

「リモートセンシングと気象」の報告

まえがき

昭和55年春季大会シンポジウム「リモートセンシングと気象」は、1980年5月22日、日本教育会館において、小平信彦氏を座長として開催された。その概要を講演者の投稿論文および討論の抄録によって報告する。

551. 508. 25; 551. 521. 32; 551. 524. 7

1. 赤外放射を利用した大気要素の推定

嘉納 宗 靖*

1. はしがき

赤外放射を利用したリモートセンシングは多岐にわたっているが、気象で最も重要と思われる気象衛星によるリモートセンシングの場合に限ると、主なものとして、次のものがあげられる。

地表-大気系のエネルギー収支の測定：地表-大気系と外部の系とのエネルギーのやりとりは殆ど放射の形でおこなわれているが、そのうちで、地表-大気系から外部の系へ放出されるエネルギーは赤外放射の形でおこなわれている。気象衛星の出現以前はこの外部へ放出されるエネルギー（赤外放射）は、気温、湿度、雲量等の気候学的な資料を用いて理論的評価がなされているにすぎなかったが（London, 1957）、気象衛星の出現以来、実際に観測が可能となり、地表-大気系のエネルギー収支の状態がより明確になってきた（Raschke, Bandeen, 1972）。

地表面および雲の測定：地表面や雲は大気エネルギー収支や運動に重要な影響をおよぼす。赤外放射による地表面や雲のリモートセンシングは現在主として窓領域（10.5~12.5 μm 帯）を利用した地表面（海面）温度の測定、雲頂温度の測定がある。これらの測定から、夜間の雲分布、風の場が求められ、毎日の天気予報等に利用されていることは周知のとおりである。また、地表面（海面）温度の測定は地（海）-空相互作用の研究に必要不可欠のものである。さらに、この種の観測として、都市気候などに影響するとして注目されている heat island のリモートセンシングがある（Matson *et al.* 1978）。

その他土壌水分のリモートセンシング（Nordberg, 1970）等がある。

大気要素の鉛直分布の測定：CO₂ の射出する放射の分光測定に基づく気温の鉛直分布の測定、H₂O、O₃、CH₄、NO₂、NO の射出する放射の分光測定に基づく各気体の濃度（混合比）の鉛直分布の測定などがある。気温の鉛直分布の測定の場合、従来、ラジオゾンデによる測定が皆無または極く少ない海洋や山岳地帯等の測定が可能となり、またルーチンのゾンデで観測不可能であった40 km以上の高度の測定が可能となった。水蒸気やオゾンの測定も気温の測定と同様に測定可能な高度が拡大し、また地球の環境汚染に関連するCH₄、NO₂、NO等微量成分気体の高度分布（成層圏内の分布）も赤外放射を利用したリモートセンシングで求めることができるようになった。

誌面の都合で、ここでは重要で且測定、理論の面でも問題の多い大気要素の鉛直分布のリモートセンシングについて述べる。

2. 大気要素の鉛直分布の測定（推定）

2.1. 気温の鉛直分布の測定（推定）

気体が射出する放射はその気体の量（高度分布）、温度および放射的性質（吸収係数）によってきまる。それ故、気体の射出する放射の分光測定に基づいて、気温の鉛直分布を求める場合、その気体の放射的性質（吸収係数）が既知で、且その高度分布が既知でなくてはならない。この理由から、混合比が数10 kmの高度まで一定であるCO₂ や O₂ の射出する放射が利用される。第1

* Muneyasu Kano, 気象研究所

第1表 4.3 μm CO₂, 15.0 μm CO₂, 0.5 cm O₂ 吸収帯の特性 (Smith, 1978)

ENERGY (Relative Planck Radiance)

	200°K	300°K
4.3 μm	1.25	200
15.0 μm	5000	15000
5.0 mm	1	1

TEMPERATURE SENSITIVITY (Relative to Detector Noise*)

	200°K	300°K
4.3 μm	1	20
15.0 μm	10	6
5.0 mm	4	1

*(0.002, 0.2 erg/cm²·str cm⁻¹, 0.7°K)

CLOUD TRANSMISSION

	Water	Ice
4.3 μm	6%	1%
15.0 μm	1%	1%
5.0 mm	96%	99.98%

表に気温の測定に利用される CO₂ および O₂ の吸収帯の特徴を掲げる。この表から、エネルギーだけを考えると、CO₂ 15 μm 帯が最も望ましいが、測定する際のセンサーの信号と雑音との比を考慮に入れると、温度の高い大気下層の測定には CO₂ 4.3 μm 帯が好都合であり、温度の低い大気の上層を測定するには、CO₂ 15 μm 帯が最適であることがわかる。しかし、赤外放射は殆ど雲を透過しないから、雲の下を測定する場合には、O₂ の 0.5 cm 帯のマイクロ波の放射を利用せざるを得ない。

また放射の分光観測から気温の鉛直分布を求める場合、後に述べるように、局所的熱力学的平衡を仮定するが、この局所的熱力学的平衡は CO₂ 4.3 μm 帯の場合には高度約 30 km を超えると成立しなくなるが、CO₂ 15 μm 帯の場合には、高度 80 km 近くまで成立している (Houghton, 1969)。この点からも、大気上層の気温の測定には CO₂ 15 μm 帯が最適であることがわかる。これらの吸収帯における放射の分光測定から、気温の鉛直分布を推定する場合、理論的にも、測定のうえでも問題が多いが、徐々に改良されてきていると思われる。この気温鉛直分布の測定 (推定) も、気象衛星による測定に基づいてなされる場合と地上観測に基づいてなされる場合の両方があるが、ここでは気象衛星または気球によ

る測定に基づく場合について述べる。

2.1.1. 推定法

気象衛星で測定される波数 ν における上向きの赤外放射強度 $I(\nu)$ は、局所的熱力学的平衡を仮定すると、次のように与えられる。

$$I(\nu) = \epsilon B[\nu, \theta(0)] \tau(\nu, 0) + \int_0^{x_t} B[\nu, \theta(x)] \frac{d\tau(\nu, x)}{dx} dx \quad (1)$$

ここで、 x は独立変数で、大気圧 p の関数である。 ϵ は地表面の射出率で、 $\theta(x)$ は x における気温、 $B[\nu, \theta(x)]$ は波数 ν 、温度 $\theta(x)$ における Planck 関数である。 $\tau(\nu, x)$ は波数 ν における透過関数で、 x の高度から気象衛星の高度 x_t までの透過を示す。

赤外放射の分光測定に基づいて、気温の鉛直分布を推定する場合、(1) 式も用いられるが、むしろ (1) 式のかわりに、これと、ある基準 (平均) 大気に対応する放射強度との差を用いることが多い。すなわち、

$$r = \int_0^{x_t} K(\nu, x) t(x) dx \quad (2)$$

ここで、

$$\left. \begin{aligned} r &= I(\nu) - \overline{I(\nu)} \\ t &= \theta(x) - \overline{\theta(x)} \\ K(\nu, x) &= \frac{d\tau(\nu, x)}{dx} \cdot \frac{dB(\nu, \overline{\theta})}{dx} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

(3) 式で $K(\nu, x)$ は荷重関数を示し、記号の上の一は基準状態を示す。(2) 式は次のように和の形で表わされる。

$$r_i = \sum_{j=1}^N a_{ij} t_j, \quad j=1, 2, \dots, M \quad (4)$$

ここで、

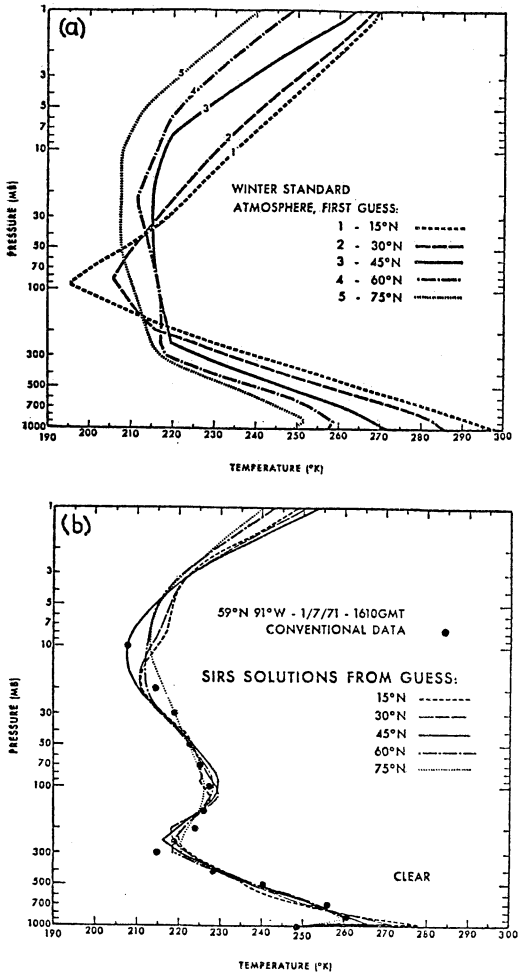
$$a_{ij} = w_{ij} K(\nu_i, x_j) \Delta x_j \quad (5)$$

w_{ij} は積分を和で評価するときの重みである。(5) 式を行列で示すと、

$$\tilde{r} = \tilde{A} \tilde{t} \quad (6)$$

となる。(1) 式を用いるときには、上述の式の r, t および $K(\nu, x)$ はそれぞれ、 $r = I(\nu) - \epsilon B[\nu, \theta(0)]$ 、 $t = \theta(x)$ および $K(\nu, x) = d\tau(\nu, x)/dx$ となる。ここで、地表面の輝度温度従って、 $\epsilon B[\nu, \theta(0)]$ は他の資料 (窓領域の観測等) によって既知であるとする。

(6) 式で、 \tilde{r} は測定によって求まり、 \tilde{A} は気体 (CO₂ 等) の吸収特性から計算されるので、この式を用いて、 \tilde{t} が求められる。しかしこのようにして求めた解は一般的に不安定で振動する解を与え (Phillips, 1962; Twomy,



第1図 気温鉛直分布推定値, (a) 気温鉛直分布の推定に用いられた標準大気, (b) 推定された気温鉛直分布 (Smith, 1978).

1963), 物理的な解として不適當である。そこで, 物理的に意味のある解を得るために, 解に付帯条件を与えたり, ある種の仮定を導入または統計的方法をとり入れている。これらの方法の主なるものを次に掲げる。(i) 統計的方法 (Smith, 1970), (ii) 逆行列表 (Fritz et al., 1972), この方法で, 異なる高度の気温間に相関がなく, また異なる波数の測定誤差間に相関がないと仮定して, この方法を簡略化した最小情報法 (Fritz et al., 1972), (iii) 逐次近似法 (Chahine, 1968; Smith, 1970) および (iv) Backus-Gilbert 法 (Backus, 1970; Conrath 1972) 等がある。最小情報法等を用いて解を求める場合, 最初に選んだ標準大気に解が影響される。第1図に解 (温度

の鉛直分布) が基準として選んだ大気に依存することを示す。それ故, 気温を求めようとする大気の状態に応じて標準大気を適当に選ぶことが必要となる。

放射の分光測定を基にして気温の鉛直分布を求める方法は従来のラジオゾンデ等による直接測定に較べて, 鉛直分解能が悪いという欠点がある。これは荷重関数がある巾をもっているためである。また, 従来のラジオゾンデによる気温の測定はルーチンではほぼ 30 km 位の高度までしかおこなわれていない。30 km 以上の高度の温度測定はロケット等にたよっているが, これは場所的にも時間的にもかなり制限をうけている。このため, 上部成層圏で起こる現象例えば突然昇温のように, 成層圏上部から中間圏下部に発生して下層へ伝播する現象の観測には不適當である。地球全体を殆どくまなく且頻繁に観測するには気象衛星による遠隔測定に頼らざるを得ないが, 従来の分光放射計やフィルター方式の放射計による観測に基づく気温の測定は30 km 程度の高度までしかできない。この欠点を克服して観測可能高度を拡大し, 且鉛直分解能を改善する研究が英国のオックスフォード大学の研究グループによってなされ, 新しい分光放射計すなわち Selective chopping radiometer (SCR) およびこれに改良を加えた Pressure modulated radiometer (PMR) が開発された。次にこれについてあらまし述べる。

2.1.2. SCR および PMR

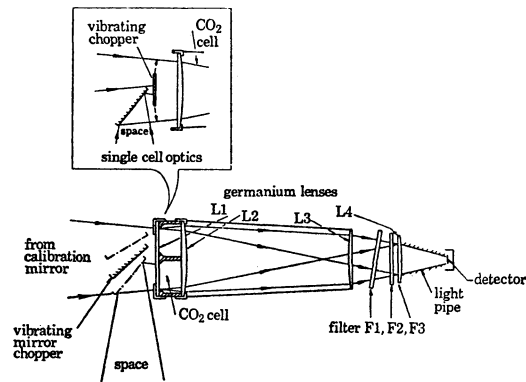
放射の分光測定に基づく気温の鉛直分布の推定で, 推定の鉛直分解能を向上させるには荷重関数の巾をできる限り狭くすることが肝要である。この荷重関数で最も巾の狭いものは単一波数の荷重関数である。しかし単一波数の放射を測定することは不可能であるが, 鉛直分解能を向上させるには, 出来るだけこの条件に近い測定をすることが必要となる。この場合, 単一波数というのは単一の吸収係数と同意義である。そこで, 吸収係数が単一に近い領域の放射を測定するには, 吸収線の半巾値程度またはそれより小さい波数領域の放射を測定しなくてはいけない。吸収線は幾何学的な線ではなくて, ある巾をもつ。この巾は種々の原因によって生じるが, 気象学上重要なのは分子間の衝突によって生じる Collision (Pressure) broadening および分子の熱運動の Doppler 効果に基因する Doppler broadening とがある。地上から高度約 50 km までは, 吸収線の巾は主として pressure broadening によって生じ, 高度が 50 km を超えると, Doppler broadening が卓越し始める。Pressure broadening の場合, 吸収線の半巾値 (吸収係数が吸収線の

中心のその半分になる位置と中心間との領域巾)は圧力に比例し、地上付近(1気圧)では 0.1 cm^{-1} 程度、50 kmの高度では 0.0001 cm^{-1} 程度となる。このような狭い波数域の測定は通常の分光放射計やフィルター方式の放射計では困難または不可能である。上層大気的气温を測定するには、吸収の強い領域の放射を測定することが必要であるが、このためには吸収線の中心近くの極く狭い領域の測定が必要となる。通常、気温の鉛直分布の推定には 5 cm^{-1} 程度の比較的広い波数域での放射測定が用いられる。このため、上層大気的气温の推定に最も寄与する吸収の強い波数域での測定でも、その波数域内にある数十個程度の吸収線の中心付近のみならず、端部(Wing)のところの放射も測定する結果となり、このため鉛直分解能が悪くなると同時に、荷重関数の重心高度が下降し、上層大気的气温測定が困難または不可能となる。以上のことから、気温測定の鉛直分解能を向上させ、且測定可能高度を拡大させるには、吸収係数の大きさが比較的そろった上記のような極く狭い領域から、測定するに十分なエネルギーをとり出すことが必要となる。この目的で考案されたのが上述のSCR(Houghton and Smith, 1970; Abel *et al.*, 1970)およびPMR(Taylor *et al.*, 1972; Curtis *et al.*, 1974)である。SCRの概念図を第2図に示す。この図の示すように、これはCO₂を封入したセル、レンズ、フィルター、検出器およびチョッパーから成る。CO₂セルは単一セル(Single cell)および二重セル(double cell)の2種類がある。

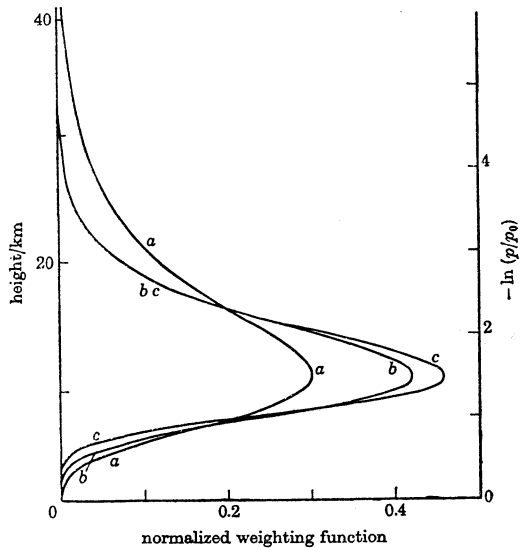
単一セルは適当な量、圧力をもつCO₂が封入されている。単一セルの場合には、地球(または黒体)から入射する赤外放射と空間から入射する放射(実際上は0)

とがチョッパーによって交互にセルに入射し、これらの放射の差に対応する出力が検出される。チョッパーとセルは常時検出器に向いているので、これ等から射出される放射は各サイクルで相殺され、出力として検出されるのはCO₂セルを透過して来た放射すなわち吸収線群の端部のところの放射である。この放射はフィルターの波数域内の吸収係数の大きさが小さく比較的一様な領域群に対応する放射で主として下層大気に源をもつ。それ故、このような放射に対応する荷重関数は従来の分光放射計またはフィルター方式の放射計の測定に対応する荷重関数より巾が狭くなることが期待される。これを示したのが第3図である。この図で(a)は 690 cm^{-1} 付近で巾 5 cm^{-1} をもつ領域の荷重関数であり、(b)は同じ波数域で、その中にCO₂セルを導入した場合の荷重関数である。(c)は吸収線の端部における単一波数に対する理想的な荷重関数である。この図から、CO₂セルを導入した場合の荷重関数(b)は従来のそれ(a)に較べて荷重関数の巾が狭い、すなわち鉛直分解能が向上していること、更に、単一波数の理想的荷重関数(c)に非常に近いことがわかる。

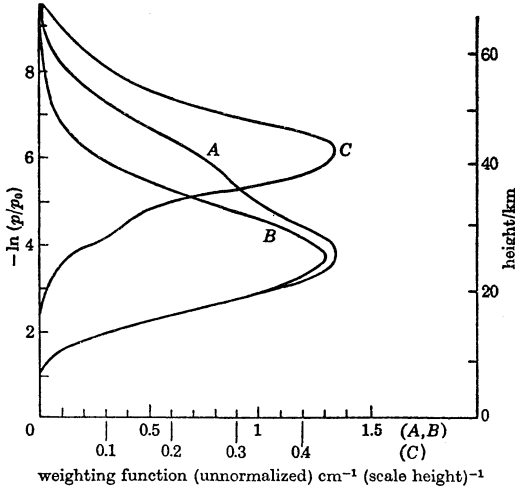
次に二重セルの場合を考える。この場合は一方のセルに適当な量のCO₂を封入し、他方のセルは空に(または極く僅かのCO₂を封入)してある。この場合、地球からの放射および空間からの放射が振動チョッパーによ



第2図 SCRの模式図(Abel *et al.*, 1970).



第3図 荷重関数におよぼす selective absorptionの効果(Houghton, Smith, 1970).

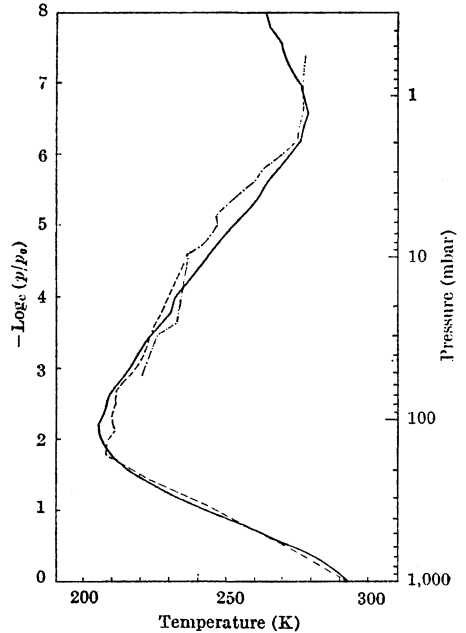


第4図 荷重関数におよぼす selective chopping の効果 (Abel et al., 1970).

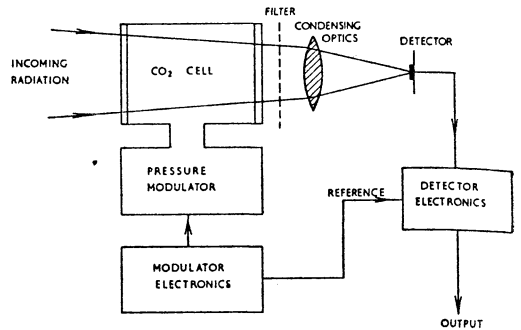
って交互に CO₂ を封入したセルおよび空の (または少量の CO₂ を封入した) セルを通過する。単一セルの場合と同様、CO₂ セルやチョッパーは常時検出器に向いているから、これから射出される赤外放射は各サイクルで相殺される。それ故、出力として検出されるのは空の (または極く少量の CO₂ を封入した) セルを通過した放射と CO₂ セルを透過して来た放射との差、すなわちフィルターの波数域内の主として吸収の強い吸収線群の中心近傍の領域群からの放射で、上層大気に源をもつ。

中心付近では吸収係数は大きく且比較的一様であるので、従来の荷重関数に較べてその重心高度がかなり高くなり、且巾が狭くなることが期待される。これを第4図に示す。この図で(A)は668 cm⁻¹ に中心をもつ5 cm⁻¹ の巾をもつ波数域の荷重関数であり、(B)は(A)と同じ波数領域に0.05 atm. の気圧で1 cm の長さのCO₂ を封入したセルを導入した場合の荷重関数である。2重セルの場合、荷重関数はCO₂ を封入してないセルを通過してきた放射に対応する荷重関数(A)とCO₂ の適当量を封入してあるセルを通過してきた放射に対応する荷重関数(B)との差として与えられる。図の(C)で示されるのがそれである。この図で分るように、この場合の荷重関数(C)は従来のそれ(A)に較べて重心の高度がかなり高くなり(25 km→45 km) しかも巾が狭くなっていることが分かる。従って、従来の場合に較べて、かなり高い高度まで気温の測定が可能となり、且気温測定の鉛直分解能もよくなることがわかる。

1980年10月

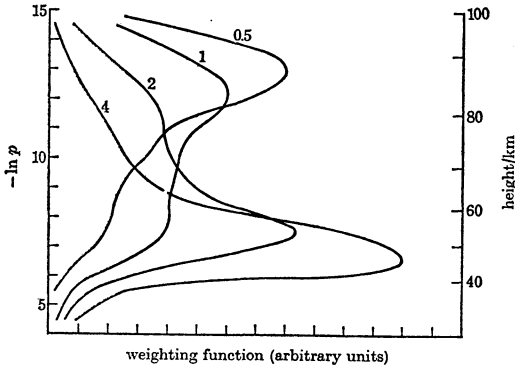


第5図 Nimbus-4 による放射の分光測定から推定された気温垂直分布(—)とラジオゾンデ(……)およびロケットゾンデ(-・-)による気温鉛直分布との比較 (Ellis et al., 1970).



第6図 PMR の模式図 (Taylor et al., 1972).

上述の単一セルや2重セルの各の長さおよびCO₂の圧力を変えることによって、またフィルターの透過の中心位置や範囲を変えることによって、荷重関数の重心の位置や巾を変えることができる。この場合、観測範囲内(例えば地上~50 km)で荷重関数になるべく重複しないで一様に分布するには、上述のフィルターの透過およびセルの長さやCO₂の圧力を適当に選ぶことが必要であ



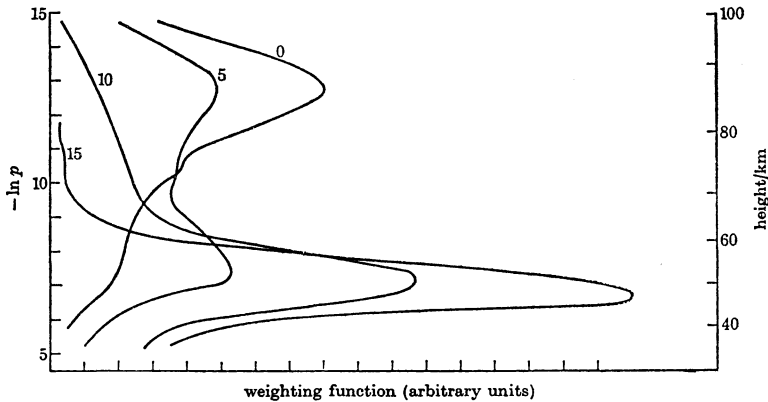
第7図 種々の平均セル圧力に対するPMRの荷重関数。曲線上の数字はセルの圧力を示す (Curtis et al., 1974).

る。Nimbus 4 では4つの単一セルおよび2つの2重セルを用い、計6チャンネルで気温の鉛直分布の測定がなされた。その結果の1例を第5図に示す。

上層大気(≧40 km)の放射(気温)測定に用いられる2重セルをもつSCRの場合、セル内の圧力が1 mb程度以下になると2つのセルのマッチングが悪くなって測定精度を悪くする。セル内の圧力が1 mb以下というのは数十km以上の高度の気温測定に必要である(測定高度が高くなる程、セル内の圧力を低くする必要がある)。それ故、気温測定高度をさらに高くするには何らかの改良が必要となる。このようにして改良されたのがPMRである。この概念図を第6図に示す。これは単一セルより成る。セル内の圧力はピストンによって周期的に変えられる。この圧力の周期変化の振巾に等しい圧

力差に対応するCO₂の路程の吸収(透過)差がこのセルの有効吸収(透過)を示す。この吸収(透過)の大きさおよび波数範囲はセルの長さ、セル内のCO₂の平均圧力によって異なる。

従って荷重関数も異なる。Nimbus Fに搭載されるPMRについて計算された荷重関数を第7図に示す。この場合、50 km以上の高度について荷重関数を計算する場合には、吸収線のpressure broadeningのほかDoppler broadeningが卓越してくるので、これを考慮する必要がある。また80 km以上の高度では局所的、熱力学的平衡が成立しなくなって来るので、これを基にして計算した荷重関数は不正確である。これを補正するにはCO₂ 15 μ帯の弛緩時間やその温度依存性等の知識が必要となるが、現在これについてはよく分っていない。セル内のCO₂の平均圧力を変えて荷重関数の位置(従って温度の測定高度)を変えるかわりに、気象衛星と大気との相対速度に基因するDoppler効果を利用する方法がある。すなわち、放射計と放射を射出する大気との間に放射を測定する方向で相対速度があると、Doppler Shiftが大気のemission lineとセル中の気体のabsorption lineとの間に生じる。Nimbus衛星の速度は標準の大気温度における分子速度の約20倍である。従って、吸収線のDoppler widthに等しいDoppler shiftを生じるには衛星の速度の約5%を要するに過ぎない。それ故、直下(天底)から、衛星の進行方向に沿って種々の角度で測定する、すなわち、気象衛星と大気との測定方向における相対速度を、変えることによってDoppler Shiftを変え、これによってCO₂のemission lineのどの部分を取り出すかが決定され、温度測定高度が変えられる。こ



第8図 PMRによるDoppler走査の場合の荷重関数、曲線上の数字は天底からの角度を示す (Curtis et al., 1974).

のようにして、角度走査 (Doppler 走査) によって得られる荷重関数を第8図に示す。図上の数字は天底からの角度を示す。

このようにして SCR や PMR によって、従来の分光放射計で測定不可能であった大気上層 (40 km 以上の高度) の測定が可能となった。

2.1.3. 雲の取扱い (clear column radiance)

赤外放射の分光測定に基づいて、気温の鉛直分布の測定をする際の大きな障害は雲の存在である。雲は (上層雲や極く薄い雲を除いて) 赤外放射に対して殆ど黒体に近い。このため、雲下からの赤外放射は殆ど完全に雲によって遮ぎられるので、雲下の気温の鉛直分布の測定 (推定) を困難にする。この問題の解決には幾つかの方法が提案されているが、ここでは smith による方法 (Smith, 1968) を述べる。

気象衛星に搭載した放射計の視野内に雲が存在する場合、放射計に入射する波数 ν における放射 $R_1(\nu)$ は次のように与えられる。

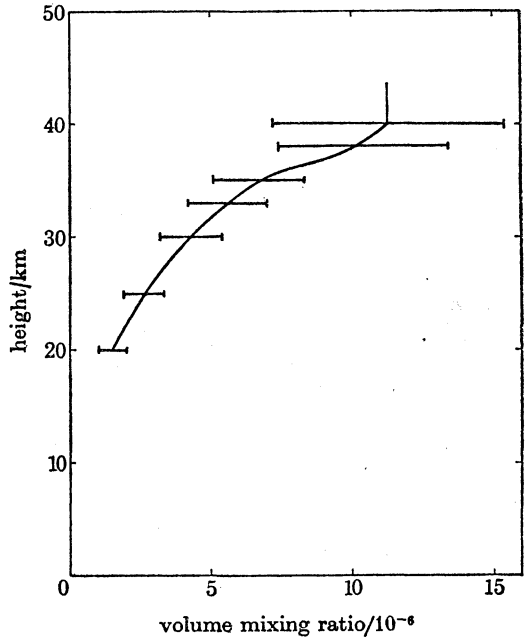
$$R_1(\nu) = N_1 R_{cd}(\nu) + (1 - N_1) R_c(\nu) \quad (7)$$

ここで、添字 1 は視野の名称を示す。 N_1 は雲量を示し、 $R_{cd}(\nu)$ は雲のある部分からの放射、 $R_c(\nu)$ は雲のない (晴天) 部分からの放射を示す。視野 1 に隣接する視野では、雲量だけが視野 1 と異なり、その他 (雲の種類、高度、気温分布等) はすべて視野 1 のそれと同一とすると、視野 2 内の放射は次のように与えられる。

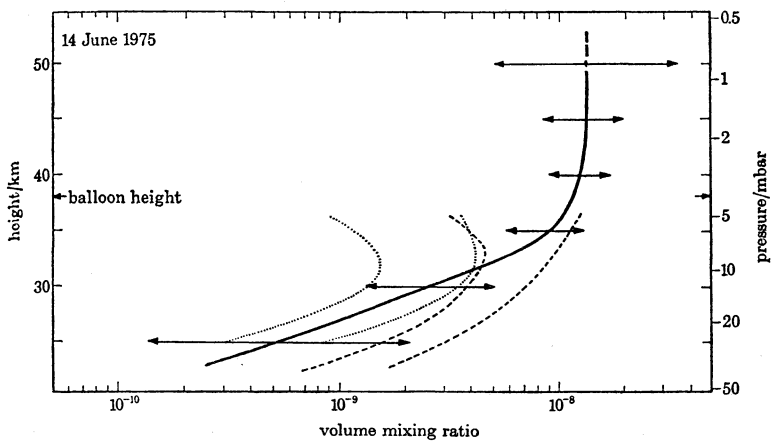
$$R_2(\nu) = N_2 R_{cd}(\nu) + (1 - N_2) R_c(\nu) \quad (8)$$

(7) 式および (8) 式から、 $R_c(\nu)$ は次のように与えられる。

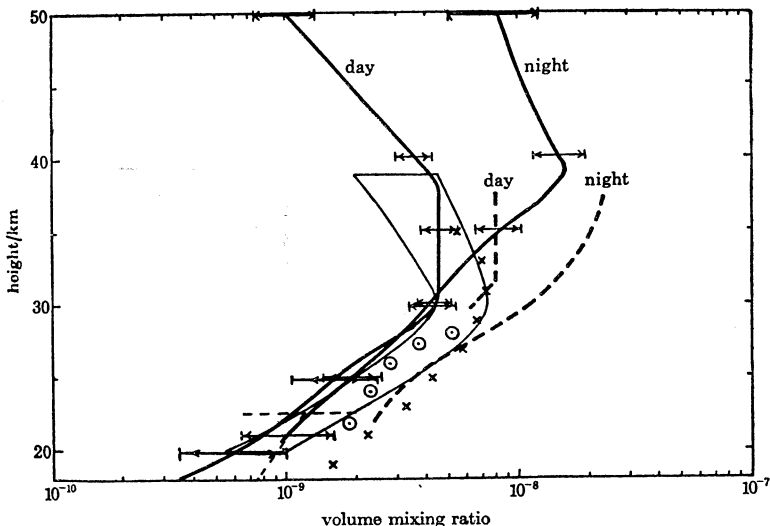
$$R_c(\nu) = [R_1(\nu) - N^* R_2(\nu)] / (1 - N^*) \quad (9)$$



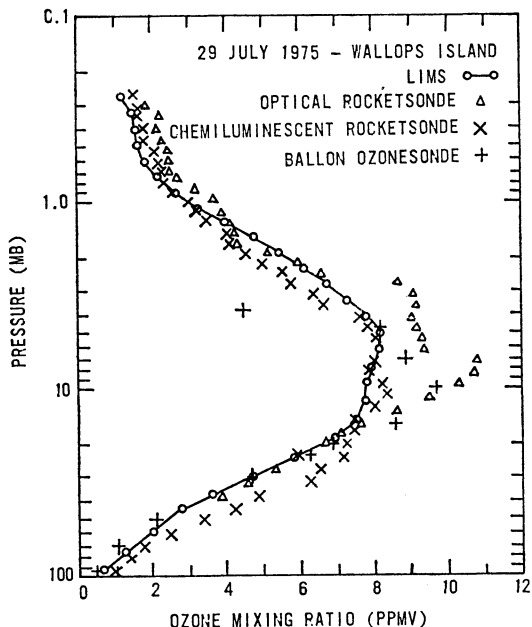
第9図 PMR で測定された成層圏内の水蒸気の分布 (Chaloner, 1978)。



第10図 PMR で測定された日出約1時間後の NO_2 の鉛直分布 (—). (···) および (---) は、それぞれ Ackerman *et al.*, (1973) および Ackerman *et al.*, (1974) による値 (Drummond・Jarnot, 1978)。



第11図 PMR で測定された日出前30分および日出1時間後の NO_2 の鉛直分布 (—). (\leftrightarrow) (—) は、それぞれ相対および全 r.m.s 誤差を示す. \times , \dots , --- および \odot は、それぞれ Bloxan *et al.* (1975), Fontonella *et al.* (1974), J. E. Hallies (Private Communication, 1978) および Murcay *et al.* (1974) による値を示す (Drummond・Jarnot, 1978).



第12図 放射の分光測定から推定されたオゾンの鉛直分布と、ロケットで測定されたものとの比較 (Russel・Gille, 1978).

ここで、

$$N^* = N_1/N_2 \tag{10}$$

で、この N^* は両視野内の雲量の比で未知量であるが、これは窓領域の放射を測定することによって上述と同様にして(9)式を利用することによって得られる。窓領域放射の場合は $R_c(\nu)$ は地表面の輝度温度 T_s に対応する Planck 関数となる。これを $B(W, J_s)$ とすると、 N^* は次のように与えられる。

$$N^* = \frac{R_1(W) - B(W, T_s)}{R_2(W) - B(W, T_s)} \tag{11}$$

ここで、 W は窓領域を示す。このようにして(9)と(11)式から、 $R_c(\nu)$ すなわち晴天部分の放射 (clear column radiance) が求められ、これを用いることによって、晴天の場合と同様にして気温の鉛直分布が求められる。雲が全天に拡った場合には、赤外放射の測定に基づく方法では雲下の気温の鉛直分布の測定は不可能で、この場合にはマイクロ波 (0.5 cm O_2 吸収帯)の分光測定を利用する方法が用いられる。この場合も、数学的方法は赤外放射を利用する上述の方法と同じである。

2.2. 吸収気体の鉛直分布の測定 (推定)

水蒸気やオゾン等赤外領域に吸収帯をもつ気体の鉛直分布は気温の鉛直分布が既知であれば、その気体の射出

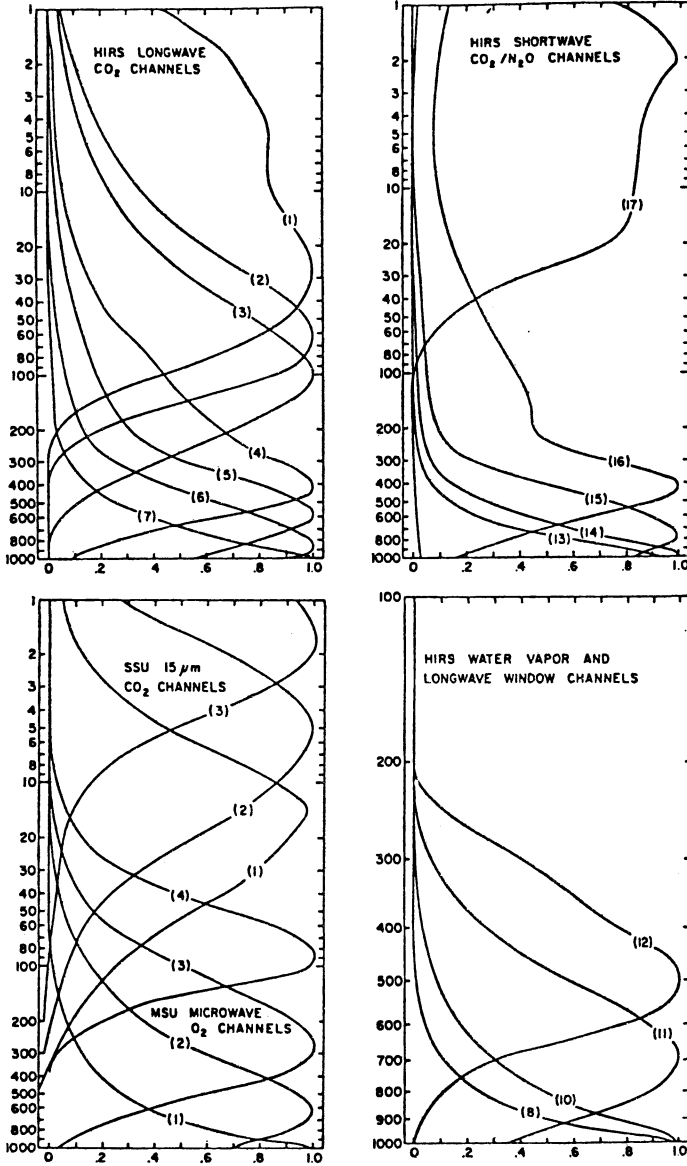
第2表 TOVS チャンネルの特性

HIRS チャンネル番号	中心波長 (μm)	主要吸収成分	最高エネルギー寄与高度	観測目的
1	15.00	CO ₂	30 mb	気温鉛直分布
2	14.70	CO ₂	60	
3	14.50	CO ₂	100	
4	14.20	CO ₂	400	
5	14.00	CO ₂	600	
6	13.70	CO ₂ /H ₂ O	800	
7	13.40	CO ₂ /H ₂ O	900	
8	11.10	window	surface	地表面温度雲の検出
9	9.70	O ₃	25 mb	オゾン全量
10	8.30	H ₂ O	900 mb	水蒸気量鉛直分布
11	7.30	H ₂ O	700	
12	6.70	H ₂ O	500	
13	4.57	N ₂ O	1000 mb	気温鉛直分布
14	4.52	N ₂ O	950	
15	4.46	CO ₂ /N ₂ O	700	
16	4.40	CO ₂ /N ₂ O	400	
17	4.24	CO ₂	5	
18	4.00	window	surface	地表面温度
19	3.70	window	surface	
20	0.70	window	cloud	雲の検出
MSU チャンネル番号	周波数 (GHz)	主要吸収成分	最高エネルギー寄与高度	観測目的
1	50.31	window	surface	地表面射出率, 雲による減衰
2	53.73	O ₂	700 mb	気温鉛直分布
3	54.96	O ₂	300	
4	57.95	O ₂	90	
SSU チャンネル番号	波長 (μm)	主要吸収成分	最高エネルギー寄与高度	観測目的
1	15.0	CO ₂	15.0 mb	気温鉛直分布
2	15.0	CO ₂	4.0	
3	15.0	CO ₂	1.5	

する放射の分光測定に基づいて、2.1 節に述べた方法、例えば逐次近似法 (Smith, 1970) 等を用いて求めることができる。この場合、水蒸気等の対流圏内での高度分布は分光放射計またはフィルター方式の放射計によって水蒸気等の射出する放射の分光測定に基づいて求められるが、成層圏以上の高度における CO, CH₄, NO₂, NO 等の微量成分気体の分布は前述の PMR 等を用いて測定がなされる。この場合、PMR のセルには CO₂ の

かわりに、高度分布を測定しようとする気体と同じ気体が封入される。

気体の分布が PMR で測定可能となる条件は、(i) 大気中でその気体から (測定するに) 十分な量の放射が射出される、(ii) 吸収線が他の成分気体の吸収線によって完全には覆い隠されない、(iii) その気体が安定で且セルの中で十分に純粋な条件が保たれ得ることである。気球に PMR を搭載して大気の外縁から来る放射の測定

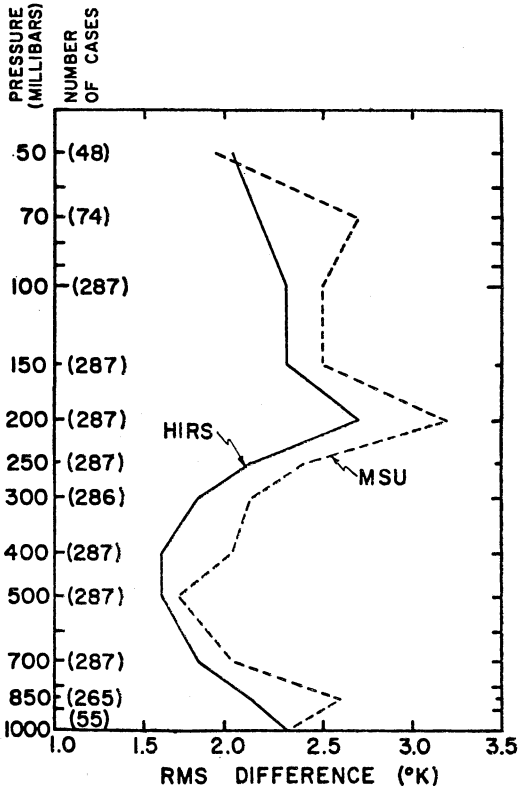


第13図
TOVS の荷重関数 (Smith et al., 1979).

を基にして求めた H₂O の高度分布を第9図に、NO および NO₂ の成層圏内の分布をそれぞれ第10図および第11図に示す。また、フィルター方式の放射計を用いて Nimbus 6 で大気の外縁測定に基づいて求められた O₃ の成層圏内での高度分布の測定例を第12図に示す。以上の測定で、大気鉛直路程のかわりに大気の外縁路程を利用するのは測定する路程を長くし、従って、検出される放射量を大きくするためである。

3. TIROS-N operational Vertical Sounder (TOVS)

1978年10月13日に実用極軌道気象衛星 TIROS-N が打上げられ、現在これによる大気鉛直構造に関する資料が得られている。この衛星は、今後続いて打上げられる実用極軌道気象衛星シリーズの第1号である。以下で TIROS-N に搭載されている TOVS (Smith et al., 1979) について簡単に述べる。



第14図 TIROS-N の測定から得られた気温とラジオゾンデによる気温との比較 (Smith *et al.*, 1979).

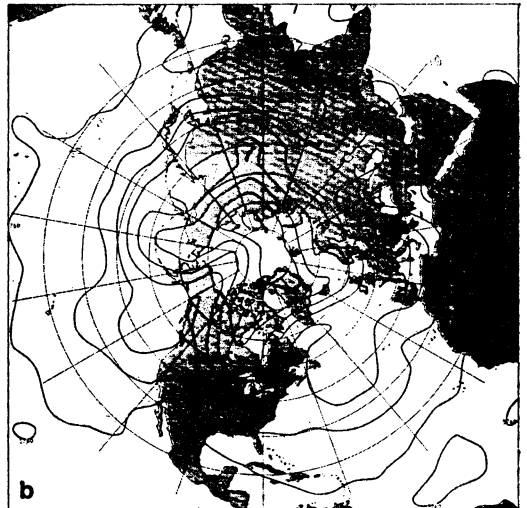
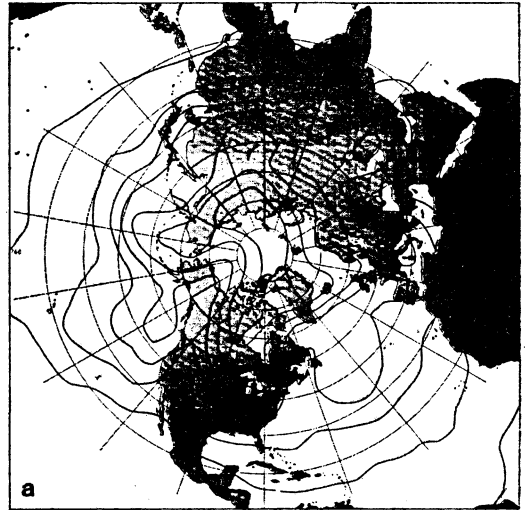
TOVS は次の3つの測器から成っている。

(i) High resolution Infrared Sounder (HIRS-2): これは、気象衛星 Nimbus-6 に搭載された HIRS の第2号である。第2表に示す通り、20のチャンネルをもち、衛星直下で30 km 直径の水平分解能をもつ。走査鏡によって衛星の進行方向に直角に走査し、走査巾は約2250 km である。1回の走査で56の視野をサンプリングする。

(ii) Microwave Sounding Unit (MSU): この測器は Nimbus-6 に搭載された Scanning Microwave Spectrometer (SCAMS) と類似のものである。第2表に示すとおり、4つのチャンネルをもち、衛星直下で、直径110 km の水平分解能をもつ。走査巾は HIRS と同じく約2250 km で、1回の走査で11の視野をサンプリングする。

(iii) Stratospheric Sounding Unit (SSU): これは成層圏の温度分布を測定するために搭載されたもので、前

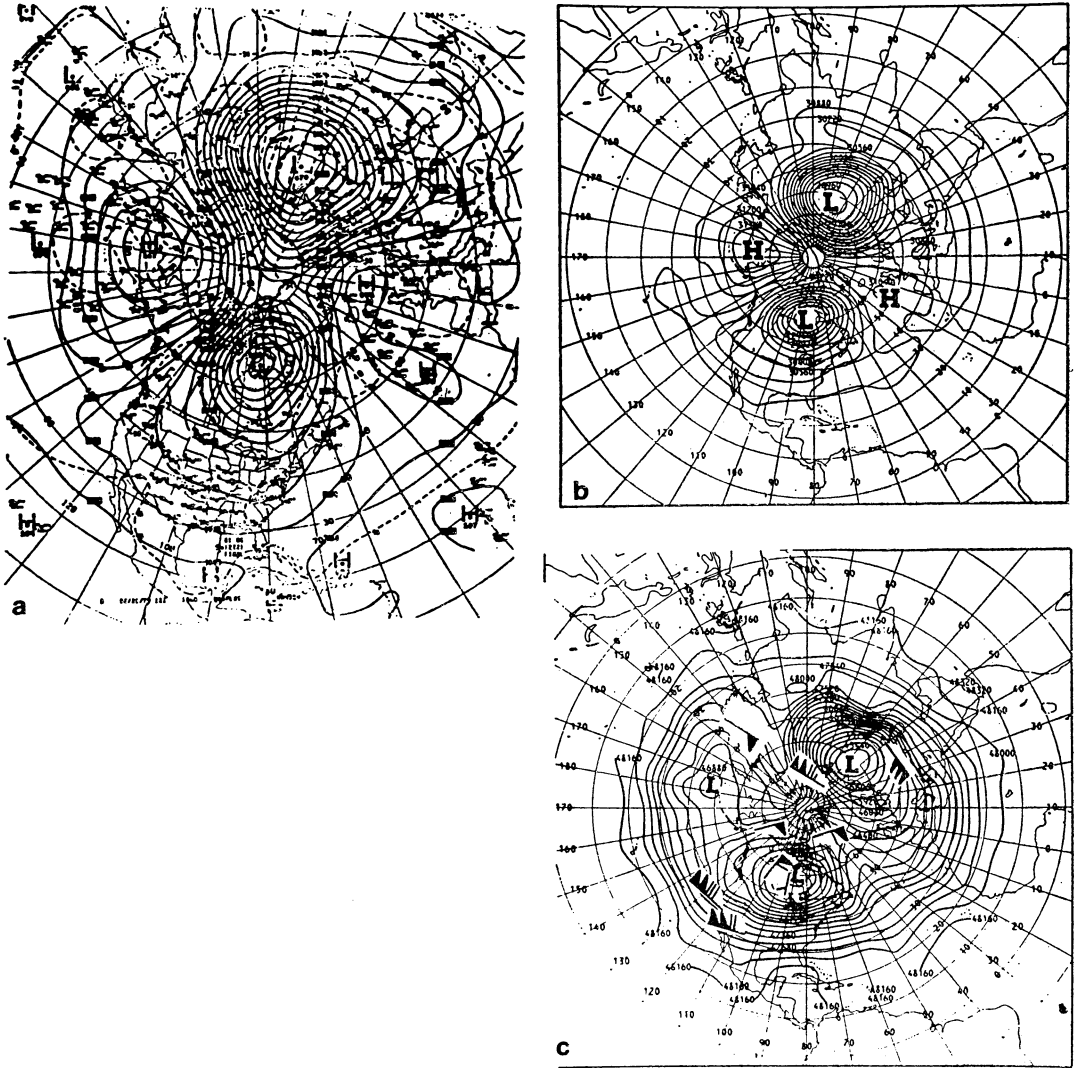
1980年10月



第15図 TIROS-N の1000-500 mb のシクネス (a) と従来の資料から得られたそれ (b) との比較 (Smith *et al.*, 1979).

節に述べた PMR である。第2表に示すように、3つのチャンネルをもち、走査巾は1500 km で、1回の走査で、8つの視野をサンプリングする。

第2表に、上記の3つの測器のチャンネルの中心波長、チャンネル内の主なる吸収気体、最大エネルギーを寄与する気圧高度(荷重関数の最大値の高度)および測定目的を示す。チャンネル1から7までは気温の鉛直分布を求めるためであり、チャンネル8は地表面温度の測定および雲の検出に用いられ、チャンネル9はオゾン全



第16図 (a) NMC 10 mb 解析 (b) TIROS-N 10 mb 解析 (c) TIROS-N 1 mb 解析とロケットゾンデによる風の間 (Smith *et al.*, 1979).

量を求めるのに用いられる。チャンネル10から12までは水蒸気の分布を求めるのに用いられ、チャンネル13から17は気温の鉛直分布を求めるのに用いられるが、この場合、第2節で述べた理由によって主として対流圏下部の気温の鉛直分布を求めるのに用いられる。チャンネル18と19は $11\ \mu\text{m}$ 帯の窓領域とともに、地表面温度の測定および雲の検出に用いられる。チャンネル20は可視域で、雲の検出に用いられる。MSU チャンネルの1は地表面の射出率および雲による減衰を決定するのに用いら

れ、チャンネル2から4は気温の鉛直分布を求めるのに用いられる。このチャンネルは雲をよく透過するので、雲が全天に拡がっている場合の気温の鉛直分布の測定および CO_2 $4.3\ \mu\text{m}$ 帯や $15\ \mu\text{m}$ 帯におよぼす雲の影響を除去するのに用いられる。SSU は3つのチャンネルをもち、この3つとも成層圏上部の気温の鉛直分布を測定するのに用いられる。第13図にこれらのチャンネルに対応する荷重関数を示す。

これらの測器の出力はカウント数であるが、4つのソ

フトウェアモジュールによって、最初にこれらのカウント数から放射量へ変換するための検定式の適用、測定場所の位置決定、周縁(斜方向)効果の補正、さらに窓領域の場合、水蒸気の効果の補正等がほどこされた放射量が得られる。次にこれらの放射量の値から、雲の存在が検出され、これから晴天放射量が導き出される。SSUの場合、HIRSやMSUと走査巾が異なるので、すべての測定位置で温度を求めるために、データの内挿がほどこされる。以上のような手続を経て、補正された放射量を用いて、気温、水蒸気量や等圧面高度の鉛直分布、オゾン全量および雲の鉛直分布が求められる。

次に、このようにして TOVS によって求められた気温の鉛直分布が従来のラジオゾンデによる観測と比較して、どの程度一致しているか、どのような利点があるかについて簡単に述べる。第14図は、1979年3月22日から同年4月19日の約1ヶ月間に TIROS-N から得られた北アメリカの 50 mb までの気温とラジオゾンデによる気温の測定値との差異を示す。HIRS による測定値は晴天および部分的に雲がある場合に用いられ、完全に曇った場合には MSU の測定値が用いられている。この図から分かるように、ラジオゾンデによる値との差は HIRS の場合は平均約 2.1°C 、MSU の場合には約 2.3°C である。これらの差異は地表面付近と 200 mb (圏界面) 付近が大きい。これは、この付近でしばしば TOVS の鉛直分解能以下のスケールの気温の鉛直方向の不連続があるためである。第15図は、TOVS の資料を用いて解析された1979年4月29~30日の12時間の1000~500 mb のシクネス (a) と1979年4月30日の0000 GMT の TOVS のデータを含まないで、解析された同じ気圧高度間のシクネス (b) との比較である。この図から、北東太平洋の低気圧部等で差異がみられるが、全体として両方の図がよく一致していることがわかる。このことから、TOVS のデータは全体として妥当であると考えられる。次に、1979年の2月に起きた大きな成層圏の昇温の最終段階に対応する同年2月21日の観測の解析結果を第16図に示す。(a) は従来のラジオゾンデの資料に基づいた 10 mb の等圧面高度の解析結果であり、(b) は TOVS の資料のみに基づいた 10 mb の等圧面高度の解析結果である。昇温によって 10 mb の極渦が分裂し、1つはハドソン湾のパフィン島地域付近に、もう1つはシベリアにある。さらにアリューシャン諸島と北大西洋上に高圧帯を伴っている。両図ともかなりよく一致していることがわかる。図の (c) は TIROS-N の資料

に基づく 1 mb の等圧面高度の解析結果で、この高度には従来のルーチンベースのゾンデ等による資料はないので、直接的な比較はできないが、ロケットゾンデによって観測された風ベクトルのプロットは、TOVS の資料によって示される循環とよく一致していることがわかる。

以上のことから、TOVS の資料は有効で、特に海洋上の成層圏のすべての高度、陸上の 50 mb 以上の高度の Operational Analysis にとり入れるべきである。

文 献

- Abel, P.G., P.J. Ellis, J.T. Houghton, G. Peckman, C.D. Rogers, S.D. Smith and E.J. Williamson, 1970: Remote sounding of atmospheric temperature from satellites, II. The selective chopper radiometer for Nimbus D, Proc. Roy. Soc. Lond., A, 320, 35-55.
- Backus, G.E., 1970: Inference from inadequate and inaccurate data, I-III, Proc. Nat. Acad. Sci., 65, 1-7; 65, 281-287; 67, 282-289.
- Chahine, M.T., 1968: Determination of the temperature profile in an atmosphere from its outgoing radiance, J. Opt. Soc. Amer., 58, 1634-1637.
- Conrath, B.J., 1972: Vertical resolution of temperature profile obtained from remote radiation measurements, J. Atmos. Sci., 29, 1261-1271.
- Chaloner, C.P., J.D. Drummond, J.T. Houghton, R.F. Jarnot and H.K. Roscoe, 1978: Infrared measurements of stratospheric composition, I. balloon instrument and water vapor measurements, Proc. Roy. Soc. Lond., A, 364, 145-159.
- Curtis, P.D., J.T. Houghton, G.D. Peskett and C.D. Rogers, 1974: Remote Sensing of atmospheric temperature from satellites, V. The pressure modulator radiometer for Nimbus F, Proc. Roy. Sol. Lond., A, 337, 135-150.
- Drummond, J.R. and R.F. Jarnot, 1978: Infrared measurements of stratospheric composition, II. Simultaneous NO and NO₂ measurements, Proc. Roy. Soc. Lond., A, 364, 237-254.
- Matson, M.E., E.P. McClain, D.F. McGinnis, Jr., and J.A. Pritchard, 1978: Satellite detection of urban heat islands, Mon. wea. Rev., 106, 1725-34.
- Norberg, W., 1970: Possibilities of observing soil moisture from spacecraft as required for the FGGE, Special Meeting of Cospar Working Group 6, pp 17.
- Phillips, D.L., 1962: A technique for the numerical solution of certain integral equation of the

- first kind, *J. Assoc. Comp. Mach.*, **9**, 84-97.
- Raschke, E. and W.R. Bandeen, 1970: The radiation balance of the planet earth from radiation measurements of satellite nimbus II, *J. Appl. Met.*, **9**, 215-238.
- Russel, J.M. and J.C. Gille, 1978: The limb infrared monitor of the stratosphere (LIMS) experiment, *The Nimbus 7 Users' Guide*, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 71-104.
- Ellis, P.J., J.T. Houghton, G. Peckman, C.G. Morgan, S.D. Smith, C.D. Rogers and E.J. Williamson, 1970: First results from the selective chopper radiometer on Nimbus 4, *Nature*, **228**, 139-143.
- Fritz, S. *et al.*, 1972: Temperature sounding from satellites, NOAA Tech. Rept. NESS 59, Washington, D.C., 49 pp.
- Houghton, J.T., 1969: Absorption and emission by carbon-dioxide in the atmosphere, *Q. J. Roy. Met Soc.*, **95**, 1-20.
- , and S.D. Smith, 1970: Remote sounding of atmospheric temperature from satellites, I. Introduction, *Proc. Roy. Soc. Lond., A*, **320**, 23-33.
- London, J., 1957: A study of the atmospheric heat balance, Final Rept. Contract AF 19(122)-165, Rept. of Met., and Oceane., New York Univ.
- Smith, W.L., 1968: An improved method for calculating tropospheric temperature and moisture from satellite radiometer measurements, *Mon. Wea. Rev.*, **19**, 387-396.
- , H.M. Woolf and W.J. Jacob, 1970: A regression method for obtaining realtime temperature and geopotential height profiles from satellite spectrometer measurements and its application to Nimbus 3 "SIRS" observations, *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 582-603.
- , 1970: Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and absorbing gas profile of an atmosphere, *Appl. Opt.*, **9**, 1993-1999.
- , 1978: Determination of vertical temperature profiles, UN/WMO Regional training Seminar on the Interpretation, Analysis and Use of Meteorological Satellite Data, Tokyo, Japan.
- , H.M. Woolf and C.M. Hayden, 1979: The TIROS-N Operational Vertical sounder, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **60**, 1177-1187.
- Taylor, F.W., J.T. Houghton, G.D. Peskett, C.D. Rogers, and E.J. Williamson, 1972: Radiometer for remote Sounding of the upper atmosphere, *Appl. Optics*, **11**, 135-141.
- Twomy, S., 1963: On the numerical solution of Fredholm integral equation of the first kind by the inversion of the linear System produced by quadrature, *J. Assoc. Comp. Mach.*, **10**, 97-101.