

おおぞら BUV 観測によるオゾンのグローバル分布[†]

小池 真*・小川利紘*・鈴木勝久**

(1988年12月26日受理)

Global Ozone Distribution Derived by EXOS-C BUV

By

M. KOIKE, T. OGAWA and K. SUZUKI

Abstract: The ultraviolet spectrometer BUV aboard the satellite EXOS-C measured the Rayleigh scattering of solar UV radiation by the terrestrial atmosphere in the wavelength region 250-320 nm. Stratospheric ozone profiles were retrieved from the observed spectra by means of the linear constrained inversion method with an iterative calculation of the inversion matrix. In this analysis solar UV flux reported in literature was also used as a reference spectrum. A small correction was made to the sensitivity of the spectrometer by fitting the retrieved profile to one obtained by rocket sonde or balloon sonde measurement. The intercomparison of the retrieved profiles with those from balloon-borne and ground-based observation shows an agreement within about 10%.

Monthly-averaged meridional distributions were constructed using the retrieved data for the period of March 1984—September 1987. These values were compared with those of the interim ozone model for CIRA and an agreement within 10% was found in the high range 1-10mb. By contrast, above the height of 0.6 mb level, the EXOS-C data are systematically smaller by

[†] 宇宙研特別事業費による研究論文

* 東京大学理学部地球物理研究施設

** 横浜国立大学教育学部

-10~-20% than the interim CIRA model. Three and half years of ozone data reveal a trend whose value varies in time and has an altitude dependence. This suggests the inhomogeneous instrumental drift with respect to time and wavelength.

概 要

科学衛星 EXOS-C に搭載された分光計 BUV によって、波長 260~315 nm 域における太陽紫外光散乱強度が測定された。観測されたスペクトラムを反転解析することにより、成層圏・中間圏のオゾン高度分布が 1984 年 3 月から 1987 年 9 月にかけて約 2 万個得られた。反転解析においては、放射強度とオゾン濃度との近似線形関係を逐次仮定しながら、線形束縛条件付き最小 2 乗法で解を反復的に修正していく解法を用いた。

測定器感度の絶対値の較正は、内之浦で行われたロケット・ゾンデ観測によって得られたオゾン濃度に、同時観測されたデータが一致するように行われた。データ解析によって得られたオゾン濃度を幾つかの地上同時観測と比較した結果、約±10%の範囲で一致していることが確認された。

グローバルに観測されたデータから月毎の平均子午面分布を作成し、これと他の衛星観測に基づく暫定版 CIRA オゾン・モデルとの比較を試みた。この結果、気圧 1 mb~10 mb の高度領域では±10%ないし±15%の範囲で両者は良く一致していることが示された。1 mb より高度の高い領域では BUV の方が-10%~-30%小さく、逆に 10 mb より低い高度においては BUV の方が、緯度 35° より高緯度側で+10%~+30%大きい値を示した。

各緯度帯ごとの 3 年半分のデータには 1 年以上の長期変動がみられた。その主たる原因は、測定器感度の経年変化であると思われ、この変化は波長依存性を持ち時間的にも一定ではないことがわかった。

〈重要語〉 成層圏オゾン, 人工衛星観測, グローバル分布

1. 序 論

成層圏・中間圏オゾンの世界分布を同一の測定器によって短時間にモニターすることができる人工衛星観測の重要性は、以前にも増して大きくなってきている。1970 年代にニンバス 4 号に搭載された BUV によってグローバル・オゾンの分布が観測されその結果が様々な研究に利用されて以来、現在に至るまでニンバス 7 号の SBUV, LIMS, NOAA 9 号の SBUB/2, SME の UVS, SAGE I, II 等の人工衛星観測が成果をあげている [1]

[2]. 後方散乱太陽紫外放射分光計(以後 BUV と称す)は約 25 km~55 km 高度のオゾンの高度分布を求める為に, 科学衛星 EXOS-C/おおぞら(1984-015 A)に搭載された. EXOS-C は 1984 年 2 月に内之浦から昇降角 75° の極軌道へ打ち上げられた. BUV は 260~315 nm の地球大気分子による太陽紫外放射のレーリー散乱強度を分光測定し, この波長域の放射がオゾンのハートレー連続帯吸収を受けることからオゾン量を定量することが可能である. この散乱放射強度スペクトラムはオゾンの吸収断面積の波長依存性を反映して波長により異なった高度のオゾン濃度に対する情報を含んでおり, 適当な反転解析を行うことによりオゾン濃度の高度分布を得ることができる. この方式はエアロソル量や大気温度・密度のモデルを仮定しなくてもすむという利点がある. また特に BUV の場合, 同じ紫外後方散乱方式をとっているニンバス 7 号の SBUV とは異なり, 常に 180° の後方散乱を測定する. この散乱角ではレーリー散乱の際に偏光が生ぜず, 測定器の偏光特性に対する考慮が不必要であるという点で, 不確定性の少ない測定・解析が行えることが特徴である. 測定器の詳細については Suzuki et al.[3]を参照のこと.

衛星打ち上げ後の 1984 年 2 月からデータ・レコーダーが不調となる 1987 年 9 月までの期間に, 衛星と太陽との位置関係から観測が行えない時期を除き, 約 2 万個のオゾンの高度分布データが得られた. この報告では, まず放射強度スペクトラム・データからオゾンの高度分布を導出する反転解析の方法について簡単に述べる. 次に観測・データ解析の正当性の確認として, 得られたオゾン高度分布データについて地上観測との比較結果を示す. そして 3 年半に渡って得られたデータを基に月毎のオゾンの子午面分布の平均値を求め, この値と他の衛星観測から求められた平均分布との比較結果を示す. また 3 年半のデータに見い出されるトレンドから測定器感度の経年変化の可能性についても論じる.

2. データ解析

観測される紫外後方散乱強度を与える方程式は, オゾンの地上観測で行われる Umkehr 法の解析で現れるのと同様な形で, オゾン量に対し非線形な積分方程式である. そこで適当な初期仮定解を与え, そこから計算される放射強度と観測強度のずれから解を逐次的に修正していく反復操作が必要である. 各反復段階の解の修正では, 2 つの解法が試みられた. ひとつは Chahine[4]によって開発された緩和法で, 散乱強度の各高度からの寄与関数が波長毎に特定の高度にピークを持つことに着目して, 観測量からオゾン濃度を求める線形関係を逆行列計算なしに導く方法である. この方法は解が安定に得られ, 計算時間も節約できる. しかし解の形が初期仮定解に依存してしまうということと, 誤差を見積りにくいという欠点がある. もうひとつ試みた方法は, 散乱強度を与える式を各高度のオゾン量で偏微分することにより散乱強度とオゾン量との線形近似方程式を求め, この関係式を線形束縛条件付きの最小 2 乗法で解くという方法である. 線形束縛条件付きの解法は Phillips[5] および Twomey[6] に従った. これは観測量上の誤差を陽に扱い, 解は高度についてスムーズな関数であるという仮定を束縛条件としてつけて, 観測誤差量と解のスムーズさをバランスさせて解く方法である. 種々の数値計算実験による検討の結果, 最終的なオゾン濃度の反転解析は後者の線形束縛解法によって行った. このような線形関係を作りな

から逐次的に解を求めていく解法は、線形方程式の扱いは異なるもののニンバス衛星のデータ解析にも用いられている[7]。

反復計算による解の収束は観測放射強度と計算値との差の収束で評価することができるが、反転解析の計算では全てのデータについて一律3回の解の反復修正を行った。初期仮定解はKlenk[8]によって求められた、ニンバス4号の観測結果を基にした経験式を採用した。この式は各高度のオゾン濃度を緯度と日付の関数として表したものであるが、このうち緯度依存性を表す部分だけを用いることとし、BUVの反転解析でオゾン濃度を計算する高度についてその係数を内挿して求めた。放射強度の計算の際には、太陽天頂角 70° 以上の場合には大気の曲率を考慮し、100 mbより下の高度領域においては多重散乱の補正を計算に取り入れている。

オゾン濃度(体積混合比)は使用する大気モデルに解が依存しないように、気圧座標系上で1000 mb~0.01 mbの高度領域を対数的に20等分した気圧高度で計算した。この結果32 mb~0.32 mbの間の約4 kmごとの9点のオゾン濃度が解として得られる。水平空間分解能は分光器の視野角によって決まり、 $10^\circ \times 14^\circ$ の視野は、人工衛星高度600 km、太陽天頂角 60° の場合、成層圏高度において約200 km~400 kmの領域に相当する。S/Nを良くするために連続して測定された3つの放射強度スペクトラム・データを平均して反転解析をするが、このためテレメータの高速電送モードで約100 km低速電送モードで約400 km視野が移動し、分解能は視線の移動方向についてはこれより落ちる。

反転解析によって計算される解の不確定要素としては、放射強度信号に含まれるランダム誤差、反転解析における数値計算上の誤差(線形近似に伴う誤差および束縛条件をつけた反転計算に伴う誤差)、さらに感度の較正やオゾンの吸収断面積の値に含まれる系統的誤差が考えられる。ランダム誤差は、放射強度の計算値の観測値からの残差を放射強度上のノイズとみなし、この成分の解への伝播を計算することにより求められた。また反転計算誤差は真の解を仮定し、この値から計算した放射強度を再び反転解析して求めた解と、真の解との差として評価した。この結果、ランダム誤差及び反転計算誤差は1 mb~10 mb高度で約10%、0.32 mb, 32 mb高度で17%となった。系統的誤差については後ほど議論する。

3. 測定器感度の補正と比較観測

放射強度からオゾン濃度を求める反転解析においては、太陽紫外放射の強度スペクトラムが必要である。BUVは地球大気による散乱放射のみを観測し、太陽放射の測定は行っていないためMentallとWilliams[9]の測定結果を参照スペクトラムとして採用した。他の分光計により測定されたスペクトラムを反転解析に使用することに伴い、お互いの波長純度と測定器感度を合わせる必要性がある。BUVは衛星打ち上げ前の地上テストにおいて絶対分光感度較正を行っている。しかし両者の感度較正に差があると系統的誤差を生む要因となる。

そこで内之浦で行われたロケット及び気球ゾンデのオゾン観測値[10]に対しBUVの同時観測値が一致するようにBUVの測定器感度を補正した。この結果、BUV測定オゾン濃

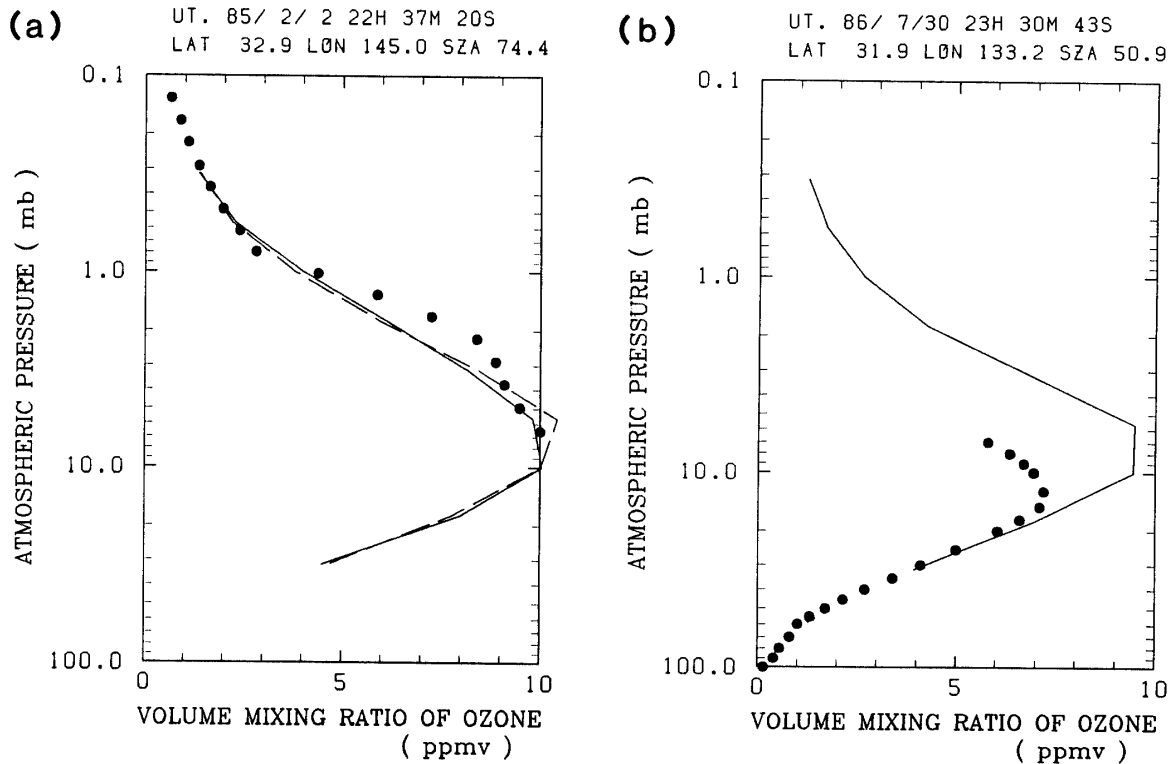


図 1 測定器感度の比較補正の結果。他の観測方法によって得られたオゾン濃度に、BUVの同時観測値を一致させることにより行った。(a) ロケット・ゾンデとの比較で黒丸がゾンデの値を示す。実線はBUVの観測値で、データ解析に採用した線形束縛条件付き最小2乗法によって計算されたもの。破線は参考のためChahineの緩和法による計算値を示した(本文参照)。(b) 気球ゾンデとの比較で黒丸がゾンデの値を示す。実線はBUVの観測値。線形束縛条件付き最小2乗法を用いている。

度とロケット・ゾンデの値とは3.2 mb~0.32 mbの気圧高度で平均9%の差で一致した(図1(a))。この高度域のオゾン濃度は約260 nm~295 nmの波長の放射強度と対応している。また32 mb~18 mbの気圧高度のオゾン濃度は、気球ゾンデと平均13%の差で一致した(図1(b))。この高度は約295 nm~315 nmの波長に相当する。気球ゾンデのオゾン濃度は7 mbの気圧高度まで得られているが、低い気圧領域でのゾンデのポンプ効率の低下を考慮して、比較は18 mbより高度の低い領域だけで行われた。

BUVの観測、データ解析法そして測定器感度の補正の正当性を評価するために、個々のオゾン高度分布を同時地上観測と比較解析した。1985年9~10月のフランスでのMAP/GLOBUS気球キャンペーン時には、UV吸収測定(NASA-JSC)、ケミルミネッセンス測定(CNRS)、オゾンゾンデ測定(Haute Provence観測所)等の、直接測定法との比較が試みられた[11]。またこのとき地上ミリ波観測(Bordeaux観測所)およびドブソン反転法

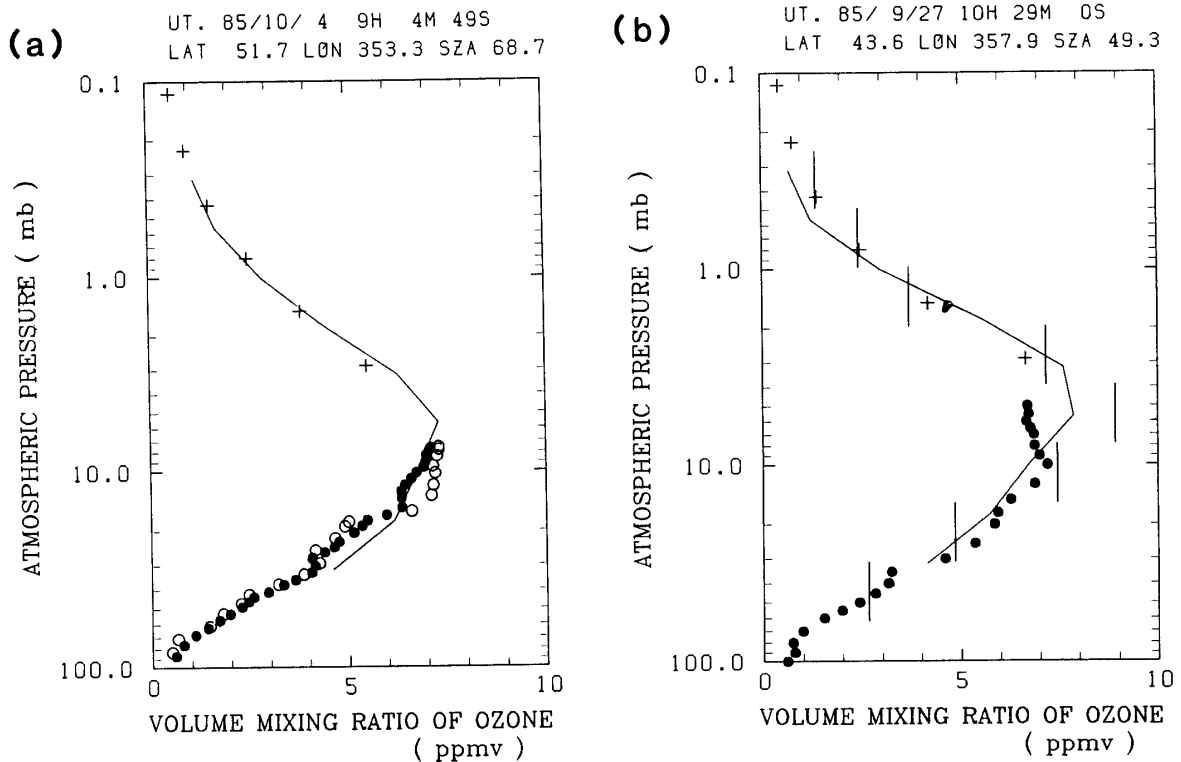


図 2 1985年8～9月に行われたMAP/GLOBUS気球キャンペーンでの地上観測との比較観測結果。(a) 実線はBUVによるオゾン濃度。黒丸はNASA/JSC紫外放射分光計、白丸はCNRSケミルミネッセンス法、プラス・マークはBordeaux観測所の地上ミリ波観測による値を各々示す。(b) 実線とプラス・マークは(a)と同じ。黒丸と縦線は各々Haute Provenceでのオゾン・ゾンデ観測とドブソン反転観測の値を示す。

観測 (Haute Provence 観測所) との比較も行われた[12]。気球測定との比較は、同じ日に気球放球地点から約1000 km離れた場所で得られたBUVのデータと10 mb～32 mbの高度領域について行った。この結果両者の差は、UV吸収法とは平均約±10%、ケミルミネッセンス法とは平均約±16%であった。地上ミリ波観測とドブソン反転法との比較は、同じ日に1500 km以内で得られたキャンペーン期間中の10のケースについて行った。この結果両者の差は、ミリ波観測とは比較が可能な0.32 mb～3.2 mbの高度領域で平均約±8%、反転法とは0.32 mb～32 mbで平均約±17%であった。

4. CIRAモデルとの比較

現在COSPARの大気モデル委員会(CIRA)で観測に基づくオゾンのモデルを作る作業が進んでいる。この作業の為KeatingとYoung[13]は、ニンバス7号のSBUV等の衛星観測データを基に暫定版のオゾンモデルをまとめている。ここではBUVの観測結果をこ

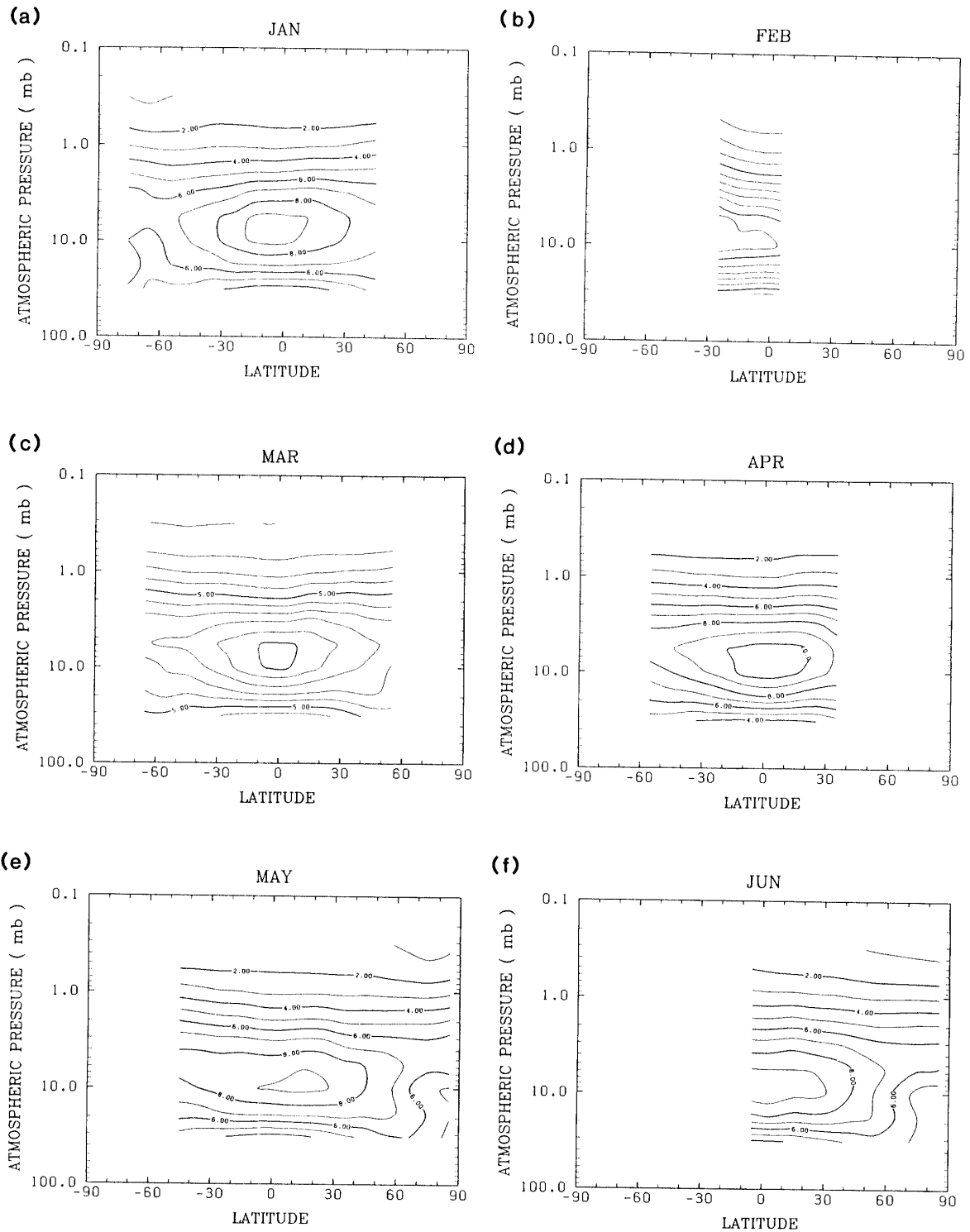
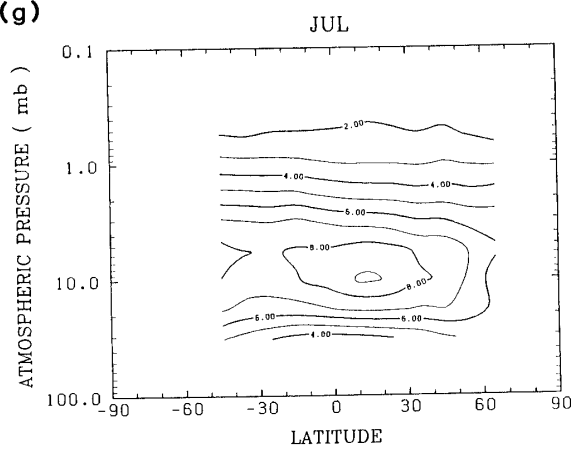
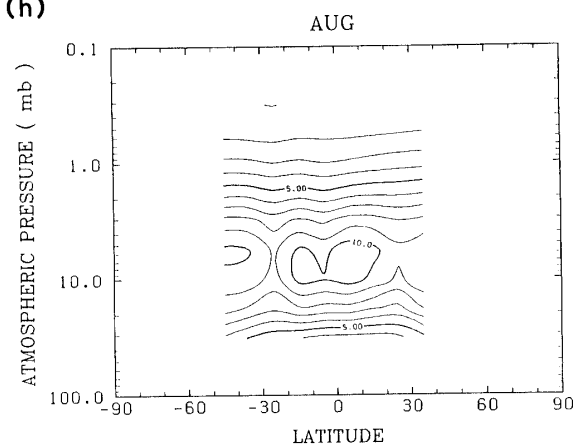


図3 (a)~(f) BUVの全観測期間にあたる1984年3月~1987年9月に得られたオゾンの高度分布を、緯度帯10°ごとに経度平均して作成した各月の平均オゾン子午面分布 (ppmv).

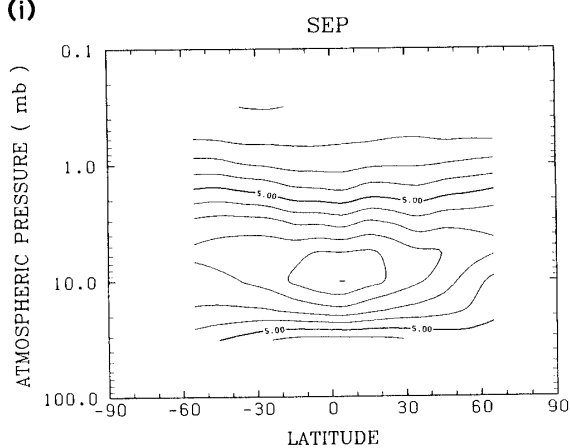
(g)



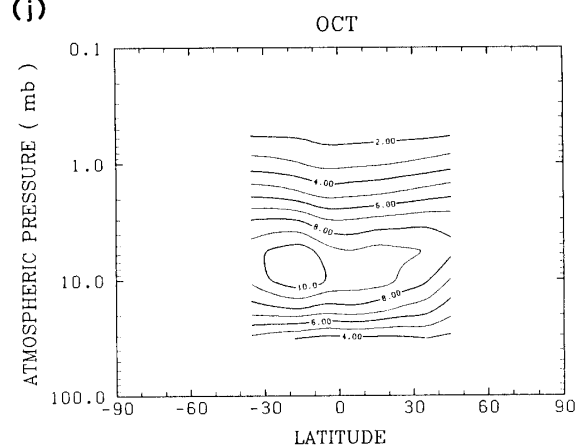
(h)



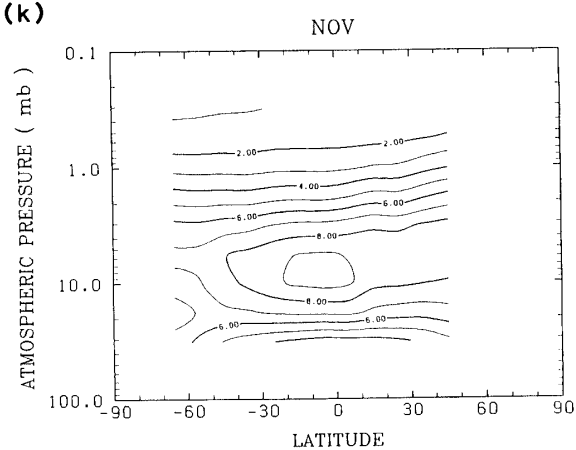
(i)



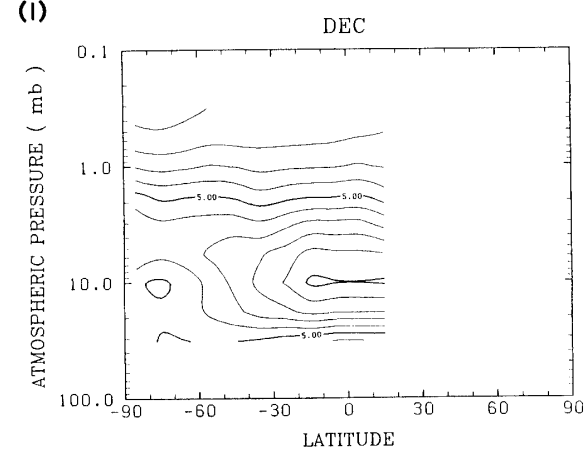
(j)



(k)



(l)



の暫定版 CIRA モデルと比較してみる。BUV の 3 年半分のデータを各月ごとに緯度幅 10° ごとの経度平均を行い、緯度・気圧高度の子午面内の格子点について平均値を求めた。全ての月についての結果を図 3 に示す。月毎のデータ総数には幅があり測定の日付と経度も一様には分布していないので、これらの平均値の代表性にはやや問題があるかもしれない。CIRA モデルは同じ様に各月ごとに緯度・気圧高度の格子点についてオゾン濃度が与えられている。比較は BUV と CIRA とでは格子点の座標が異なるので、内挿をしたうえでを行った。その結果次のことが明かとなった。

第 1 に、1 mb～10 mb の気圧高度においては月によって両者の値の大小に違いはあるが、どの緯度帯においても両者は $\pm 10\%$ ないし $\pm 15\%$ の範囲内で一致した。第 2 に、1 mb より高度の高い領域においては高い高度ほど CIRA に比べて BUV の値が系統的に小さく、BUV でオゾン濃度を求めている上端の 0.32 mb 高度においては、約 $-20\% \sim -30\%$ に達した。第 3 に、10 mb より低い高度においては緯度 35° より高緯度側で CIRA より BUV の値が大きく、その差は $+10\% \sim +30\%$ に及んだ。この傾向はほぼどの月にもみられる。図 4 には 12 カ月の平均相対差の緯度・高度分布を示したがこの図にも上記の傾向がはっきり出ている。1 mb～10 mb の気圧高度では年平均をとると相対差はほぼゼロとなり、基本的に BUV の平均分布と CIRA モデルとは良く一致していることがわかる。一方 1 mb より高い高度の BUV の負の偏差、10 mb より低い高度における高緯度側の BUV の正の偏差は系統的なものである。

この系統的差異の原因について考察してみる。散乱放射の寄与関数の形から判断すると BUV の場合は最も精度良くオゾン濃度を求めることができる高度域は 1 mb～10 mb である。この高度範囲以外では精度が落ちることは予想される。しかし実際に数値実験を試みた結果、この系統的差異が解法そのもののアルゴリズムから生じたものではないと判断される。系統的差異の生じる原因としてはむしろ前節で述べた測定器の波長感度特性がある。

分光感度の補正過程を念頭に、まず 1 mb より高度の高い領域における BUV と CIRA

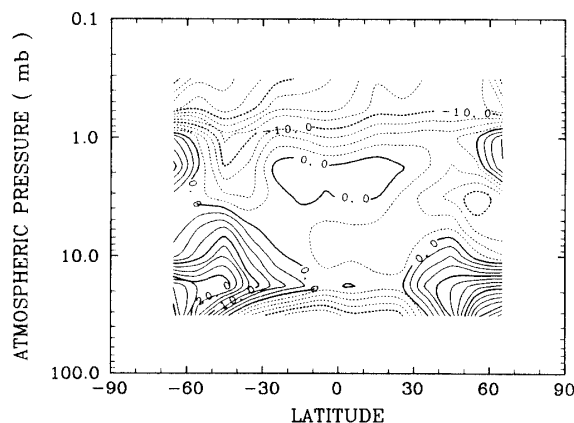


図 4 BUV によって得られた平均オゾン子午面分布と暫定版 CIRA モデルとの相対差の年平均値(%)。

モデルとのオゾン濃度の差異について考えてみる。BUVの分光感度はロケット観測によって補正されたわけであるが、このロケット観測値は0.4 mb~1 mbの高度域においてはCIRAモデルよりやや小さい値となっている。またこれと比較するBUVのオゾン濃度の測定精度はこの高度域では15%程度である。従ってこの比較観測による感度補正によってBUVの測定値がCIRAモデルの値より系統的に小さくなった可能性があり、量的にも両者の差は説明可能な範囲に入っている。しかしこのロケット観測は順調に行われ、±10%程度の測定精度は達成していると思われる。その意味においてBUVの方が量的に誤っていると理由はないと考えられる。

一方10 mbより高度の低い領域についてはBUVの測定値とCIRAモデルとの差異に緯度依存性がある。特に高緯度側では測定時の太陽天頂角が大きく長い光路を使って測定を行うため、長波長域の後方散乱放射強度を反転解析に用いることになる。もし長波長側の分光感度補正に問題があれば、高緯度側だけに系統的な測定誤差を生じる可能性がある。

5. 測定器感度の経年変化の可能性

ひと月ごとの経度平均値を各緯度帯・高度ごとに3年半通してプロットしてみると、中・高緯度では季節変化が見られる。それと同時に、どの緯度においても1年以上の長期的な変化があるように見える。そこでベイズ統計による時系列データ解析プログラムBAYSEA[14]を用いて、この3年半分のデータをトレンド成分、周期変動成分、不規則変動成分とに分解することを試みた。北緯45°および北緯5°についてこの解析による1 mb, 3.2 mb, 10 mbのトレンド成分と周期変動成分を図5に示す。このうちトレンド成分に注目してみると、トレンドは時間的に単調な変動ではないことが分かる。また高度によってもトレンドの傾向は一様でないことも明らかである。特に低緯度帯においては、周期変動成分が小さくトレンド成分が明瞭に区別できるのでこの特性がはっきりとわかる。例えば北緯5°の3.2 mb高度では1984年3月以降12月ぐらいまではオゾン濃度は増加傾向を示し、それ以降は逆に減少に転じているようである。そこでこのトレンド成分を評価するために、第1次近似としてこの長期変動成分に対し直線のトレンドを最小2乗法で当てはめその傾きを調べてみた。その結果どの緯度帯においても同様に、1 mb~10 mb高度ではデータ値の減少がみられ、例えば北緯45°の場合1.8 mb高度で最大-12%/年を得た。一方その上下の高度においては逆に増加傾向がみられた。

これらの直線トレンドの値は予想されるオゾン濃度のトレンド（例えば太陽活動や人為的要因による変動）に比べて不自然に大きいこと、またどの緯度帯においても同様の値とパターンを示すことから、このトレンドはBUV測定器自体の感度の経年変化に主たる原因があると考えられる。しかし実際に測定器の経年変化がどのようなものであったかを推測することは限られた材料の中からでは困難である。仮にオゾン密度に長期的な変動がないと仮定したら、測定器感度はどのようなドリフトを起こしたことになるのか。簡単な見積として、先に求めた各緯度帯毎の線形トレンドの値から推定した感度変化を図6に示した。各緯度帯について計算に使用するオゾン高度分布や太陽天頂角は異なっているにもかかわらず、ドリフトの波長依存性は予想されるとおりいづれの緯度帯においても同様のパター

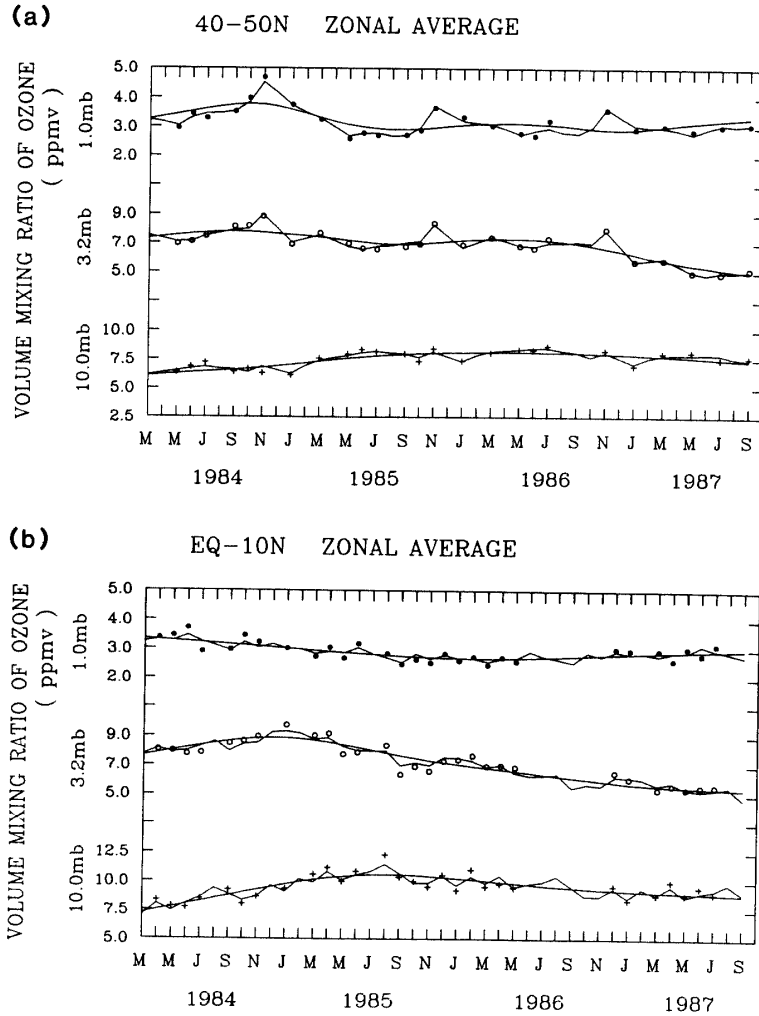


図 5 BUV の全観測期間における、ひと月毎の経度平均値、1 mb, 3.2 mb, 10 mb の値を各々、黒丸、白丸、プラス・マークで示す。実線は、時系列解析によるトレンド成分とそれに上乘せした周期的変動成分。(a)は北緯 45°, (b)は北緯 5° の結果。

ンを示している。ドリフトに波長依存性があるのは線形トレンドの値が高度によって異なることを反映している。図 6 では、波長 285 nm~300 nm 付近では感度が向上したことになる。測定器の感度が劣化するのはごく普通の現象であるが、感度の向上は一般には理解しがたい。

この測定器感度の経年変化の問題は BUV 測定値と CIRA モデルとの偏差の問題に絡んでくる。1 mb の気圧面より高度の高い領域においては、BUV のオゾン濃度の長期変化の幅は、BUV のオゾン濃度の平均値と CIRA モデルとの差よりも大きい。従って BUV のどの時点でのデータを CIRA モデルと比較するのかによって結果に違いがでてくる。BUV

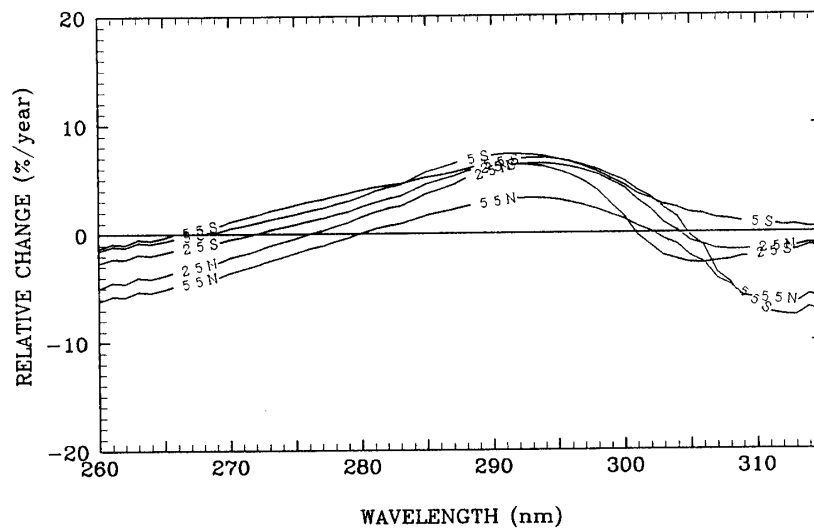


図 6 BUUV の測定器感度の経年変化についての、各緯度帯のデータを用いた推定結果。オゾン・データのトレンド成分を直線近似して、その傾きから計算した。

のオゾン濃度の地上観測との比較較正は 3.2 mb より高い高度については先ほど述べたように 1985 年 2 月に行われたわけであるが、比較較正はそれ以降も継続的に必要である。目下比較できるデータが存在するのかどうか調査中である。

このような測定器の感度変化は、主として変化を生じていると考えられる測定器の部分や量的な違いはあるものの、同様な測定器を使ったニンバス 7 号の SBUV や TOMS のデータにもみられる [15]。彼らは感度変化を補正した結果を発表しているが、我々は何も作意的に手を加えていないデータを発表することにした。オゾン濃度の子午面分布を 10% 程度の精度で測定するという初期の目的は、達成されたと考えられるからである。現在のモデルから予想されるオゾンの経年変化測定するには、今まで衛星に搭載されてきた測定器そのままでは不十分である。測定器の精度と安定性の向上は今後の課題であるが、これは容易に達成できるものではない。複数の測定器で独自に測定を行い相互検定を行うとか、地上観測による比較較正を頻繁に行うなどして、衛星観測結果の信頼性を高める必要があると考えられる。

6. 結 論

EXOS-C 衛星に搭載した BUUV 観測器によって、成層圏・中間圏オゾンの高度分布のグローバルな測定を行った。オゾン濃度は、測定された 260 nm～315 nm の太陽紫外放射の散乱強度スペクトラムに対し線形束縛条件付きの最小 2 乗法を反復的に適用する、非線形反転解析によって計算された。他で測定された太陽の参照スペクトラムを反転解析で使用することから、測定器感度の補正をロケットおよび気球ゾンデの同時観測により行った。

BUVによって得られたオゾン濃度と地上観測との比較観測の結果、両者は約±10%で一致し、BUVの観測、データ解析、感度補正の全体についての正当性が確認された。

3年半の測定データから各月毎の緯度・気圧高度子午面内の平均分布を求め、これまでの他の衛星観測データを基にして作成された暫定版CIRAの中層大気オゾン・モデルと比較してみた。この結果、気圧面高度1 mb~10 mbの領域では±10%の範囲で一致した。全く独立な人工衛星観測が良く一致した結果を与えたことは、人工衛星観測の信頼性を増すという意味において重要である。

気圧1 mb以下の上部成層圏、10 mb以下の中部・下部成層圏においては、BUV観測値とCIRAモデルとの間に系統的な差がみられた。上部成層圏の差はBUVの測定器感度の補正過程で負のバイアスがかかった結果と考えられるが、CIRAモデルに正のバイアスがかかっている可能性もある。衛星観測間の比較だけでなく、他の観測手段によって得られたオゾン分布との比較等を通してより詳細な検討を必要とする。

EXOS-C衛星によるBUV観測の3年半分のオゾン濃度データには系統的な変化がみられた。この主たる原因は測定器感度のドリフトによるものと考えられる。この感度ドリフトは波長によっても時間的にも一様ではないことがわかった。現状では、測定器感度のドリフトに対する仮定なしでは測定データからオゾンの経年変動を分離することは困難である。このことは衛星観測による長期オゾン・モニターのためには新しい観測体系が必要であることを示唆するものである。

謝 辞

この研究で人工衛星EXOS-Cのデータを扱うことができたのは、毎日トラッキングを続けたEXOS-C関係者の熱意と、各メーカーの方々の苦勞と努力によるものであることを表記し、また感謝したいと思います。

この研究の計算には宇宙研FACOM-M 360、東大大型計算機センターHITAC 682Hを、図形出力には東大大型計算機センターNCARGを使用しました。また時系列解析には統計数理研究所で開発されたプログラムを用いたことを付記したいと思います。

参 考 文 献

- [1] D. F. Heath, A. J. Krueger, H. A. Roeder and B. D. Henderson: Opt. Eng. **14**(1975), 323-331.
- [2] D. W. Rusch, G. H. Mount, C. A. Barth, R. J. Thomas and M. T. Callan: J. Geophys. Res. **89**(1984), 11677-11687.
- [3] K. Suzuki, T. Ogawa and S. Kadokura: J. Geomag. Geoelectr. **37**(1985), 225-236.
- [4] M. T. Chahine: J. Atmos. Sci. **29**(1972), 741-747.
- [5] D. L. Phillips: J. Assos. Comput. Mach. **9**(1962), 84-97.
- [6] S. Twomey: J. Assos. Comput. Mach., **10**(1963), 97-101.
- [7] C. L. Mateer: Inversion Methods in Atmospheric Remote Sounding, Academic Press (1977).
- [8] K. F. Klenk, P. K. Bhartia, E. Hilsenrath and A. J. Fleig: J. Clim. and Appl. Meteo. **22**

- (1983), 2012-2022.
- [9] J. E. Mentall and D. E. Williams : J. Geophys. Res. **93**(1988), 735-746.
 - [10] T. Watanabe and T. Ogawa : Adv. Space Res. **7**(No. 9) (1987), 123-126.
 - [11] D. Robbins, P. Aumedieu, J. Pélon J. P. Pommereau, N. Iwagami, K. Shibasaki, T. Ogawa, M. Koike, P. Marché, J. Naudet, P. Rigaud, D. Huguenin, J. Lenoble and G. Maddrea : J. Geophys. Res. submitted.
 - [12] J. de la Noë, M. Koike, T. Ogawa, and P. Marché : J. Atm. Chem., submitted.
 - [13] G. M. Keating and D. F. Young : Handbook for MAP **16**(1985), 205-229.
 - [14] H. Akaike and M. Ishiguro : Comput. Science Mono. No. 13(1980).
 - [15] R. P. Cebula, H. Park, D. F. Heath : J. Atm. and Ocean. Tech. **5**(1988), 215-227.