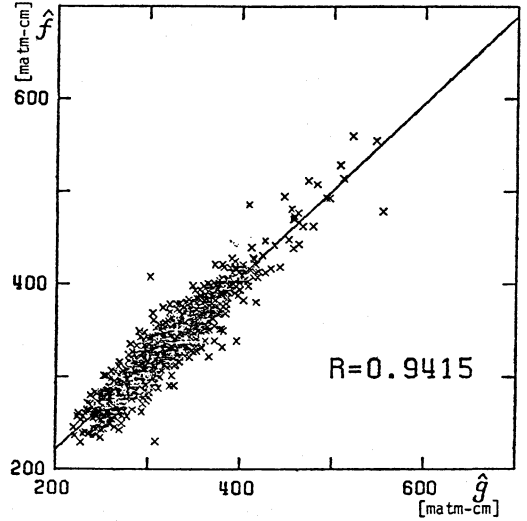
Nimbus 4号は太陽同期極軌道衛星で、約107分に1度 地方時正午の赤道面を北向きに横断し、その経度は1周につき約27度西へ移動する。BUVの視野はおよそ200km四方の領域とされ、走査1回の所要時間は32秒でその間に衛星直下点は約200km移動する。従って1回の観測の空間分解能は200~400kmで、中緯度では南北400km×東西2,000km程度以上の現象を日々観測することが可能である。データの得られる領域はほぼ全



第7図 Nimbus 4号 BUV オゾン全量観測によるデータ数(緯度帯ごとの和)の経年変化 (Fleig *et al.*, 1981b)。



第8図 Aベア(横軸)とBベア(縦軸)とによるオゾン全量観測値の散布図。表示は1/50の割合。(a)全ての観測、(b)太陽天頂角30度以下の観測、(c)太陽天頂角80度を越える観測。



第9図 Dobson 分光計(縦軸)と UVV(横軸)とによる同時観測値の比較。第3表に示された34地上観測点を使用。

球であるが、太陽天頂角が85.7度を越える場合は解析されないで、緯度81度より極側と極夜のデータは無い。更に鉛直オゾン分布のデータは、南米を中心とする広い領域(第6図)で得られていない。これは、Van Allen帯の高エネルギー粒子による暗電流(ノイズ)が高感度の要求される短波長の測定を不能にしたためである(Heath *et al.*, 1973)。UVVによる観測は1970年4月から1977年5月まで実施されたが、1972年8月以降は電源容量不足等のため観測密度が急激に低下している(第7図)。

3.1. オゾン全量データの統計的性質

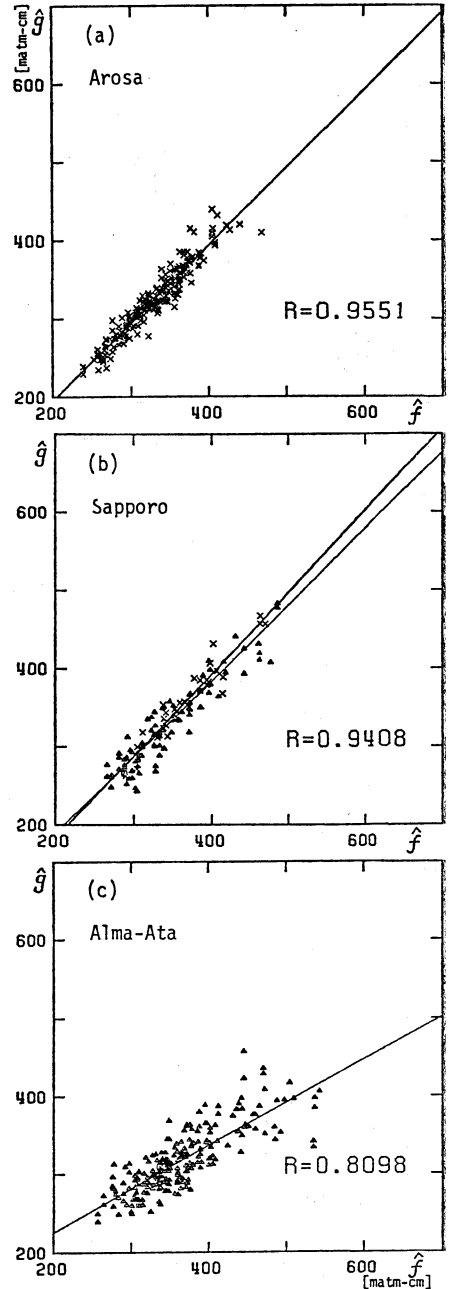
UVVによるオゾン全量データは、対照可能な地上観測値が比較的豊富なため、その性質には多くの検討が加えられている(例えば、Fleig *et al.*, 1981b)。以下では、データ解析に当り調査すべきその統計的性質として、私自身の調査結果(第8~12図, 第4表)を加えて紹介する。

3.1.1. 全期間の統計

第8図は、2つの独立な観測、即ち Aベアオゾン全量(X_A)と Bベアオゾン全量(X_B)との整合性を検討するために、横軸に X_A 、縦軸に X_B をとって描いた散布図である。観測値は50個に1個の割合で表示され、 X_A と X_B とが10%以上異なる場合は◇印が使用されている。全ての観測を区別していない第8図(a)では両者の相関係数は0.9823で、◇印を除くと括弧中の0.9847と

第3表 第9図の比較に使用された観測点一覧.

観測点番号	観測点	緯度・経度
007	鹿児島	32N 131E
009	Mount Abu	25N 73E
010	New Delhi	29N 77E
011	Quetta	30N 67E
012	札幌	43N 141E
013	Srinagar	34N 75E
014	館野	36N 140E
019	Bismarck	47N 101W
020	Caribou	47N 68W
021	Edmonton	54N 114W
024	Resolute	75N 95W
035	Arosa	47N 10E
038	Elmas/Cagliari	39N 9E
042	Leningrad/Voekovo	60N 30E
045	Messina	38N 16E
048	Oxford	52N 1W
050	Potsdam	52N 13E
053	Uccle	51N 4E
055	Vigna Di Valle	42N 12E
067	Boulder	40N 105W
068	Belsk	51N 21E
070	Mont Louis	43N 2E
074	Varanasi	25N 83E
077	Churchill	59N 94W
082	Lisbon	39N 9W
096	Hradec Kralove	50N 16E
099	Hohenpeissenberg	48N 11E
100	Budapest-Lorinc	47N 19E
102	Bracknell	51N 1W
106	Nashville	36N 87W
107	Wallops Is.	38N 75W
155	White Sands	32N 106W
190	那覇	26N 128E
199	Barrow	71N 157W



第10図 地上観測(横軸)とBUV(縦軸)との観測点別同時観測値の比較。(a) Arosa, (b) 札幌, (c) Alma-Ata. 太線は高信頼度のデータ(x印)のみ, 細線は全データを用いた回帰直線.

なる。第8図(b)は太陽天頂角30度以下の観測のみによる比較で、大部分が変動の少ない赤道地方のデータであるために、誤差分散の影響で相関係数は0.9470(0.9532)と幾分小さな値となる。第8図(c)は太陽天頂角が80度を越えるもので、原理的に最も大きな誤差が予想されるが、相関係数は0.9582(0.9715)という値である。総体的に X_A が X_B より系統的に大きな値となっている。これは推薦値(X_R)の決定に際して考慮さ

第4表 地上観測 (\hat{f}) と UV (\hat{g}) とによるオゾン全量同時観測値の比較. (a) 第3表の観測点における観測コード00の全データ, (b) 観測点別, (c) 年別の各統計.

		平均値 [matm-cm]		標準偏差 [matm-cm]	相関係数	回帰直線 [matm-cm]	
		地上観測 (\hat{f})	UV (\hat{g})				
(a)	(00)	330.2	317.4	21.6	0.9392	$\hat{f}=0.9368\hat{g}+32.8$	
Arosa	(00)	331.4	325.0	14.4	0.9553	$\hat{g}=0.9922\hat{f}-3.8$	
(b) 札幌	(全コード)	(00)	371.2	363.1	17.0	0.9523	$\hat{g}=1.0459\hat{f}-25.2$
			349.3	334.7	23.9	0.9408	$\hat{g}=0.9751\hat{f}-5.9$
Alma-Ata		365.0	317.8	58.5	0.8098	$\hat{g}=0.5525\hat{f}+116.2$	
(c)	1970	(00)	325.4	313.9	20.6	0.9479	$\hat{f}=0.9945\hat{g}+13.1$
	1971	(00)	325.9	316.9	19.3	0.9464	$\hat{f}=0.9141\hat{g}+36.2$
	1972	(00)	342.3	330.8	20.7	0.9314	$\hat{f}=0.9659\hat{g}+22.7$
	1973-1974	(00)	327.7	309.6	25.4	0.9194	$\hat{f}=0.8840\hat{g}+54.0$
	1975-1977	(00)	332.9	316.3	22.7	0.9514	$\hat{f}=0.9156\hat{g}+43.3$

ればよく、この比較からオゾン全量として充分意味のある値が観測されていることが期待される。以下では、OPTにより決定された X_R のみを考察の対象としながら、地上観測値との対比を行なう。

第9図は地上の Dobson 分光計 (縦軸; \hat{f}) と UV (横軸; \hat{g}) とによる同時観測値を散布図にして比較したものである。ここで同時観測とは同一日に地上観測点から 100 km 以内に UV データのある場合と定め、そのようなデータのうち、最も正確な地上観測とされる ADペアによる直接光を用いた観測 (観測コード00) と高信頼度 (X_A と X_B が10%以内で一致) の UV データ (X_R) のみが用いられている。比較に使用された地上観測点は第3表に示された北緯20度以北の34地点である。前記の条件を満足する全ての同時観測について、両者の平均値 (\hat{f} ; \hat{g})、標準偏差 ($\sqrt{(\hat{f}-\hat{g})^2}$)、相関係数、 \hat{f} の \hat{g} に対する回帰方程式が第4表(a)に示されている。これにより、UV の平均値は地上観測のそれを下廻り、回帰直線の傾きも1より小さいことがわかる。これは、地上観測値を基準とした時、UV が平均値を過小評価し変動を過大評価していることを意味する。このような一種の系統的誤差は、第4表(a)の統計から-5%の平均的バイアスと+5%の感度差とまとめられる。

以上のような UV の特性を理解した上で、逆に UV を基準儀として各観測点の測器を個別に「検定」することも興味深い。第10図はその一例で、世界で最も古くから観測が続けられデータの信頼性も高い Arosa (No. 035; 第10図(a)), 日本の観測点の中から札幌 (No.

012; 第10図(b)), 系統的誤差の存在が知られる M-83 フィルターオゾン計を使用する観測点のうち Alma-Ata (No. 003; 43°N, 77°E; 第10図(c)) という緯度のほぼ等しい代表的3地点の結果を示したものである。第10図は第9図とは逆の立場であるから縦軸にUV (\hat{g})、横軸に地上観測 (\hat{f}) をとっており、同時観測として半径 200 km 以内のものを許している。図中で△印は精度に関する条件 (観測コード00) を満足しないものを表わす。図中の直線は、太線が×印の点のみ、細線が△印をも含めたそれぞれ回帰直線である (第4表(b)参照)。第10図(b)のように Dobson 分光計は多少異なる条件下でも信頼性を大きく損うことはないが、M-83 の場合は第10図(c)の回帰直線の傾きが小さく、その周囲の分布も広範囲に及ぶ。このような特徴は他の M-83 観測点でも認められ、測器付随の系統的誤差の存在を示す。

以上の統計により観測点別に誤差を見積ることができ。いま、 \hat{f} と \hat{g} の相方にバイアス付きランダム誤差を仮定すると、両者の差 (α) は、平均的バイアス ($\bar{\alpha}$)、地上観測値のランダム誤差 (ϵ')、UV のランダム誤差 (ζ') の和に等しい。即ち

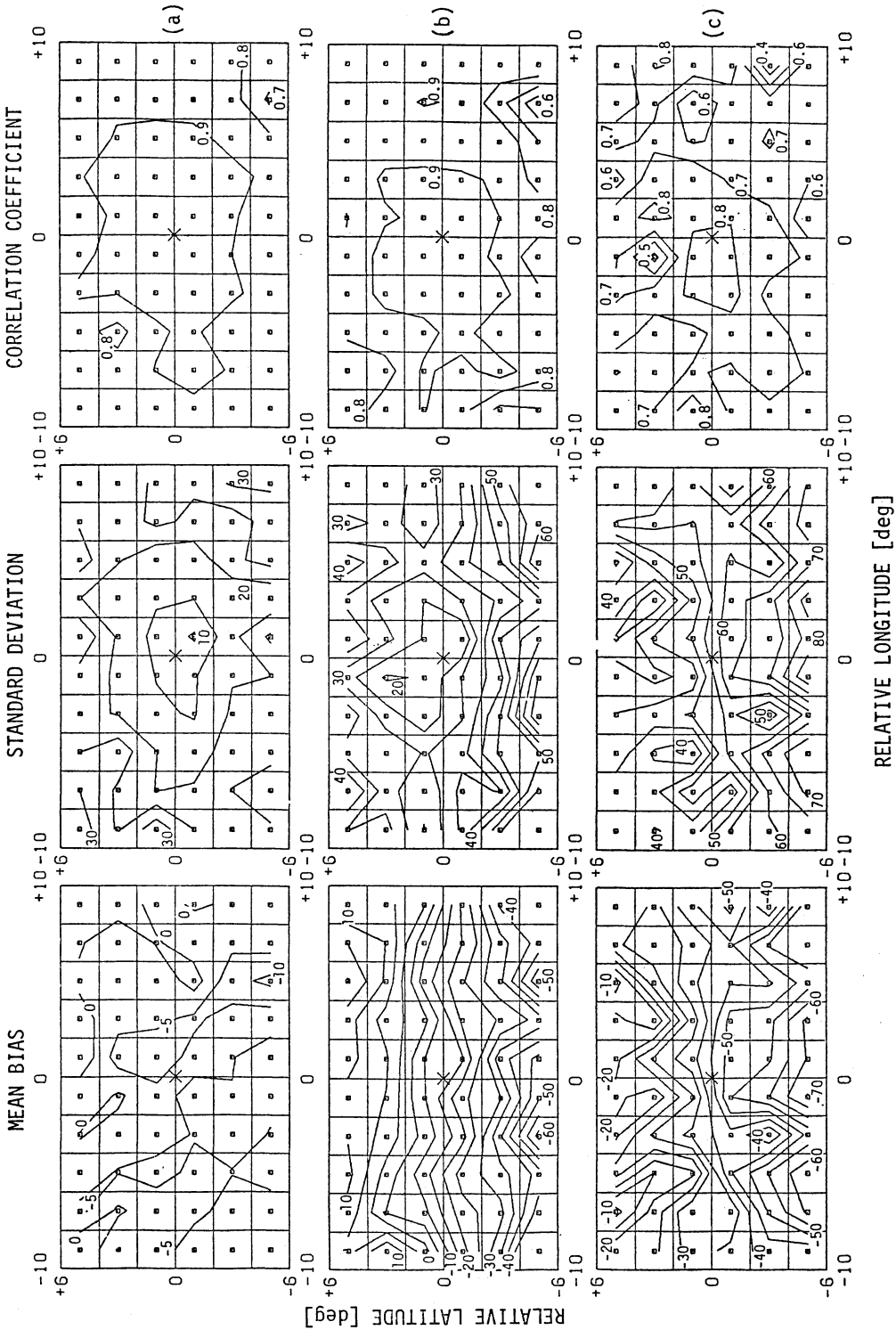
$$\hat{f}-\hat{g}\equiv\alpha=\bar{\alpha}+\epsilon'+\zeta', \tag{24}$$

$$\bar{\epsilon}'\bar{\zeta}'=0 \tag{25}$$

そのとき、標準偏差の二乗 (分散) は

$$\bar{\alpha}^2=\bar{\alpha}^2+\bar{\epsilon}'^2+\bar{\zeta}'^2 \tag{26}$$

と表わされる。一般に、よく調整された Dobson 分光計の誤差は2%以下とされているから、Arosa において $\sqrt{\bar{\epsilon}'^2}=8$ [matm-cm] とおけば、第4表(b)の値を(26)



第11図 地上観測とBUVとによる同時観測値の平均的バイアス(BUV-地上観測)、標準偏差、相関係数の観測点(×印)を中心とした空間分布。
 (a) Arosa, (b) 札幌, (c) Alma-Ata. バイアスと標準偏差の単位は matm-cm.

式に代入して、UV の誤差として $\sqrt{\sigma^2} \approx 10$ [matm-cm] を得る。この値は Fleig *et al.* (1981b) による見積り ($\sqrt{\sigma^2} \approx 2\%$, $\sqrt{\sigma^2} \approx 6\%$) とおおむね整合的である。そこで $\sqrt{\sigma^2} = 10$ [matm-cm] とおくと、再び第4表(b)により、札幌、Alma-Ata の観測誤差はバイアスを除きランダムとの仮定の下でそれぞれ $\sqrt{\sigma^2} \approx 16$, 33 [matm-cm] となる。ただし、後者には(オゾン量と相関をもつ)系統的誤差の寄与も含まれていることが確実である。

次に示すのは「同時観測値」の空間的分布である。第11図は、×印で示された点に位置する地上観測点((a) Arosa, (b) 札幌, (c) Alma-Ata) から緯度±6度・経度±10度の領域を2度ごとの小領域に分割し、各小領域において同一日の地上観測値と UV データとにより、平均的バイアス、標準偏差、相関係数を求め、等値線で表示したものである。まず Arosa と札幌とを比較すると、平均的バイアスは Arosa においてより滑らかな空間的変動が見られる一方、札幌は高緯度側で+、低緯度側で-という明瞭な帯状構造を特徴とする。これは、大陸の東側で卓越する停滞波による極向きオゾン輸送の結果、オゾン全量が大きな南北傾度をもって分布することの表現であろう。標準偏差はいずれも観測点付近で極小値をとるが、札幌の場合には無視できないバイアスのためにその位置がやや北へ偏っている。変動の空間スケールとも関連する相関係数は、0.9の等値線が緯度で2~4度、経度にして6度程離れたところを通過している。これに対し、Alma-Ata (第11図(c))においては、札幌で顕著であった平均場の帯状構造、即ち観測点付近を東西に走るバイアス-40の等値線が見られるものの、変動成分については他の二地点で見られた標準偏差の極小が図中に見られないばかりか、相関係数が0.9を越える領域もない。これらは、M-83による地上観測値が大きな誤差を伴うために、その空間的代表性が劣ることを意味している。

3.1.2. 経年変化

長年にわたるオゾンの変動を調査する場合には、全期間にわたる統計の他に測器の経年変化を調査する必要がある。特に Nimbus 4号 UV の場合には、以下に述べる事情のためにその調査は極めて重要である。それは、Nimbus 4号 UV が太陽紫外線入射強度の継続的測定に失敗している (Fleig *et al.*, 1981a) ということである。その原因は、太陽紫外線入射強度を測定する際に UV の視野にかざされる散乱板の反射特性が顕著な経

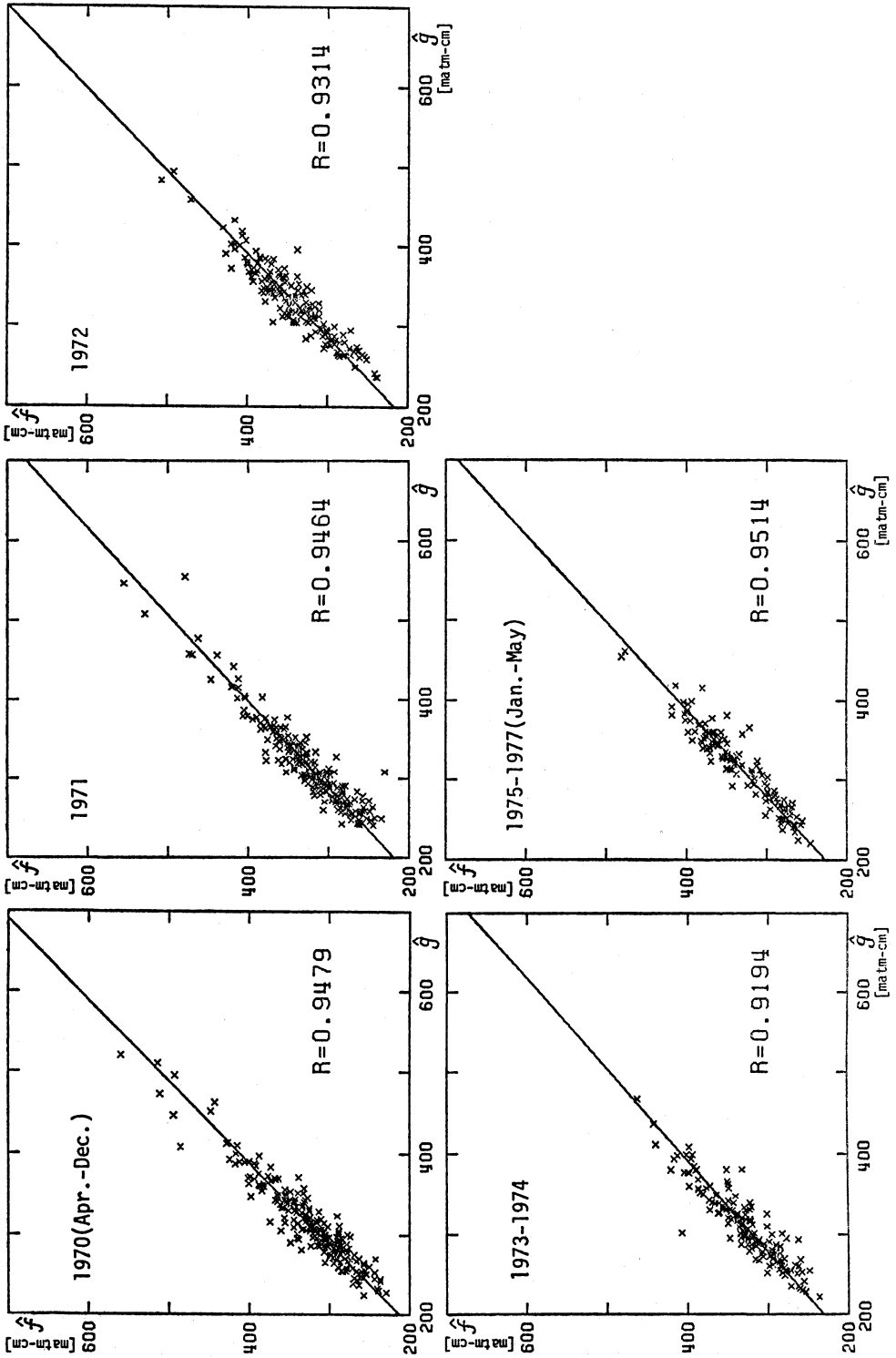
時変化を示したことにある。そのため現在公表されているデータは、太陽紫外線強度が1970年4月10日以来一定との仮定の下で計算されている。オゾン全量の観測には二波長の入射紫外線強度の比が関与する((4)式)のために、310~340 [nm] の波長域でスペクトル型が経年変化した場合、観測値はそれが一定と仮定されているために(スペクトル型変化に依存する)系統的誤差を含む。

第12図は、第9図と同様の操作を期間を分割して(1970年, 1971年, 1972年, 1973~1974年, 1975~1977年)行なったものである(第4表(c)参照)。これらの結果から、Dobson 分光計と UV との感度差(回帰直線の傾きが1でないこと)の経年変化は $5 \pm 5\%$ 程度であることがわかる。第13図は Hilsenrath and Schlesinger (1981) によるバイアスの経年変化の見積りである。これは、Dobson 分光計 (\hat{f}) と UV (\hat{g}) との同時観測値の差 ($\hat{f} - \hat{g}$) を可能な限り集め、月ごとの平均値を求めてその変動を追ったもので、細かな変動を除くと二種類の変動から成るように見える。第1は北半球の冬から春にかけて極小をとる季節変化であり、第2は1970年から1975年への増加傾向とそれ以降の減少傾向である。第1の特徴は UV が北半球の雪を雲と識別できないことによる誤差 (Bhartia *et al.*, 1981b) 及び、50~100 [matm-cm] に達する北半球オゾン全量の季節変化が平均5%の感度差を通して反映されたものと考えられる。しかし、第2の特徴は雪や感度差では説明できない。なるほど、1970年以降の北半球オゾン全量の減少傾向は感度差効果の対象となり得るが、その大きさはバイアスの経年変化と同程度であり、高々10%の感度差では到底説明され得ない。地上観測網を完全に信頼することのできないのはもちろんであるが、第2の特徴は1969年に極大となり1976年頃極小であった太陽活動の変動と関連する誤差であることを示唆する。

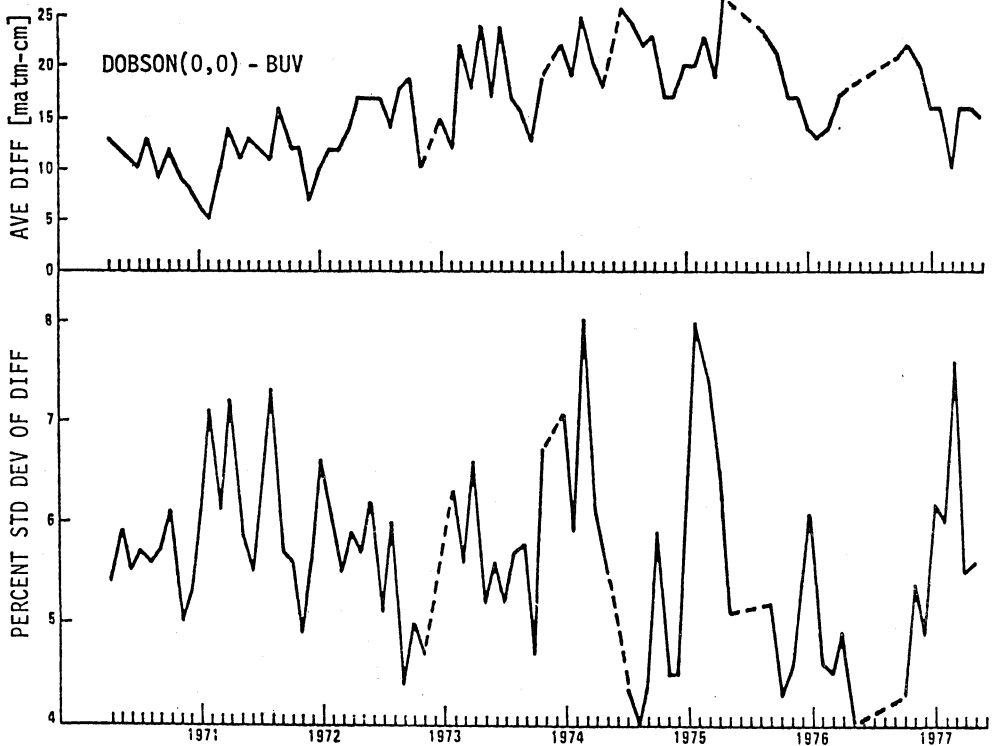
3.2. 鉛直オゾン分布データの統計的性質

鉛直オゾン分布に関する統計は、オゾン全量の統計に比べてはなはだ不十分である。それは、バルーン到達高度を越える領域での比較は、精度に問題が残る Umkehr 法と数の極めて少ないロケットゾンデとに頼らざるを得ないためである。以下に紹介する比較結果はとても満足のいくものでないが、このことは逆に UV による鉛直オゾン分布観測が我々の手にし得るオゾンデータの質的転換を象徴的に示していると言えよう。

第14図は UV (破線) とロケットゾンデ (実線) とによる鉛直オゾン分布の比較で、ロケットデータに付き



第12図 第9図と同様の比較を期間を分割して行なったもの。



第13図 平均的バイアス(地上観測-BUV)と標準偏差(%)の経年変化(Hilsenrath and Schlesinger, 1981). 観測コード00の Dobson 分光計のみ使用.

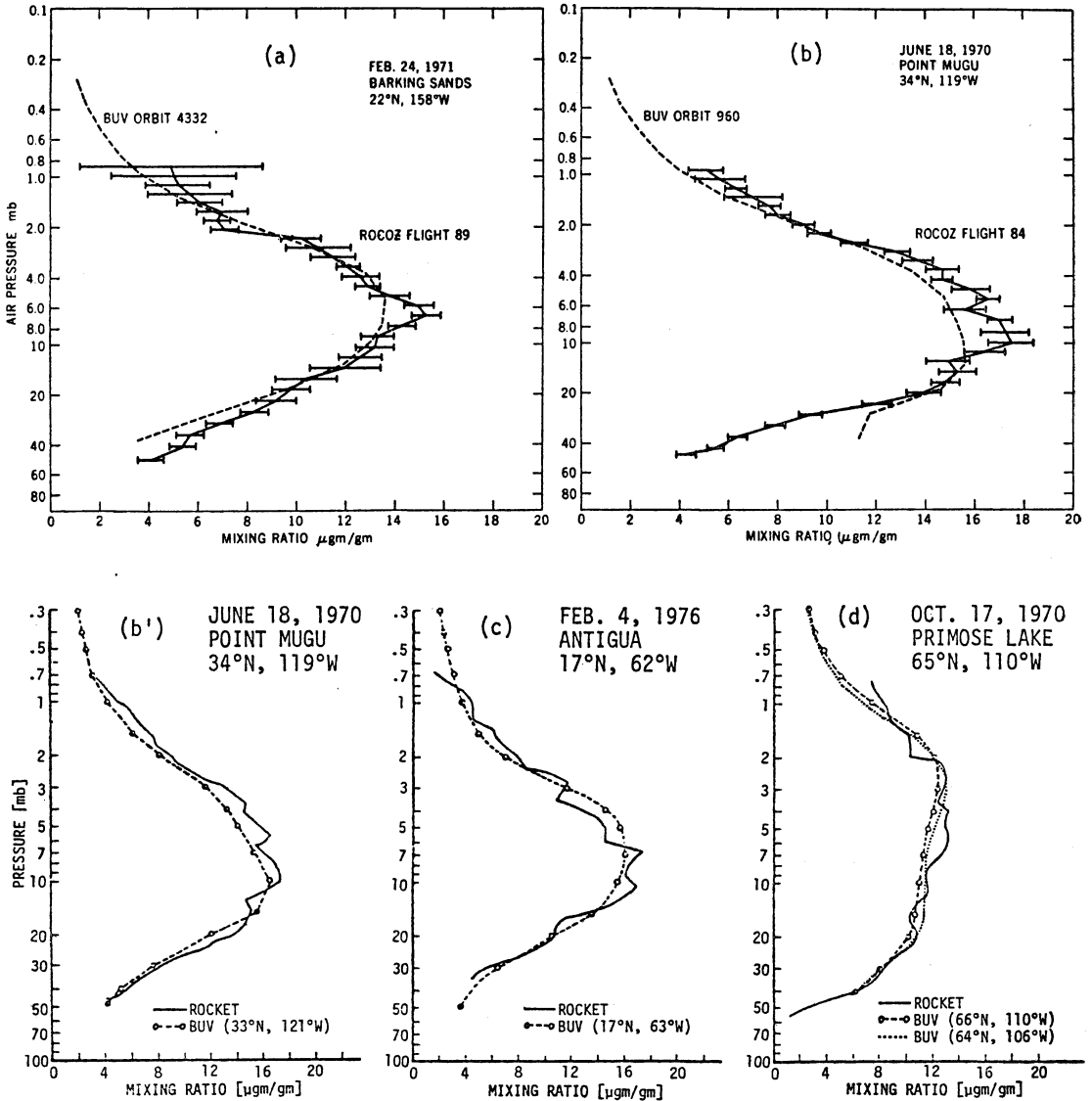
れたバーは誤差の見積りである。図のうち (b) と (b') は同一観測であるが、(a), (b) の BUV データは OPT による改訂以前の結果、(b'), (c), (d) は改訂後の結果に基づいている。BUV データが鉛直微細構造を表現できないのは、第3図に示された分解能から当然予想される。その点を考慮すると両者はおおむね一致するが、特に (a), (b) では 1 [mb] 及び 10 [mb] 付近で BUV に過小評価の傾向が見られる。これらのうち、10 [mb] 付近の過小評価は (b') に到って幾分改良され、更に多重散乱の効果を取り込んだために最下部 (50~30 [mb]) の結果が大幅に改善されている。

このような比較を「統計的」に行なった結果が第15図である。第15図は低緯度 (<25度) 14例と中緯度 (25~65度) 13例の僅か27例に過ぎないが、ロケットゾンデと BUV とによる観測値の差 (ロケット-BUV) を混合比の百分率で示したものである。図の結果から、1 [mb] 付近と 20 [mb] 以下でその差が目立つものの、15 [mb] より上の鉛直分布はおおむね ±10% 以内の誤差と判断される。このような統計は、Umkehr 法との比較により数

第5表 Umkehr 第6~9層における BUV と Umkehr とによるオゾン量同時観測値の平均的バイアス (BUV-Umkehr) [%] (Fleig et al., 1981a). 1971年のデータのみ使用.

観測点 (観測点 番号)	データ 数	Umkehr 法層番号			
		6	7	8	9
全観測点	360	-4.4	5.4	10.2	2.3
Arosa (035)	114	-8.0	3.1	11.0	3.2
Lisbon (082)	55	0.7	18.3	23.3	23.0
Belsk (068)	34	-8.8	7.0	6.6	-13.5
Mt. Abu(009)	24	10.1	19.3	14.8	18.5
館野 (014)	12	-5.7	8.0	0.9	-15.2

を増すことができる。第5表は1971年における Umkehr と BUV とによるオゾン混合比の差 (BUV-Umkehr) を百分率で示したものである。表より BUV は Umkehr よりも 10 [mb] 付近 (第6層) で過小、2~4 [mb] (第8層) で過大評価をしていることがわかる。とはいえ、Umkehr の結果は観測点によるばらつきが激し

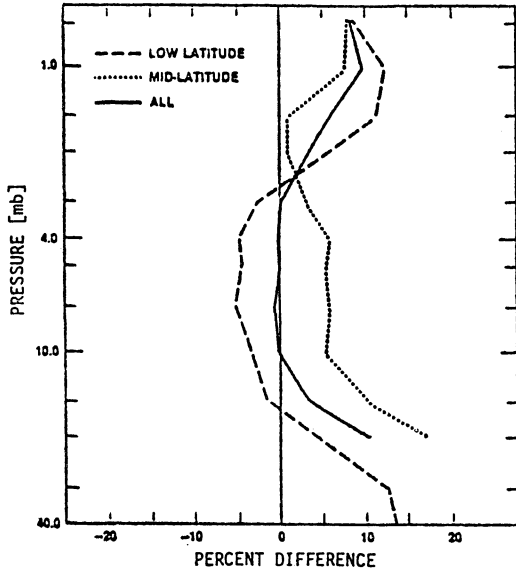


第14図 BUV (破線) とロケット (実線) とによるオゾン混合比鉛直分布の比較. (a), (b) は OPT による改訂前の結果 (Krueger *et al.*, 1973), (b'), (c), (d) は改訂後の結果 (Miller *et al.*, 1980).

く、これらは相対的比較の域を出ないと言わねばならない。

BUV による鉛直オゾン分布の経年変化を他の測器の結果と比較することは極めて重要である。それは3.1.2.節で述べた事情があるからで、特に鉛直分布データの場合は太陽紫外線の(スペクトル型でなく)強度変化、例えばその増加が直ちにオゾン量の減少として観測されるため、事態はオゾン全量の場合より深刻である。このよう

に重要な経年変化に対する検討は、Umkehr データとの比較でしかなし得ないのが現状である。第16図は Arosa の Umkehr 第6, 7, 8, 9層における Umkehr (実線) とBUV (破線) とによる月平均オゾン量の経年変化の比較である。BUV による月平均値には Arosa を中心とした緯度5度×経度10度の領域内のデータが使用されている。第16図によれば、季節変化の位相は第6, 7層で両者の良い一致が見られるが、詳細に到ってはかなりの相



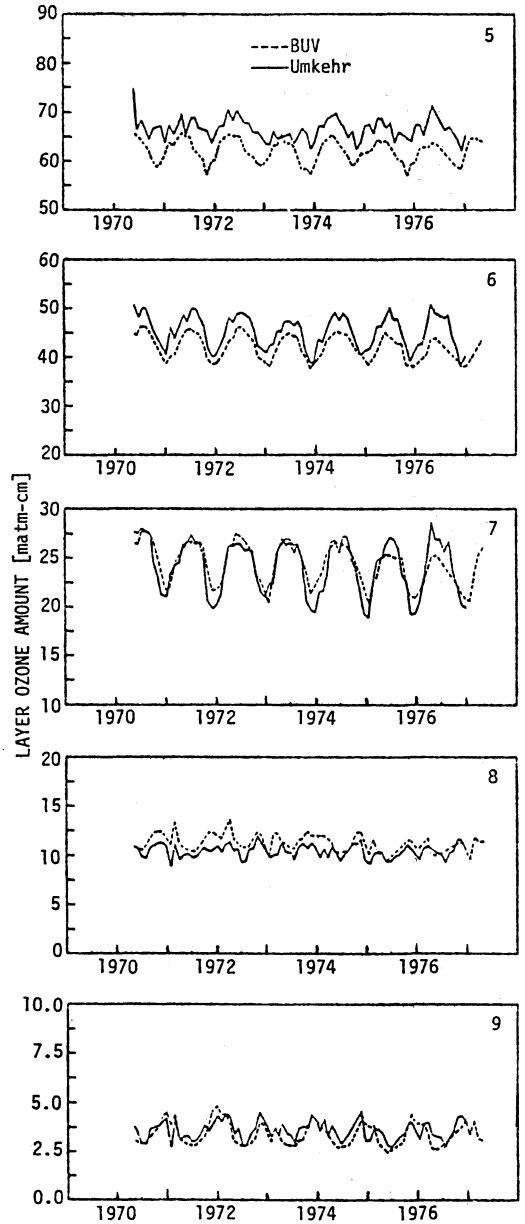
第15図 オゾン混合比の平均的バイアス(ロケット-BUV). 低緯度 (<25度) 14例と中緯度 (25~65度) 13例による (Fleig et al., 1981a).

第6表 Umkehr 第9層におけるBUVとUmkehrとによるオゾン量同時観測値の平均的バイアス (BUV-Umkehr) の経年変化 (Fleig et al., 1981a).

年	平均的バイアス (BUV-Umkehr) [%]	標準誤差 [%]
1970	+3	1
1971	+2	1
1972	-3	2
1973	-6	2
1974	-6	3
1975	+4	3
1976	-10	3
1977	-1	6

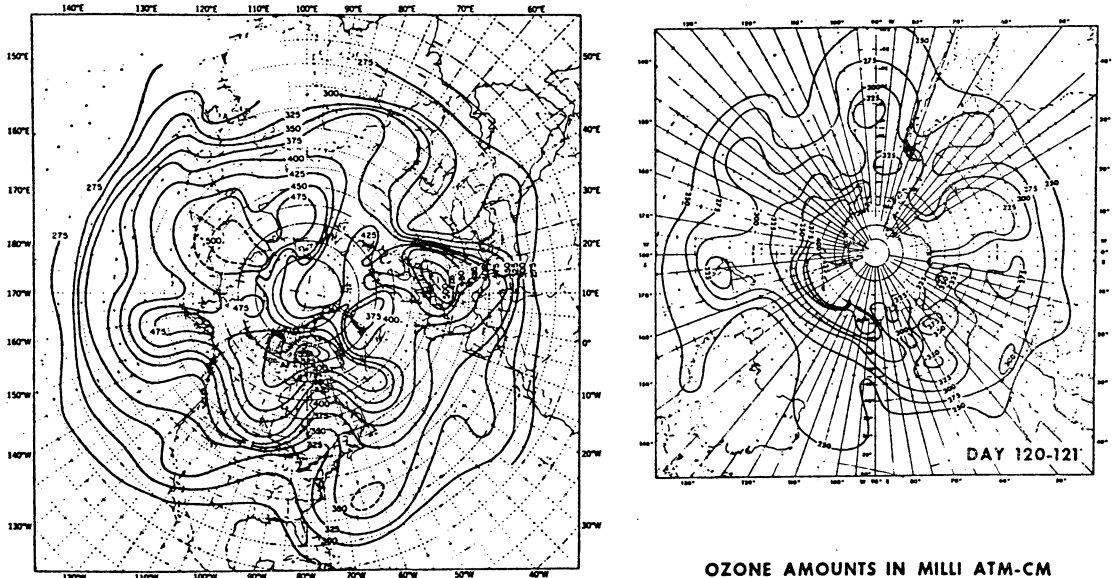
異がある。特に第6層でBUVはUmkehrより常に小さな値を観測し、第7層と共にその平均値及び季節変化の振幅が減少傾向を示す。

Fleig et al. (1981a) は、273.5 [nm] の後方散乱強度に見られる顕著な増加傾向のために、1 [mb] 付近のオゾン量が7年間に12~15%の減少傾向を示すことに注目し、Umkehr 第9層において全てのUmkehrデータとBUVとの差 (BUV-Umkehr) の検討を行なっている (第6表)。彼らは、1975年の特異的な+の値はFuego



第16図 Arosa のUmkehr 第5~9層高度におけるオゾン量月平均値の変動 (Fleig et al., 1981a). 破線はBUV, 実線はUmkehrデータによる。各層の高度は以下のとおり。第5層: 15.6~31.2 [mb], 第6層: 7.8~15.6 [mb], 第7層: 3.9~7.8 [mb], 第8層: 1.96~3.9 [mb], 第9層: 0.98~1.96 [mb].

BUV TOTAL OZONE APRIL 30 MAY 1, 1970 ORBITS 294-312



第17図 Nimbus 4号 BUV の観測した1970年4月30日から5月1日のオゾン全量の全球的分布 (Heath *et al.*, 1973).

火山の爆発（1974年秋）に伴うエアロゾル起因した Umkehr データの過小評価の結果で、それを除外した時の対 Umkehr バイアスの経年変化が約12%となり前記減少量とほぼ一致することから、この減少傾向は見かけ上のものである可能性が強いと結論している。いずれにせよ、Nimbus 4号 BUV データを太陽活動の変動と同じ時間スケールをもつ現象の解析に利用する場合、細心の注意を払わねばならない。

4. BUV データの利用

Nimbus 4号 BUV データの利用は、最近までその開発に関与した研究者に限られていたが、ようやく一般に供されるに到り、それをを用いた解析は今後数多く発表されると思われる。本節では現在までに BUV データを用いてなされた解析結果を概観するが、これだけからも、衛星観測のもたらしたオゾンデータの質的転換が納得していただけると思う。

4.1. 平均的描像

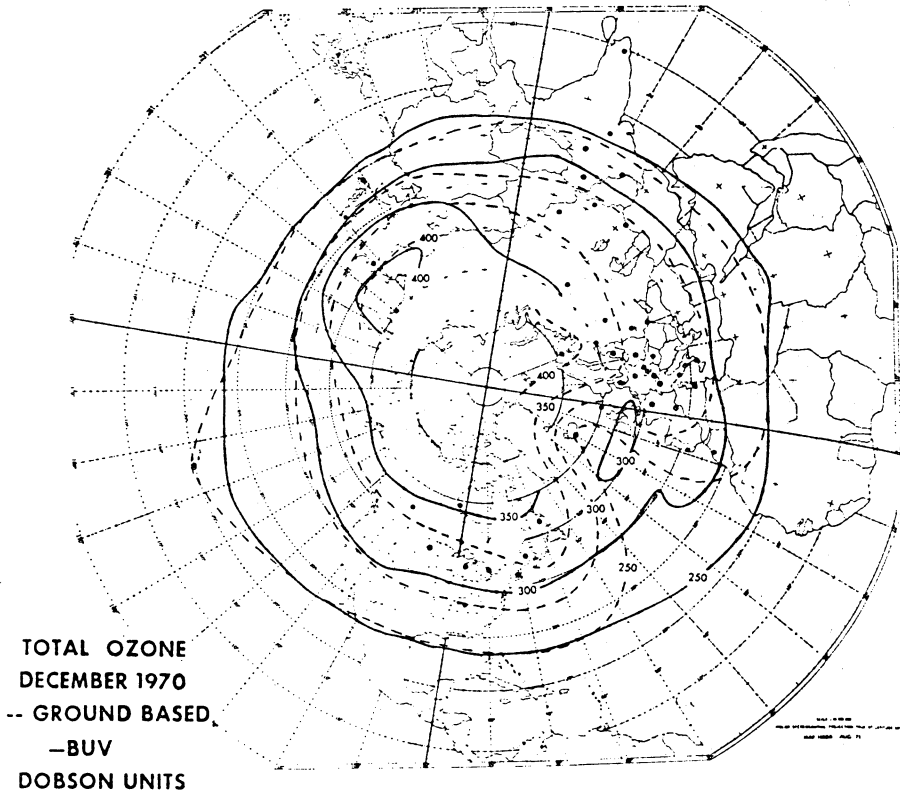
ここにいう「平均」とは、通常の時間的空間的平均を強く意識したものではない。ここでは、特定の現象に注目した解析ではなく、いわゆる climatology 的なオゾンの振舞いを対象とした、主として予備的段階にあった初期

の解析結果を取り上げる。

第17図は1970年4月30日から5月1日におけるオゾン全量の全球的分布である。春の極大を経て減少期に入っている北半球では、オゾン全量は東西波数3~5を伴って分布しているのがわかる。一方南半球ではオゾン全量は北半球よりはるかに少なく、波数4以上の変動が波数1とともに卓越している。大洋上をも含むこれらの描像は、衛星観測により初めて得られたものである。

第18図は Miller *et al.* (1978/79) による月平均(1970年12月)オゾン全量の北半球分布(実線)で、地上観測による見積り(破線)と比較されている。両者の相異は、主として地上観測値が地点により異なるバイアスを伴うためとされ、単一測器で全球を網羅する衛星観測の利点が強調されている。オゾン分布を見ると、12月は活発な極向きオゾン輸送によるオゾン量増大の時期で、この月の後半には突然昇温(後述)も観測されているが、月平均値で見ると第17図のような小スケールの変動は見られず、波数1が卓越している。

オゾン混合比の緯度—高度断面の例を第19図((a) 1970年4月, (b) 6月, (c) 9月, (d) 12月)に示す。特徴的なことは、低緯度10 [mb] 付近に見られる混合比の極大と、緯度と共に高度を上げ、蝶の羽を思わせ



第18図 月平均オゾン全量の北半球分布 (1970年12月). 実線は BUV による「客観解析」破線は地上観測に基づく「主観的解析」(Miller *et al.*, 1978/79).

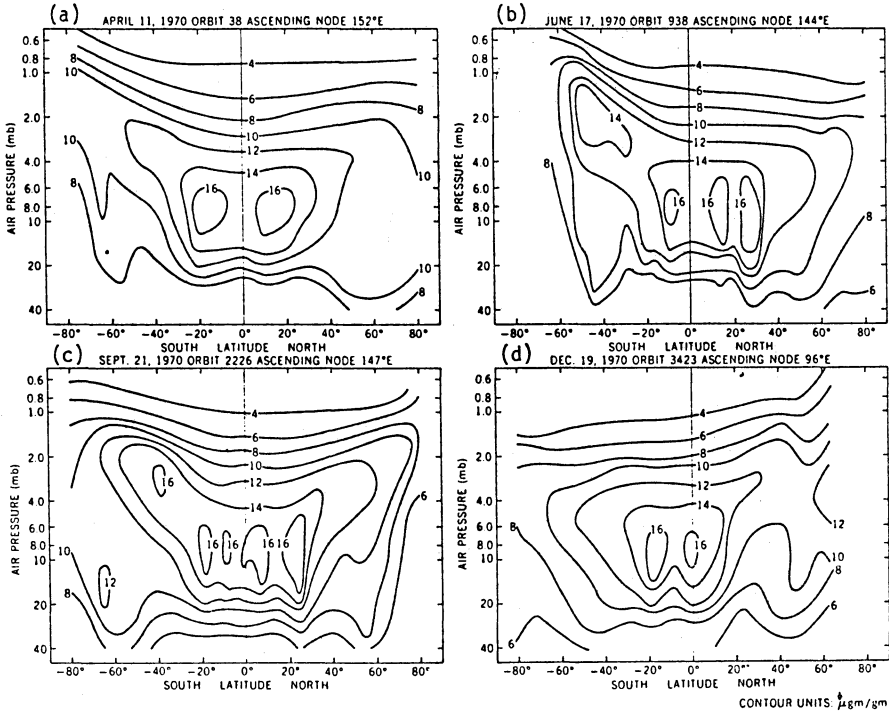
るその広がりである。極大の中心位置は太陽高度の季節変化に伴って夏半球に移動し、冬半球側では「羽」の拡大が見られる。このような特徴は OGO 4 衛星 (London *et al.*, 1977) や Nimbus 6 号 LRIR (Gille, 1979) による観測でも得られているが、衛星が最も威力を発揮する観測の結果といえる。第20図はオゾン分圧の季節変化を高度別に折れ線 (実線が BUV, 破線が Umkehr) で示したものである。第20図で特徴的なことは、Umkehr 第8層 (3.9~1.96 [mb]) 以高では、オゾン全量で良く知られている春の極大とは異なり、光化学—気温に支配されて夏に極小、冬に極大となる季節変化が見られることである。

上・中部成層圏におけるオゾンの経度分布を論じた解析は少ない。第21図は McPeters (1980) による 1 [mb] におけるオゾン混合比の分布を (a) 北半球の夏至 (1970年6月18~24日) と (b) 春分 (1971年3月18~25日) について示したものである。影の施された領域のデータ

は無い (第3節)。第21図 (a) で顕著に見られる冬半球 高緯度の極大は、帯状方向には僅かに波数 2~3 の変動を示す他は滑らかに分布している。一方、第21図 (b) では北太平洋上で極大、北ヨーロッパで極小となる明瞭な波数 1 の変動が見られる。

4.2. 太陽陽子現象 (solar proton event) に伴うオゾン変動

太陽陽子現象とは、太陽面上で起こるフレアに伴い太陽宇宙線と呼ばれる高エネルギー粒子 (主として陽子) が惑星間空間に大量に放出される現象である。太陽陽子現象は、フレアと同時に X線放射により引き起こされる Dellinger 現象から30分~数時間遅れて観測され、1~3日後に起こるオーロラや磁気嵐とは区別される。惑星間空間に放出された高エネルギー粒子は、地球磁場に捕捉され極冠に降りそぐ。相対論的エネルギーをもつこれらの粒子は、窒素分子をはじめとする D領域 (70~90 km) の中性気体を電離するため、極を經由する短波



第19図 Nimbus 4号 BUV による衛星軌道に沿ったオゾン混合比 [$\mu\text{gm/gm}$] の高度断面図 (Krueger *et al.*, 1973).

回線の途絶 (極冠電波減衰; polar cap absorption) を引き起こす。その二次的生成物である電子が窒素分子を解離し、中間圏、上部成層圏における一酸化窒素生成に重要であることが、Crutzen *et al.* (1975), Solomon and Crutzen (1981) により指摘されている。

1972年8月4日、過去25年間で最大の太陽陽子現象が観測された。Heath *et al.* (1977) はその直後に極域を中心とした上部成層圏のオゾンが不連続的に減少していることをBUVデータを用いて示し(第22図)、これが太陽陽子現象により生成された一酸化窒素による触媒的オゾン破壊により説明されるとした。この解析は窒素酸化物によるオゾン破壊の直接的証拠として注目を集めたが、一酸化窒素生成率や擾乱時のBUVデータの信頼性に問題が残るとして疑問視する向きもある。

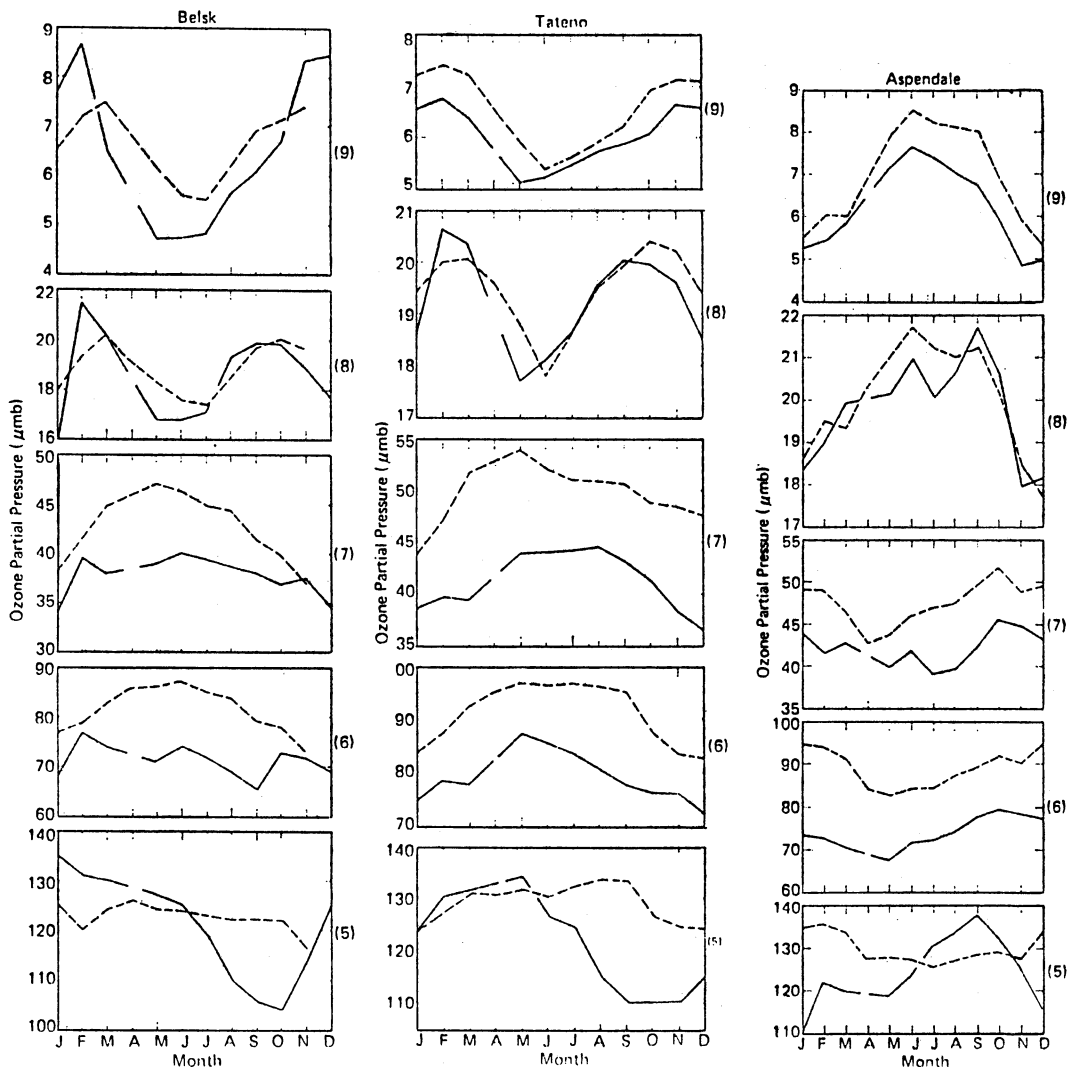
4.3. 突然昇温に伴うオゾン変動

冬期北半球の極地方における幅広い高度領域で気温が急激に上昇し、逆転した南北温度傾度に伴って平均帯状風が西風から東風に変わる現象が突然昇温である。オゾンは光化学を通して気温と直接関連する一方、大規模な循環場の変動に伴う輸送効果も大きく影響することが予

想されるため、突然昇温時のオゾンの振舞いには古くから興味もたれてきた(例えば、Dütsch, 1962)。1970/71年冬の突然昇温について、Nimbus 4号 BUV データを用いた解析が報告されている。Nimbus 4号 SCR (Selective Chopper Radiometer) のチャンネルA (2 [mb] 付近の気温) で見たこの突然昇温は、11月22日、12月3日、27日の小昇温 (minor warming) を経て、1月9日頃に大昇温 (major warming) に到達したことが知られている (Barnett, 1974)。

第23図は、1 [mb] のオゾン混合比の帯状平均値を週平均して1970年4月から2年間の変動を示したものである。1970/71年の突然昇温に伴って高緯度のオゾンが急激に減少している様子が見られる。このような気温との強い負相関はオゾン光化学における温度依存性により説明されるが、同時に輸送効果も指摘されている (McPeters, 1980)。

Ghazi (1974) はBUVによるオゾン全量とNimbus 4号 SIRS (Satellite Infra-Red Spectrometer) による100~5 [mb] の平均気温との北半球分布図を示し、両者が特に北半球高緯度で良い正相関をもつことを指摘して

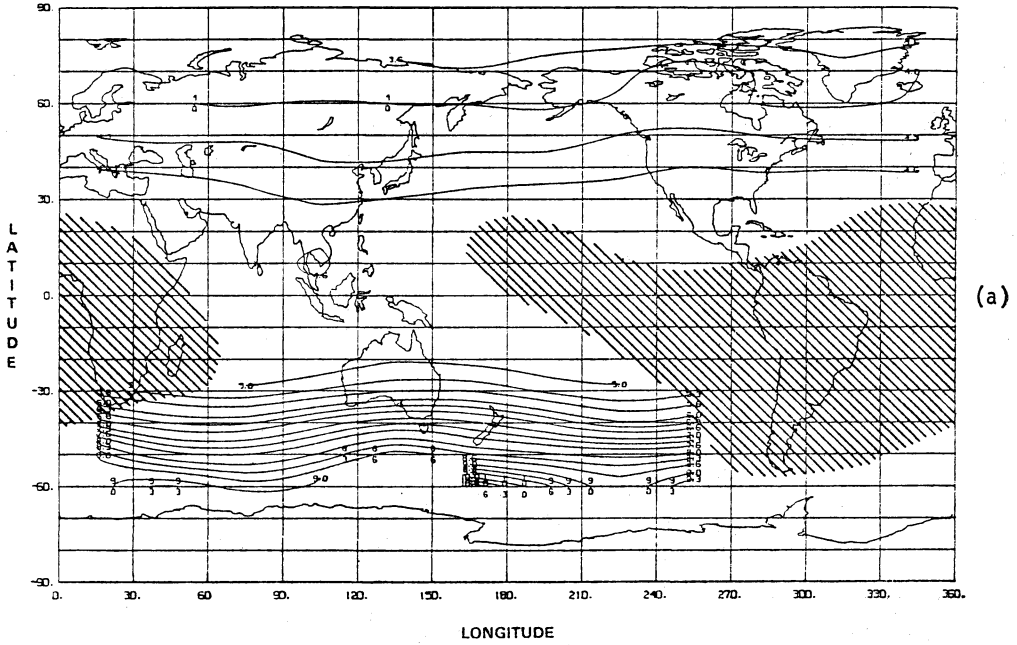


第20図 Belsk (51°N, 21°E), 館野 (36°N, 140°E), Aspendale (38°S, 145°E) の Umkehr 第5～9層におけるオゾン分圧の季節変化。実線が UV (1970～1971年), 破線が Umkehr (数年間の平均) による結果 (DeLuigi *et al.*, 1979)。各層の高度については第16図参照。

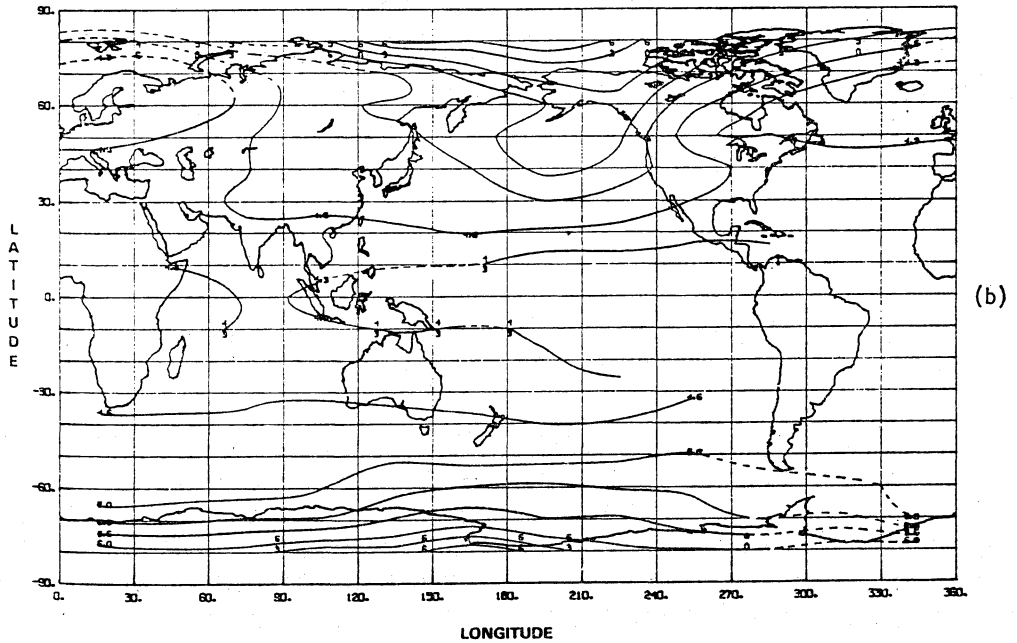
いる。また Ghazi *et al.* (1976) は、突然昇温に伴う高緯度オゾン全量の急増を指摘し、惑星波の振幅と関連させて議論している。第24図は Hilsenrath *et al.* (1979b) による規格化された帯状平均オゾン全量の変動で、昇温期間に注目すると、北緯60度ではその前後にオゾン量の急増が見られる一方、北緯40度ではほぼ一定の値をとり、赤道では逆に減少している。これらの特徴は、北緯60度のオゾン全量が急増後1カ月程の間はほぼ一定であることと合わせ、惑星波の盛衰との関連で興味深い。

Miller *et al.* (1977) は、UV によるオゾン分布データと高度場・温度場のデータからオゾン輸送を直接見積っている。第25図は (a) 波と (b) 平均子午面循環とによるオゾン南北輸送を1970年12月 (破線) と1971年1月 (実線) について示している。ここで、帯状平均南北風 (\bar{v}) は地衡風に断熱を仮定して 50 [mb] と 10 [mb] とで求めた鉛直風に連続の式を適用して計算されている (例えば, Holton, 1979, p. 74 参照)。第25図の結果は、発達中の惑星波が平均子午面循環による赤道

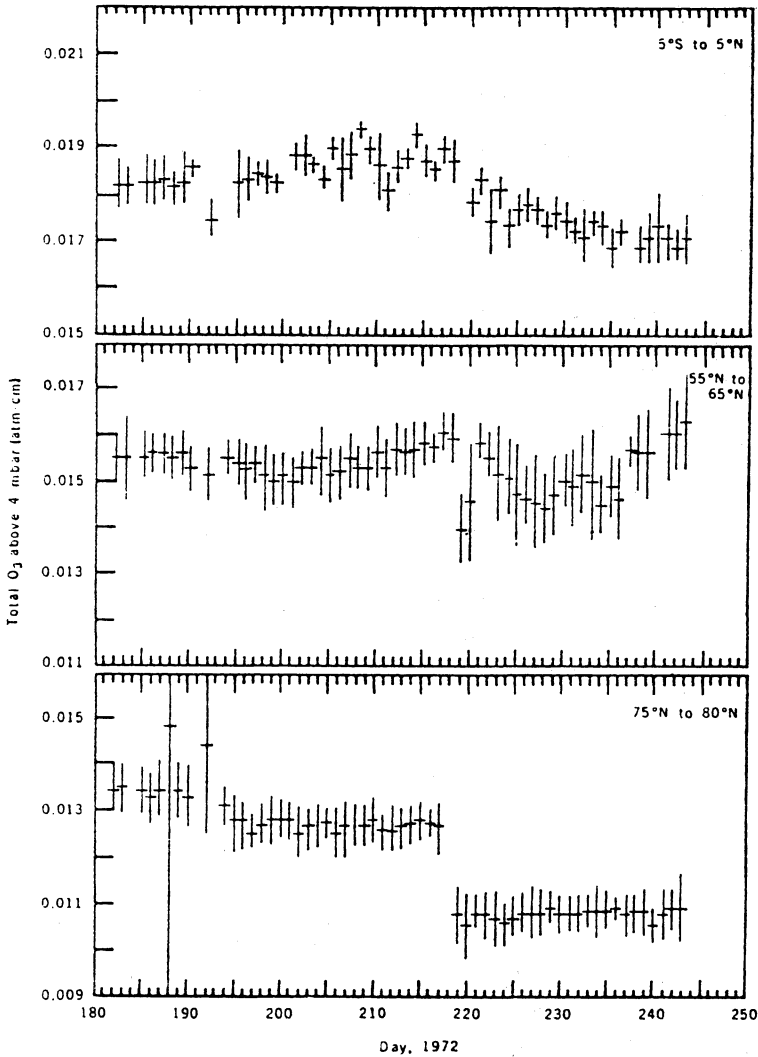
1MB MIXING RATIO DAYS 169—175.1970



1 MB MIXING RATIO DAYS 77—84.1971



第21図 Nimbus 4号 BUV による 1 [mb] 高度におけるオゾン混合比の全球分布 (McPeters, 1980).
 (a) 1970年6月18~24日, (b) 1971年3月18~25日. 斜線領域は欠測 (第3章参照).



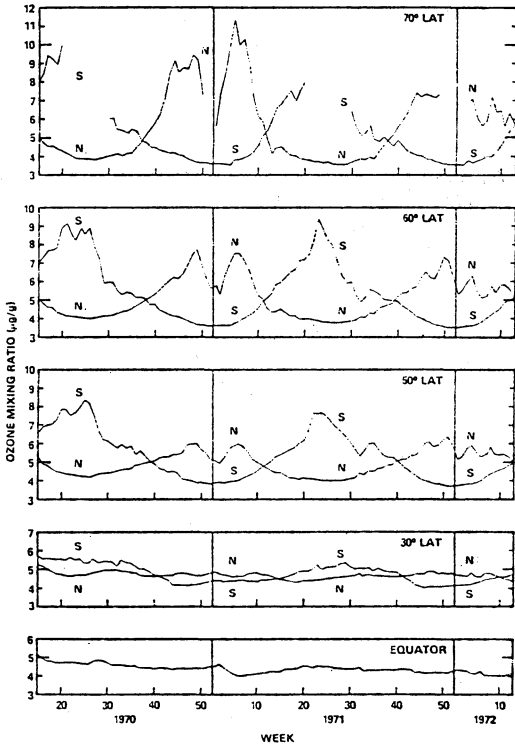
第22図 Nimbus 4号 UVV による4 [mb]より上層の積算オゾン量帯状平均値の変動 (Heath *et al.*, 1977). 8月4日 (day 217)に太陽陽子現象が観測された。

向きオゾン輸送に対し過剰の極向き渦輸送を行なうために正味極向きの輸送を生じるという理論的予測に対し、データ解析により裏付けを与えた最初の研究である。

4.4. 年々変動

BUV データをオゾン長期変動の解析に利用した例は多くない。それは、第1に全期間のデータが利用可能になって日が浅いこと、第2にデータ密度が1972年夏以降急減したこと、第3に測器の経年変化の評価が困難なこと等によるためと考えられる。

オゾンの年々変動のうち良く知られ広く認められているものに QBO (Quasi-Biennial Oscillation) がある。Tolson (1981), Hilsenrath and Schlesinger (1981) は、オゾン全量の QBO が南北両半球低緯度で最も顕著で、南緯10度付近に振動の節をもつ事を指摘している。第26図は縦軸に緯度をとってオゾン全量 QBO の周期と位相を示したものである。北半球中緯度の描像は地上観測網を利用した解析結果 (Hasebe, 1980) と良く一致する。しかし、北緯10度以南の南北位相の傾きは、地上観測網か

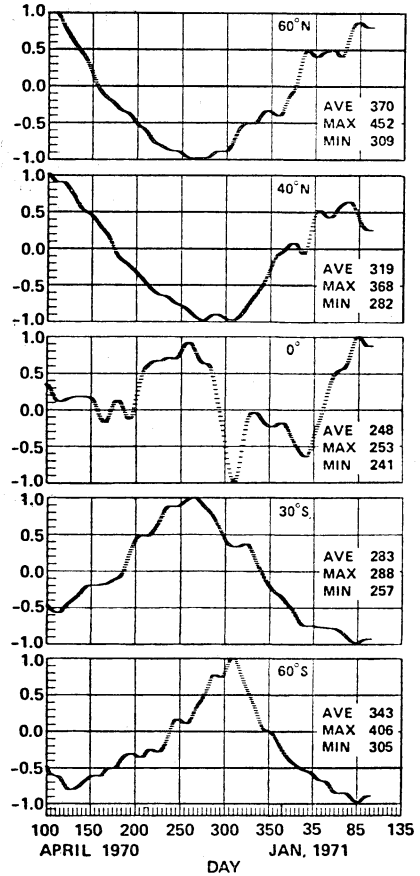


第23図 Nimbus 4号 BUV を用いた 1 [mb] 高度におけるオゾン混合比の変動 (McPeters, 1980). N(S) は北 (南) 半球を示す. 突然昇温期間 (1970年12月~1971年1月) に注目.

らは検出されにくかった特徴である. オゾン QBO の特徴は, 中高緯度成層圏における高度場や温度の QBO (例えば, Holton and Tan, 1980) を理解するための一つの手掛りでもあり, 詳細な解析が待たれる.

北半球オゾン全量は, 特に高緯度で4年周期の変動を示すことが地上観測値の解析から指摘されている (Hasebe, 1980). BUV データを用いた最近の解析 (Hasebe, 1982) によれば, この変動は南北半球中高緯度で同位相, 赤道で逆位相という構造をもつ全球の変動であることが明らかになっている. 4年周期の変動は下部成層圏の温度場や波による顕熱南北輸送にも見い出されている (小林, 1980; Hasebe, 1981) が, 顕熱輸送の変動は southern oscillation との対応が注目されている (例えば, van Loon and Rogers, 1981).

オゾン量の変動を太陽活動度と結び付ける試みは古い歴史をもつ. BUV データを用いた解析も Keating *et al.* (1981) により報告されている. それによれば, オゾン

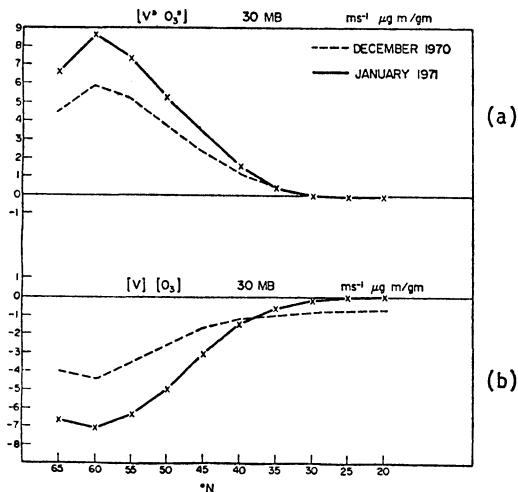


第24図 Nimbus 4号 BUV による1970年4月から1年間の規格化された帯状平均オゾン全量の変動 (Hilsenrath *et al.*, 1979b). 図中の数字は規格化以前の平均, 最大, 最小値 [matm-cm].

全量の全球平均値から平年値, 半年周期振動, QBO を引き去ると, その変動は 10.7 [cm] の太陽放射強度により定義される太陽活動指数と0.96の相関をもつという. ただし, 注意すべきは太陽活動の変化が BUV データに系統的誤差を生じさせる可能性 (3.1.2.節) で, それに対する十分な評価がこのような解析の信頼性を決める鍵となる.

4.5. 今後の利用

衛星観測は単一測器による全球的に様な観測を可能にする. Nimbus 4号 BUV データの利用状況を見ると, まだ数の少ない鉛直分布解析に限らずオゾン全量の解析においても, 経度分布の議論が少ないことに気付



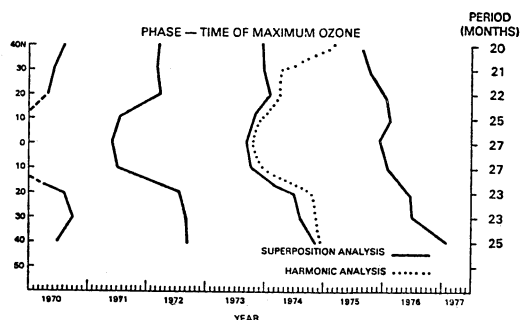
第25図 突然昇温期間を含む1970年12月(破線)と1971年1月(実線)の30[mB]高度における(a)波と(b)平均子午面循環による北向きオゾン輸送の見積り [$m \cdot sec^{-1} \cdot \mu gm \cdot gm^{-1}$] (Miller *et al.*, 1977).

く、輸送過程を念頭において気象学的解析のために、経度分布に関する議論がもっとなされてよい。また、最近注目されだした南北半球間の相違についても、衛星観測は有力な武器となるはずである。更に、Nimbus 4号BUVは他の測器と比較してその寿命が長かった。測器の経年変動という問題は残るにせよ、太陽活動度に依存する系統的誤差を評価し、観測密度の減少を地上観測等で補うなどすれば、BUVデータはオゾン経年変化の解析の信頼性向上に有効であることは疑いない。また、様々な気象現象に付随した上・中部成層圏におけるオゾン変動については未知の部分が多い。鉛直分布データは、それらの解明のための大きな手掛りとなるに違いない。

5. むすび

本稿はNimbus 4号BUVデータの利用を念頭におき、その全般的紹介を意図して書かれた。そのために、Nimbus 6号LRIRやNimbus 7号LIMS (Limb Infrared Monitor of the Stratosphere)に関する記述が無く、物足りなさを感じる方もおられるかもしれない。しかし、これらに関する解説は、そのデータが利用可能な段階に到ってからなされても遅くはあるまい。むしろ、その方が詳細に立ち入った実際の解説が可能になるであろうことは本稿の経験が示している。

Nimbus 4号BUVにおける散乱板や暗電流に関する



第26図 Nimbus 4号BUVによる帯状平均オゾン全量QBOの周期(右欄外)と位相(Hilsenrath and Schlesinger, 1981)。実線は重畳法、点線は調和解析による極大の位置。

失敗の経験はNimbus 7号SBUVに生かされ、SBUVはTOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)と共に順調に稼働している模様である。これらのデータは最終的処理の後、最初の1年分(1978年10月〜)について1981年夏にもNSSDCから公開される段取りになっている(Fleig *et al.*, 1981b)。

人工衛星からの遠隔探査は、オゾンに限らず他の微量成分やエアロゾルをもその対象に取り込んでいる。このような目覚ましい技術発展にもかかわらず、高精度の観測を行なうには依然として多くの課題があることもまた事実である。衛星観測として万能ではない。解析の目的に応じ、地上観測等あらゆる観測を利用し、それぞれの長所を生かした解析がなされるべきである。それにも増してここで強調されるべきは、Nimbus 4号BUVデータを用いた気象学的解析はまだこれからだということである。MAP本番にあたり、本稿に触れられた方の中から自分も何かやってみようという方が現われたなら、拙文の目的の大半は達せられたといえよう。

謝辞

私の力不足を見越しながらも、教育的配慮からこの解説を書くことを奨められ、原稿にも目を通していただいた京都大学理学部の山元龍三郎先生に感謝致します。また、京都大学理学部の廣田勇先生、東京大学理学部の小川利紘先生、気象研究所の村松久史氏には多くの有益なコメントをいただいた。これらに十分応えきれていない部分があるのは、ひとえに私の勉強不足によるものである。なお、Nimbus 4号BUVデータの入手に際してはNOAAのA.J. Miller氏の世話になった。カナダ

大気環境局の C.L. Mateer, NASA の A.J. Fleig, E. Hilsenrath, Systems & Applied Sciences Corp. の K.F. Klenk の各氏には貴重な資料を送っていただいた。これから多くの方々の援助ぬきでこの解説は考えられない。合わせて感謝の意を表したい。

文 献

- Ackerman, M., 1971: Ultraviolet solar radiation related to mesospheric processes, *Mesospheric Models and Related Experiments*, 149-159, ed. G. Fiocco, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Anderson, G.P., C.A. Barth, F. Cayla, and J. London, 1969: Satellite observations of the vertical ozone distribution in the upper stratosphere, *Ann. Geophys.*, 25, 341-345.
- Backus, G., and F. Gilbert, 1970: Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A266, 123-192.
- Barnett, J.J., 1974: The mean meridional temperature behavior of the stratosphere from November 1970 to November 1971 derived from measurements by the Selective Chopper Radiometer on Nimbus IV, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 100, 505-530.
- Berkner, L.V. and L.C. Marshall, 1965: On the origin and rise of oxygen concentration in the earth's atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 22, 225-261.
- Bhartia, P.K., K.F. Klenk, V.G. Kaveeshwar, S. Ahmad, A.J. Fleig, R.D. McPeters, and C.L. Mateer, 1981a: Algorithm for vertical ozone profile determination for the Nimbus-4 BUW data set, a paper presented at the 4th Radiation Conference of the American Meteorological Society, Toronto, June 1981.
- , ——, and ——, 1981b: Error analysis of the BUW total ozone algorithm, *Proceedings of the International Ozone Symposium*, Boulder, Colorado, August 1980, 153-160.
- Chandrasekhar, S., 1950: *Radiative Transfer*, Oxford University Press, Clarendon.
- Chapman, S., 1930: A theory of upper-atmospheric ozone, *Mem. Roy. Met. Soc.*, 3, 103-125.
- CIAP, 1975: CIAP Monograph vol. 1-6, ed. A.J. Grobecker, Department of Transportation, Climatic Impact Assessment Program, Washington, D.C., DOT-TST-75-51/56.
- Cicerone, R., R.S. Stolarski, and S. Walters, 1974: Stratospheric ozone destruction by man-made chlorofluoromethanes, *Science*, 185, 1165-1167.
- Conrath, B.J., 1977: Backus-Gilbert theory and its application to retrieval of ozone and temperature profiles, *Inversion Methods in Atmospheric Remote Sounding*, ed. A. Deepak, Academic Press, New York, 155-193.
- Crutzen, P.J., 1970: The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 96, 320-325.
- , 1971: Ozone production rates in an oxygen-hydrogen-nitrogen oxide atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 76, 7311-7327.
- , 1976: Upper limits on atmospheric ozone reductions following increased application of fixed nitrogen to the soil, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 169-172.
- , I.S.A. Isaksen, and G.C. Reid, 1975: Solar proton events: stratospheric sources of nitric oxide, *Science*, 189, 457-459.
- Cunnold, D., F. Alyea, N. Phillips, and R. Prinn, 1975: A three-dimensional dynamical-chemical model of atmospheric ozone, *J. Atmos. Sci.*, 32, 170-194.
- Dave, J.V., 1964: Meaning of successive iteration of the auxiliary equation in the theory of radiative transfer, *Astrophys. J.*, 140, 1292-1303.
- , and C.L. Mateer, 1967: A preliminary study on the possibility of estimating total atmospheric ozone from satellite measurements, *J. Atmos. Sci.*, 24, 414-427.
- DeLuisi, J.J., C.L. Mateer, and D.F. Heath, 1979: Comparison of seasonal variations of upper stratospheric ozone concentrations revealed by Umkehr and Nimbus 4 BUW observations, *J. Geophys. Res.*, 84, 3728-3732.
- Dobson, G.M.B., 1957: Observers' handbook for the ozone spectrophotometer, *Ann. IGY*, 5, 46-89.
- Dütsch, H.U., 1962: Ozone distribution and stratospheric temperature field over Europe during the sudden warming in January/February 1958, *Beitr. Phys. Atmos.*, 35, 87-107.
- Fleig, A.J., K.F. Klenk, P.K. Bhartia, K.D. Lee, C.G. Wellemeyer, and V. G. Kaveeshwar, 1981a: Vertical ozone profile results from the Nimbus-4 BUW data, a paper presented at the 4th Radiation Conference of the American Meteorological Society, Toronto, June 1981.
- , V.G. Kaveeshwar, K.F. Klenk, M.R. Hinman, P.K. Bhartia, and P.M. Smith, 1981b: Characteristics of space and ground based total ozone observing systems investigated by inter-comparison of Nimbus 4 backscatter ultraviolet (BUV) data with Dobson and M-83 results,

- Proceedings of the International Ozone Symposium, Boulder, Colorado, August 1980, 9-16.
- Ghazi, A., 1974: Nimbus 4 observations of changes in total ozone and stratospheric temperatures during a sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 2197-2206.
- , A. Ebel, and D.F. Heath, 1976: A study of satellite observations of ozone and stratospheric temperatures during 1970-1971, *J. Geophys. Res.*, **81**, 5365-5373.
- Gille, J.C., 1979: Middle atmosphere processes revealed by satellite observations, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **41**, 707-722.
- Hasebe, F., 1980: A global analysis of the fluctuation of total ozone, II; non-stationary annual oscillation, quasi-biennial oscillation and long-term variations in total ozone, *J. Met. Soc. Japan*, **58**, 104-117.
- , 1981: The global fluctuations of total ozone estimated objectively from ground-based observations, Proceedings of the International Ozone Symposium, Boulder, Colorado, August 1980, 378-385.
- , 1982: Interannual variations of global total ozone revealed from Nimbus 4 BUV and groundbased observations, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Heath, D.F., C.L. Mateer, and A.J. Krueger, 1973: The Nimbus-4 backscatter ultraviolet (BUV) atmospheric ozone experiment—two years' operation, *Pure and Appl. Geophys.*, **106-108**, 1238-1253.
- , A.J. Krueger, and P.J. Crutzen, 1977: Solar proton event: influence on stratospheric ozone, *Science*, **197**, 886-889.
- Hilsenrath, E., P.J. Dunn, and C.L. Mateer, 1979a: Standard ozone profiles from balloon and rocket data, a revised paper for "Standard ozone profiles from balloon and rocket data for satellite and theoretical model input," Collection of Extended Summaries of Contributions Presented at the Joint Assembly CMUA Sessions IAGA/IAMAP, Seattle, Washington, August 1977, NCAR, Boulder, Colorado, 41-1-41-6, 1977.
- , D.F. Heath, and B.M. Schlesinger, 1979b: Seasonal and interannual variations in total ozone revealed by the Nimbus 4 backscattered ultraviolet experiment, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6969-6979.
- , and B.M. Schlesinger, 1981: Total ozone seasonal and interannual variations derived from the 7 year Nimbus-4 BUUV data set, *J. Geophys. Res.*, **86**, 12087-12096.
- 廣田 勇, 1978: 動き出した MAP (中層大気国際観測計画), *天気*, **25**, 709-714.
- Holton, J.R., 1979: An Introduction to Dynamic Meteorology 2nd ed., Academic Press, 391pp.
- , and H.C. Tan, 1980: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50mb, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2200-2208.
- Hunt, B.G., 1966: The need for a modified photochemical theory of the ozonosphere, *J. Atmos. Sci.*, **23**, 88-95.
- Iozenas, V.A., 1968: Determination of the vertical ozone distribution in the upper layers of the atmosphere from satellite measurements of ultraviolet solar radiation scattered by the earth's atmosphere, *Geomag. Aeron.*, **8**, 403-407.
- , V.A. Krasnopol'skiy, A.P. Kuznetsov, and A.I. Lebedinskiy, 1969: Studies of the earth's ozonosphere from satellites, *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*, **5**, 77-82.
- 伊藤富造, 大家 寛, 小川利紘, 1981: 科学衛星 EXOS-C による観測計画, MAP シンポジウム 第1回報告集, 96-101.
- Johnston, H.S., 1971: Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalysts from supersonic transport exhaust, *Science*, **173**, 517-522.
- Keating, G.M., L.R. Lake, J.Y. Nicholson III, and M. Natarajan, 1981: Global ozone long-term trends from satellite measurements and the response to solar activity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9873-9880.
- 小林寿雄, 1980: 北半球中高緯度に於ける顕熱南北輸送の経年変化に関するデータ解析, 日本気象学会1980年春季大会講演予稿集, 126.
- Krueger, A.J., D.F. Heath, and C.L. Mateer, 1973: Variations in the stratospheric ozone field inferred from Nimbus satellite observations, *Pure and Appl. Geophys.*, **106-108**, 1254-1263.
- Liou, Kuo-Nan, 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation, Academic Press, New York, 392pp.
- London, J., J.E. Frederick, and G.P. Anderson, 1977: Satellite observations of the global distribution of stratospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2543-2556.
- MAP, 1977: Middle Atmosphere Program Planning Document, University of Illinois, Urbana, Illinois, 98pp.
- , 1981a: Handbook for MAP, vol. 1, ed. C.F. Sechrist, Jr., University of Illinois, Urbana, Illinois, 104pp.
- , 1981b: Handbook for Map, vol. 2, ed. S.K.

- Avery, University of Illinois, Urbana, Illinois, 505pp.
- MAP 報告集, 1981: MAP シンポジウム第1回報告集, 東京大学宇宙航空研究所, 303pp.
- Mateer, C.L., 1972: A review of some aspects of inferring the ozone profile by inversion of ultraviolet radiance measurements, *Mathematics of Profile Inversion*, ed. L. Colin, NASA TM X-62, 150, 2-25.
- , 1977: Experience with the inversion of Nimbus 4 UV measurements to retrieve the ozone profile, *Inversion Methods in Atmospheric Remote Sounding*, ed. A. Deepak, Academic Press, New York, 577-597.
- , D.F. Heath, and A.J. Krueger, 1971: Estimation of total ozone from satellite measurements of backscattered ultraviolet earth radiance, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1307-1311.
- 松野太郎・島崎達夫, 1981: 成層圏と中間圏の大気, *大気科学講座* 3, 岸保・浅井編, 東京大学出版会, 279pp.
- McPeters, R.D., 1980: The behavior of ozone near the stratopause from two years of UV observations, *J. Geophys. Res.*, 85, 4545-4550.
- Miller, A.J., R.M. Nagatani, K.B. Labitzke, E. Klinker, K. Rose, and D.F. Heath, 1977: Stratospheric ozone transport during the mid-winter warming of December 1970-January 1971, *Proceedings of Joint Symposium of Atmospheric Ozone*, ed. K.H. Grasnack, Academy of Sciences of German Democratic Republic, Berlin.
- , B. Korty, and D.F. Heath, 1978/79: Comparison of backscatter ultraviolet (UV) and ground-based total ozone fields for December 1970, *Pure and Appl. Geophys.*, 117, 355-360.
- , T.G. Rogers, R.M. Nagatani, D.F. Heath, A.J. Fleig, and V.G. Kaveeshwar, 1980: Comparison of backscatter ultraviolet (UV) total ozone and vertical profile information with ground-based data and meteorological analyses, *Collection of Extended Abstracts Presented at ICMUA Sessions and IUGG Symposium 18, XVII IUGG General Assembly, Cambela, Australia*, 1979, 153-158.
- 三崎方郎, 1981: 気候に影響する大気中の微量成分: 二酸化炭素, 成層圏オゾンとそれを破壊する化学物質, およびエアロゾル (普及講座), *天気*, 28, 571-584.
- Molina, M.J., and F.S. Rowland, 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes; chlorine atom-catalysed destruction of ozone, *Nature*, 249, 810-812.
- Nimbus Project, 1970: *The Nimbus 4 User's Guide*, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771, U.S.A.
- , 1975: *The Nimbus 6 User's Guide*, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771, U.S.A.
- , 1978: *The Nimbus 7 User's Guide*, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771, U.S.A.
- 小川利紘, 1979: 成層圏オゾン, *大気環境の科学*, 2, 磯野謙次編, 東京大学出版会, 大気汚染物質の動態, 第7章, 211-244.
- OPT, 1982: *User's Guide for the Nimbus 4 UV Ozone Profile Data Sets*, to be published.
- Penndorf, R., 1957: Tables of the refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μ and their application to atmospheric optics, *J. Opt. Soc. Am.*, 47, 176-182.
- Phillips, D.L., 1962: A technique for the numerical solution of certain integral equations of the first kind, *J. Assoc. Comp. Mach.*, 9, 84-97.
- Prabhakara, C., E.B. Rodgers, and V.V. Salomonson, 1973: Remote sensing of the global distribution of total ozone and the inferred upper-tropospheric circulation from Nimbus IRIS experiments, *Pure and Appl. Geophys.*, 106-108, 1226-1237.
- Rawcliffe, R.D. and D.D. Elliott, 1966: Latitude distribution of ozone at high altitudes, deduced from a satellite measurement of the earth's radiance at 2840A, *J. Geophys. Res.*, 71, 5077-5089.
- Rodgers, C.D., 1976: Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14, 609-624.
- 島崎達夫, 1979: 成層圏オゾン, 東京大学出版会, 184pp.
- Shimazaki, T., and T. Ogawa, 1974: A theoretical model of minor constituent distributions in the stratosphere including diurnal variations, *J. Geophys. Res.*, 79, 3411-3423.
- Singer, S.F., and R.C. Wentworth, 1957: A method for the determination of the vertical ozone distribution from a satellite, *J. Geophys. Res.*, 62, 299-308.
- Solomon, S., and P.J. Crutzen, 1981: Analysis of the August 1972 solar proton event including chlorine chemistry, *J. Geophys. Res.*, 86, 1140-1146.
- Stolarski, R.S., and R.J. Cicerone, 1974: Strato-

- spheric chlorine; a possible sink for ozone, *Can. J. Chem.*, 52, 1610-1615.
- Tolson, R.H., 1981: Spatial and temporal variations of monthly mean total columnar ozone derived from 7 years of BUV data, *J. Geophys. Res.*, 86, 7312-7330.
- Twomey, S., 1963: On the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind by the inversion of the linear system produced by quadrature, *J. Assoc. Comp. Mach.*, 10, 97-101.
- , and H.B. Howell, 1963: A discussion of indirect sounding methods with special reference to the deduction of vertical ozone distribution from light scattering measurements, *Mon. Wea. Rev.*, 91, 659-664.
- van Loon, H., and J.C. Rogers, 1981: The southern oscillation, part II; associations with changes in the middle troposphere in the northern winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1163-1168.
- Venkateswaran, S.V., J.G. Moore, and A.J. Krueger, 1961: Determination of the vertical distribution of ozone by satellite photometry, *J. Geophys. Res.*, 66, 1751-1771.
- Westwater, E.R., and O.N. Strand, 1968: Statistical information content of radiation measurements used in indirect sensing, *J. Atmos. Sci.*, 25, 750-758.
- Yarger, D.N., 1970: An evaluation of some methods of estimating the vertical atmospheric ozone distribution from the inversion of spectral ultraviolet radiation, *J. Appl. Met.*, 9, 921-928.
- , and C.L. Mateer, 1976: Inversion of backscattered solar ultraviolet radiation measurements to infer vertical profiles of atmospheric ozone, a paper prepared for the Ad-hoc Working Group on Inversion Method of the International Radiation Commission (IAMAP/IUGG), March 1976.