

[秋季大会シンポジウム]

気象衛星による放射測定とその利用*

青木 忠生** 山本 義一**

1. GARP 計画と気象衛星

1960年、最初の気象衛星 TIROS-1号が送ってきた雲写真は、人工衛星による気象観測の飛躍的發展の可能性をまざまざと示してくれた。その後、TIROS シリーズは10号まで続き、1965年にその実験的役割を終了している。ついで、ESSA, NIMBUS シリーズがほぼ平行して始まり、気象衛星はようやく実用的段階に入り、現在までに10数個の衛星が打ち上げられている。この間、温度、水蒸気等の大気要素を測定するための、種々の装置の実験が相次いで行われ、それによって得られた放射観測データの解析がいくつかの方法で試みられた。これら一連の実験は、人工衛星からの大気放射観測により、種々の大気要素が地球上の全域に亘って、十分な精度で求め得ることを示した。このような、人工衛星による観測技術の進展は、同じように急速な進歩を遂げた電子計算機と、それを用いた数値予報法の発達によって、全世界に観測網を張りめぐらし、高精度の気象予報を行うという、WMO の壮大な計画を一挙に可能にする道を開いた。この計画が WWW であり、またこれを実行するための基礎的研究、すなわち、気象変化を決定する大気の物理過程を研究し、予報のための大気の物理モデルを作り、データを得るための最適な観測システムを考案することが、GARP 計画である。上に述べたように、これら WWW 計画、または GARP 計画は、1に気象衛星の成功如何にかかっているといっても過言でなく、とくにそこに搭載される放射観測機器の性能、およびその解析方法が決定的に重要になってくる。一口に放射観測機器といっても、これまで衛星に搭載され、テストを受けたものは、実に多種多様に亘り、その目的もいろいろである。またこれについての日本語の解説もかなり出ている^{1,2,3)}。しかしその中で中心になるのは、やはり温度や水蒸気等の大気の垂直構造を知るための放射計であるから、ここでは4つの代表的な放射計について少し詳しく紹介し、さらにそれらの最近の動きについて触れてみた

い。その前に、異なる波長域での大気の放射測定から、いかにして大気各レベルの温度や水蒸気分布が求められるか、その数学的方法についてまとめておきたいと思う。

2. 放射観測による大気構造の逆推

人工衛星が、垂直下方から単位立体角、および単位面積について受ける、波数 ν の放射強度 $I(\nu)$ は次のように与えられる。

$$I(\nu) = \epsilon B[\nu, T(u_0)] \tau(\nu, u_0) + \int_{u_0}^0 B[\nu, T(u)] \frac{\partial \tau(\nu, u)}{\partial u} du \quad (1)$$

ここで

ϵ : 下部境界面(地表または雲頂)の射出率

u : 人工衛星からあるレベルまでのその放射気体の量

u_0 : 下部境界面での u

$B[\nu, T]$: ある ν, T でのプランクの関数

$\tau(\nu, u)$: u から人工衛星までの透過率で、

$$\tau(\nu, u) = e^{-\int_0^u k_\nu du} \quad (k_\nu \text{ は吸収係数})$$

(1) 式の内容は、衛星が受ける上向き放射は、境界面からの放射が $\tau(\nu, u_0)$ だけ減衰したものと、境界面から衛星までの大気各層の黒体放射に $\partial \tau(\nu, u) / \partial u$ の重みをかけたものを積分したものと和として表わせることを示している。

さて、たとえば温度分布を求めようとするときには、 $\partial \tau / \partial u$ が高さ、または気圧に対して一義的に与えられ、また時間、温度に対して変わらないような安定な大気ガス、およびその放射波数 ν を選ぶ。具体的には CO_2 の 15μ 帯または 4.3μ 帯がよく使われる。第1図に示すように、 $\partial \tau / \partial u$ はその ν 固有のある高さでピークを持ち、その上下で単調に減少する関数だから、(1) 式の積分のうち $I(\nu)$ にはその高さの $B(\nu, T)$ が最も大きく寄与する。つまり $I(\nu)$ はその高さの $B(\nu, T)$ 、すなわち温度の情報を最も多く含んでいるわけで、 ν を適当に選ぶことによって各高さの温度を推定できる所以である。

* Radiation Measurements by Meteorological Satellites and Their Use.

** T. Aoki, G. Yamamoto 東北大学理学部
—1973年7月30日受理—

水蒸気等の垂直分布を求めるときは、普通 CO₂ の放射測定から $B[\nu, T]$ の高度分布はわかっているものとし、上述の議論と全く同じ原理に基づいて (1) を解く。従って、ここでは温度分布の推定方法を中心にして述べることにする。

簡単のため、いま雲はないものとする。温度分布は気候学的な平均値 $\bar{T}(u)$ から、それほど大きく変わらないものであるから、 $B[\nu, T]$ の代りにつぎのような変量 $h(u)$ を用いる。

$$B[\nu, T] = B[\nu, \bar{T}] + h(u) \frac{dB[\nu, \bar{T}]}{dT} \quad (2)$$

ただし

$$h(u) = T(u) - \bar{T}(u) \quad (3)$$

また、気象衛星は普通、 11μ の窓領域の放射も測定しており、この領域の放射の 85% は、(1) の第一項によって地表から直接やってくるものである。従って、これと $\bar{T}(u)$ の分布から、地表温度は初めからかなりの精度で推定することができる。これを $T_s(u_0)$ とし、観測値 $I(\nu)$ の方も、つぎのような $r(\nu)$ に変数変換しておく。

$$r(\nu) = \int_0^{u_0} K(\nu, u) h(u) du \quad (4)$$

ここで

$$r(\nu) = I(\nu) - \epsilon B[\nu, T_s(u_0)] \tau(\nu, u_0) + \int_0^{u_0} B[\nu, \bar{T}(u)] \frac{d\tau(\nu, u)}{du} du \quad (5)$$

$$K(\nu, u) = -\frac{d\tau(\nu, u)}{du} \cdot \frac{dB[\nu, \bar{T}(u)]}{dT} \quad (6)$$

いま、 $r(\nu)$ が M 個の波数域について測定されるとし、0 から u_0 までを N 層に分け、(4) をつぎのように近似する、

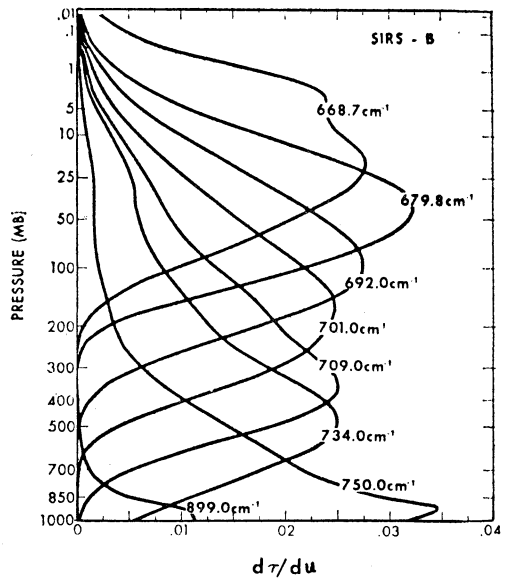
$$r_i = \sum_{j=1}^N a_{ij} h_j, \quad i=1, 2, \dots, M \quad (7)$$

$$a_{ij} = W_j K(\nu_j, u_j) \Delta u_j \quad (8)$$

ここで Δu_j はその層の厚さ、 W_j はその求積法の荷重である。(7) を行列形式で書けば、

$$\mathbf{r} = \mathbf{A} \mathbf{h} \quad (9)$$

a_{ij} はほとんど $\partial\tau/\partial u$ によって決められる。求める \mathbf{h} は (9) から直接 $\mathbf{A}^{-1} \mathbf{r}$ として得られるはずであるが、実際は \mathbf{r} の測定誤差、数値積分の誤差等のため、この



第1図 荷重関数の例

解はひどく不安定である⁴⁾、これを避けるような解法としては、つぎに述べていくように、基本的には三つの方法がある、

2.1 回帰方程式による方法

いま、つぎのような L 組の r と h の同時観測があるとしよう。

$$H = [h_{jk}], \quad j=1, 2, \dots, N; \quad k=1, 2, \dots, L$$

$$R = [r_{ik}], \quad i=1, 2, \dots, M; \quad k=1, 2, \dots, L$$

(10)

(9) から推察されるように、ある高さの温度はすべての波長の放射に関係づけられ、従って r の一次結合で表現されることが期待される。ここではこの関係式を経験的に求めようというわけである。すなわち問題は、つぎの式に最小自乗法的な意味で、最もよく合う回帰係数 C を求めることである。

$$H = CR \quad (11)$$

この式の両辺の差の自乗和を作ると、

$$S = \sum_{j,k=1}^{N,L} \left(h_{jk} - \sum_{i=1}^M C_{ji} r_{ik} \right)^2 \quad (12)$$

これを微分したのも

$$\frac{\partial S}{\partial C_{ji}} = - \sum_{k=1}^L 2 \left(h_{jk} - \sum_{i=1}^M C_{ji} r_{ik} \right) r_{ik} \quad (13)$$

を0におくことにより、 S を最小にする C が求まる。
すなわち行列表示で書けば

$$HR^t - CRR^t = 0 \quad (14)$$

これより

$$C = HR^t(RR^t)^{-1} \quad (15)$$

この C を使いつぎの式から h を求める

$$h = Cr \quad (16)$$

これに \bar{T} を加えれば温度分布が得られるわけである。

さてこの方法には、大気透過関数などの知識は全く必要なく、ただ r と h の同時観測があればよい。この考えをさらにすすめれば、変数はかならずしも r でなくてよく、 h と相関を持つものなら (16) のような関係式で結ぶことが考えられる。いまのところ、後に述べる SIRS や IRIS などの放射計では、10 mb 以上の温度分布は推定できない。そこで Gelman⁹⁾ らはつぎのような式から、10 mb 以上の温度分布を求めるを試みている。

$$T(p) = A_0 + A_1 T_{50} + A_2 T_{30} + A_3 T_{10} + A_4 I_8' + A_5 I_7' + A_6 I_8' / I_8 \quad (17)$$

ここで T_n は n mb での温度、 I_7' 、 I_8' は 679.8 と 668.7 cm^{-1} の放射のうち 10 mb 以上の大気からの寄与、 I_8 は 668.7 cm^{-1} での全大気からの寄与、係数 A を求める方法は上述の C の求め方と同じである。

さらに、(17) 式の右辺の変数の種類は気圧 p によって変わってもよいわけで、Shen⁹⁾ らはそのレベルまでの可降水量 $U(p)$ の対数を、 p によって各々異なる変数と係数で (17) のように表わし、試みた30種の変数のうちわずか数個の変数で $\log U(p)$ の80%以上が表現できることを示した。とくにどのレベルでも60%以上は、温度分布から求まる飽和水蒸気の可降水量 $U_s(p)$ の対数で表わせることが分り、 $\log U(p=1000 \text{ mb})$ にいたっては実にその84%が $\log U_s(p=1000 \text{ mb})$ に依存することが明かにされた。水蒸気については山本⁷⁾ が述べているように、(1) 式の U_0 が有限で変化するため、以下に述べる逆行列による解法には難点があるので、これは水蒸気分布推定の一つの有効な方法になるだろう。

2.2 逆行列による方法

r と h の同時観測がなくても、(8) 式の理論値を使うことによって C を求めることができる。いま h の観測データは沢山あり、また $I(\nu)$ 、すなわち r の測定誤

差の統計的性質はあらかじめ知っているとする。 r の誤差を e とすれば (9) は

$$r = Ah + e \quad (18)$$

L 個のデータに対しては

$$R = AH + E \quad (19)$$

ここで、 e は h と相関がなく、平均値が0であるようなランダムな変数であるとし、(7)における数値積分の誤差は e に比べ小さいとすると、(19)を(15)に代入したとき、 HE^t 、 EH^t は小さいとできる。よって C は次のようになる。

$$C = (HH^t)A^t[A(HH^t)A^t + EE^t]^{-1} \quad (20)$$

(20)の右辺に L を乗除してやれば、 HH^t 、 EE^t は各各、 h 、 e の共分散行列 S_h 、 S_e になり、(16)は、

$$h = S_h A^t [A S_h A^t + S_e]^{-1} r \quad (21)$$

となる。ここで S_h 、 S_e は、2.1 の場合のような同時観測は必要なく、各々独立に観測される固有の統計的性質である。

つぎに、 h や e は各々相互に相関がなく、またその分散 σ_h^2 、 σ_e^2 は一定と仮定すると、

$$S_h = \sigma_h^2 I_N, \quad S_e = \sigma_e^2 I_M \quad (22)$$

ここで I_K は $K \times K$ の単位行列、すると (21) は

$$h = A^t [A A^t + \gamma I_M]^{-1} r \quad \left(\gamma = \frac{\sigma_e^2}{\sigma_h^2} \right) \quad (23)$$

となり、これはつぎのようにも書ける。

$$h = [A A^t + \gamma I_N]^{-1} A^t r \quad (24)$$

これは、まさに、初期の時代に (9) 式の解の不安定性を除くために Twomey⁸⁾ が考え出した解の形に外ならない。

2.3 逐次代入法によって直接求める方法

これは要するに、温度分布の初期値を与え、各波長での放射を計算し、これと観測値との差から、新しい温度分布を求めるということを繰返すのであるが、実際には実にいろんな方法が考えられている。詳しいことを知りたい方には文献を見ていただくとして、ここでは、Smith⁹⁾ と Chahine¹⁰⁾ の採用した漸加式を紹介するにとどめる。

Smith は (2) の第2項 $h \cdot \frac{dB}{dT}$ を b とおいて、つぎの式を用いた。

$$b^{(n+1)} = DA^{(n)} \quad (25)$$

ここで n は繰返しの回数, また D は対角行列で

$$d_{jj} = 1 / \left(\sum_i^M a_{ij} \right) \quad j=1, 2, \dots, N \quad (26)$$

一方 Chahine は (1) において

$$B^{(n+1)}[\nu_i, T(p_i)] = B^{(n)}[\nu_i, T(p_i)] \times \frac{I^{(n)}(\nu_i)}{I(\nu_i)} \quad (27)$$

を使った。ここで p_j は波数 ν_i の放射に最も寄与する層を示し, あらかじめ決めてある。

2.4 相互の比較

さて, 以上三つの基本的な方法について述べたが, まだこの外に, これら三つを組み合わせたような方法がいくつか考えられている。これらを比較して, どれがいちばんよい方法かということは一概にはいえない。むしろ対象が温度か, 水蒸気か, オゾンか等々によって, また手持の観測資料の豊富さなどによっても, 取るべき方法が異なるべきものであろう。ただ, 温度について Wark¹¹⁾ の行った相互比較があるので, それを紹介しておく。

第 1 表 各種温度推定法の比較

緯度帯 (データ数)	100-1000 mb の温度平均偏差 (°K)			
	A	B	C	D
15-30 (13)	1.40	1.37	1.41	1.60
30-45 (43)	1.66	1.73	1.93	2.31
45-60 (31)	1.66	1.76	1.88	2.37
60-90 (22)	1.48	1.69	1.86	2.15
15-90(109)	1.59	1.69	1.84	2.21

表 1 は 4 つの緯度帯における, 100~1000 mb の放射観測からの推定温度分布の, ラジオゾンデ等によって観測された温度分布に対する平均偏差を, 4 種の解析方法について比較したものである。表中 A は (16) 式に示される統計的方法, B は (23) 式の逆行列を用いた方法, C, D は (25), (27) 式による Smith, Chahine の繰返しの方法である。第一欄のカッコの中は観測され, 解析の対象となった大気の数である。A B C D の順で偏差が大きくなっていることがわかる。

なお, いままで述べた方法は, 雲がない場合であったが, 雲やエアロゾルを考慮した解析方法もいろいろ考えられており, 観測方法もそれを前提として改良されつつ

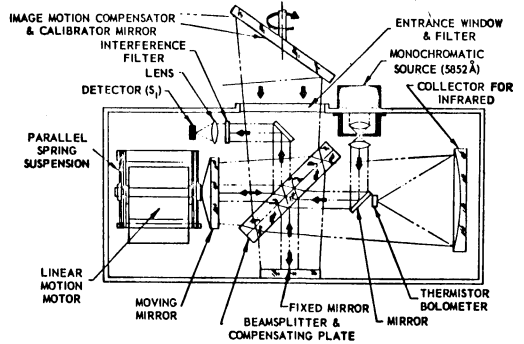
あるが, ここでは 2, 3 の参考文献^{2,12,13,14)} をあげるにとどめる。

3. 放射計

さて, 衛星が大気から受取る情報は放射しかないが, これまでの議論で分ったように, 大気の垂直構造を知るには, いくつかのチャンネルでの放射観測が必要である。以下このような目的のために, とくに NIMBUS で開発されてきた測器について述べる。

3.1 SIRS¹⁵⁾ (Satellite Infrared Spectrometer)

これは NESS (National Environmental Satellite Service) の Wark らの手によって開発されてきたもので, NIMBUS III, IV にそれぞれ SIRS-A, SIRS-B の名前前で搭載された。SIRS-B の構造を第 2 図に示してあ



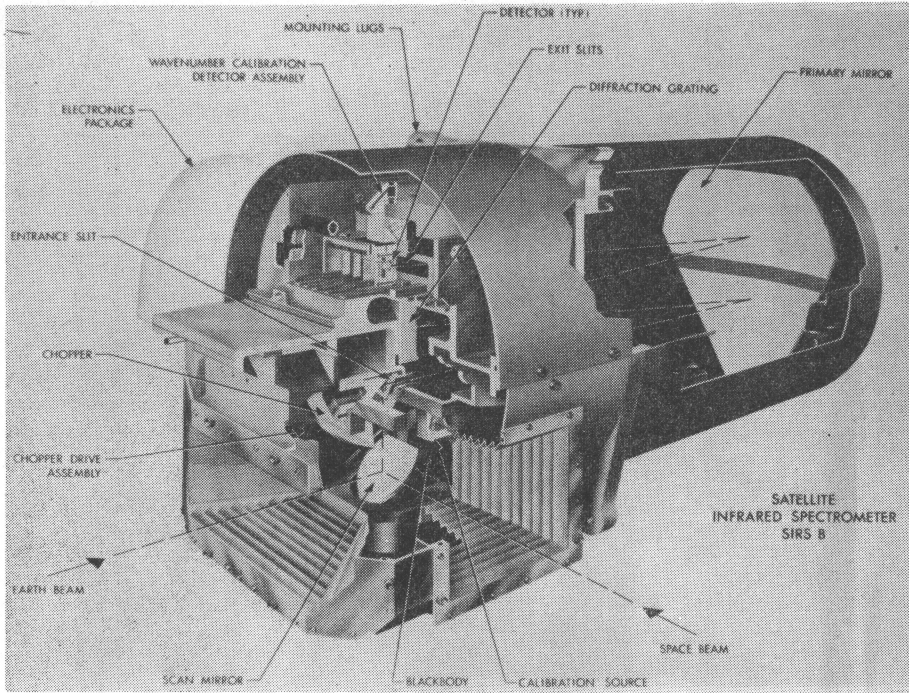
第 2 図 SIRS の構造図

る。検知器の部分には, 第 2 表に示したチャンネル数だけのサーミスターボロメーターがセットされ, 回折格子で分散された各波数の光が同時に検知される。可動鏡は交互に地球, 空間, 黒体を見ることにより, 放射強度の較正を行うためのものである。視野角は 11.5° で, 地表の距離に直すと 222 km くらいである。SIRS-A では視野は直下に固定されていたが, SIRS-B では可動鏡によって軌道の直角方向に 37.8° まで走査できる。SIRS-B には第 2 表に示されているように, SIRS-A にあった地表または雲頂温度測定のための窓領域 (899 cm⁻¹), 温度分布のための 6 チャンネル (CO₂ 15 μ 帯) の外に, 水蒸気分布のためのチャンネルが 6 つ (280~531.5 cm⁻¹) 加えられた。SIRS-B の重量は光学系だけで 23 kg くらいになる。SIRS のデータは Goddard Space Flight Center のニバスデータ処理施設から NFSS に送られ, データのチェックや補正を行った上で, 温度分布の計算にかけられる。ここでは, セクション 2 では省略し

第2表 各赤外放射計の特性

衛星と装置	チャンネル中心 波数 (cm ⁻¹)	中心波長 (μ)	チャンネル幅 (cm ⁻¹)	ノイズ* mw/(m ² sr cm ⁻¹)
Nimbus 3, SIRS A	899.3	11.2	5.353	0.11
	750.0	13.3	5.988	0.13
	714.3	14.0	5.357	0.20
	706.3	14.2	5.221	0.17
	669.3	14.3	5.102	0.17
	692.3	14.4	4.986	0.16
	677.8	14.7	4.748	0.21
	669.3	15.0	5.604	0.23
Nimbus 3, IRIS B	400 to 1600	25—6.2	5	0.5 to 1
Nimbus 4, SIRS B	899.0	11.2	7.36	0.15
	750.0	13.3	6.83	0.19
	734.0	13.6	6.70	0.17
	709.0	14.1	6.13	0.21
	701.0	14.3	5.96	0.20
	692.0	14.4	5.81	0.16
	679.8	14.7	5.61	0.26
	688.7	14.9	5.42	0.20
	531.5	18.8	5.14	0.45
	439.5	22.9	5.00	0.41
	425.5	23.5	5.00	0.38
	302.0	33.0	5.00	0.29
	291.5	34.3	5.00	0.39
280.0	25.7	5.00	0.42	
Nimbus 4, IRIS D ITOS, VTPR	400 to 1500	25 to 6.7	2.8	0.5
	835	12.0	8	0.25
	535	18.7	16	0.25
	747	13.4	10	0.25
	725	13.8	10	0.25
	708	14.1	10	0.25
	695	14.4	10	0.25
	677	14.8	10	0.25
	688.5	15.2	3.5	0.60
	Nimbus E, ITPR	2675	• 3.8	450
900		11.1	40	0.19
745		13.4	19	0.19
716		13.9	19	0.19
691		14.5	19	0.20
668.5		15.0	5	0.60
505		19.8	80	0.20

* 搭載前の予備実験から得られたもの

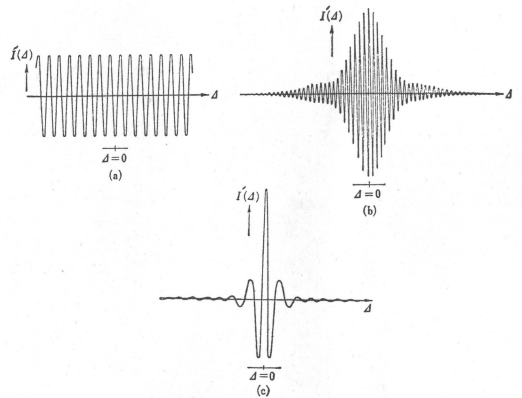


第3図 IRIS の構造図

たが、雲がある場合の解析法に従い、雲量も推定する。これらの結果は日々の気象データの一部として記録され、使われる。

3.2 IRIS¹⁵⁾ (Infrared Interferometer Spectrometer)

NASA (National Aeronautic and Space Administration) の Hanel らによって開発され、SIRS と同じく NIMBUS II, IV に搭載された。第3図に IRIS の光学系が示されている。SIRS との大きな違いは光の分散方式であり、IRIS ではマイケルソン干渉計を用いている。ビームスプリッターは KB_r の板で、 $5\sim 25\mu$ 以外は通さないような多層誘電体でコーティングしてあり、これを通して二つに分けられた光は固定鏡と移動鏡で反射され、再びビームスプリッターで合成されてから、凹面鏡で集光され、干渉縞の中心円の像だけを検知器の上に結ぶ。検知器はサーミスターボロメーターで、これは放射熱の吸収または放出によって素子の温度が昇降し、それによって生じる微小な電気抵抗の変化を測定するものである。この温度変化は装置(温度 T_i)の放射による熱放出、 $B_\nu(T_i)$ と地球からの放射の吸収 $I(\nu)$ の差 $I(\nu) - B_\nu(T_i)$ によるものである。二つのビームの光路差を Δ とすると、検出部への信号 $I'(\Delta)$ は光の干渉効



第4図 インターフェログラム

果によりつぎのようになる。

$$I'(\Delta) = \int r_\nu (I(\nu) - B_\nu(T_i)) \times \cos(2\pi\nu\Delta - \phi_\nu) d\nu \quad (28)$$

ここに r_ν は波数感度係数、 ϕ_ν は二つのビームの不均等とか電気的原因による位相の変位である。ただし(28)には常数項は小さいとして無視してある。 $I'(\Delta)$ をインターフェログラムと呼び、単色光の場合は第4図の(a)

ようになり、含む光の波数領域が広がるに従って (b), (c) のようになる。 $N_v = r_v(I(\nu) - B_v(T_i))$ を求めるには $I'(\Delta)$ にフーリエ逆変換をほどこせばよい。すなわち

$$a_v = \int_{-\infty}^{\infty} A(\Delta) I'(\Delta) \cos 2\pi\Delta d\Delta$$

$$b_v = \int_{-\infty}^{\infty} A(\Delta) I'(\Delta) \sin 2\pi\Delta d\Delta \quad (29)$$

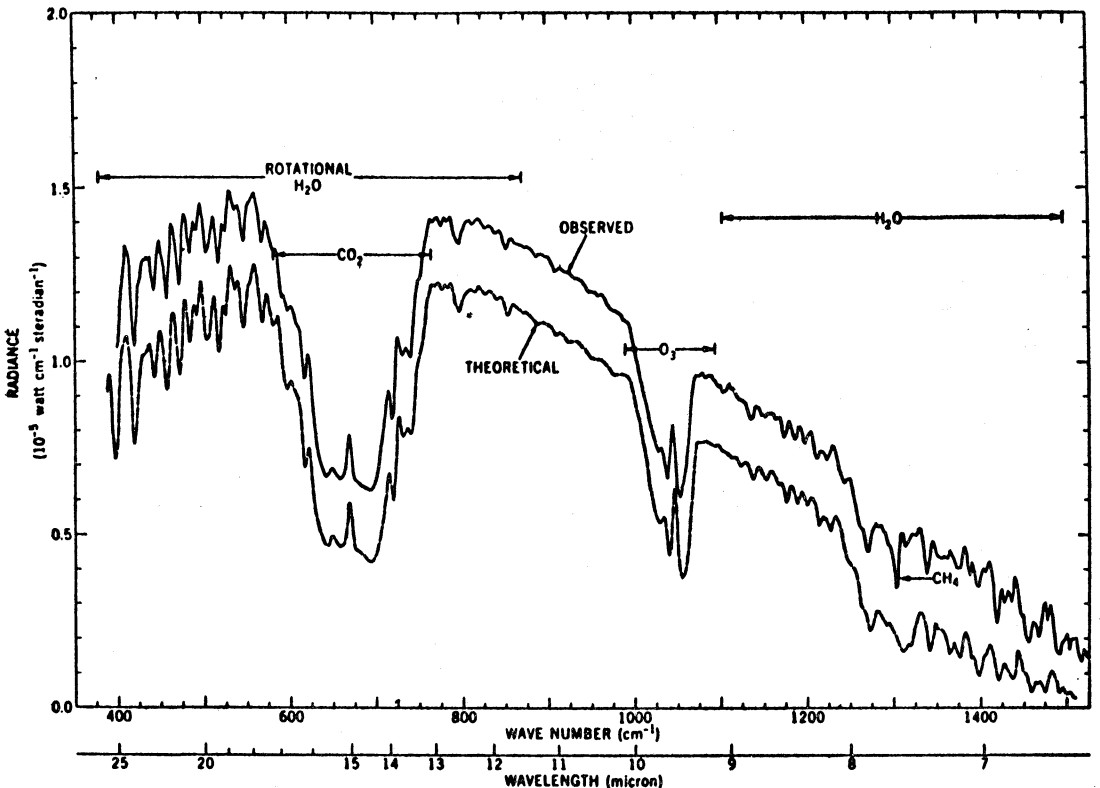
より

$$N_v = \sqrt{a_v^2 + b_v^2} \quad (30)$$

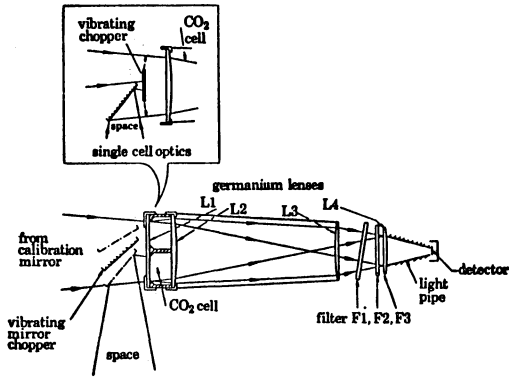
$$\phi_v = \arctan b_v/a_v \quad (31)$$

ただし、 $A(\Delta)$ はアポダイゼーション関数といって、有限な変域 Δ の積分を (29) のように、 $-\infty$ から ∞ に置き換えるためにつくられた関数である。さらに、第3図において入射光を取り入れる鏡を、地表のほか交互に宇宙空間 ($I(\nu)=0$) と温度既知の衛星内黒体 ($I(\nu)=I_b^0$) に向けているので、それらに対する N_v から r_v と

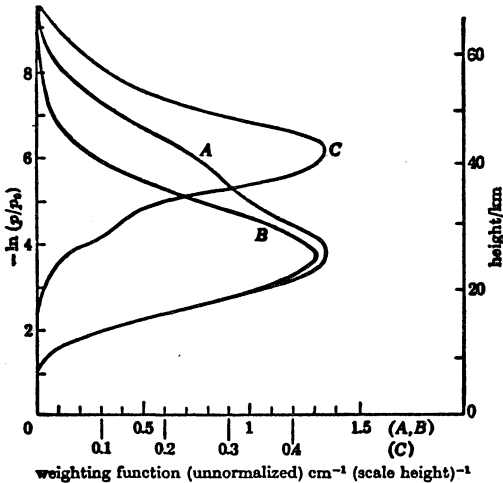
$B_v(T_i)$ がわかり、地球からの $I(\nu)$ を求めることができる。 Δ は移動鏡によって変えられ、NIMBUS III では一つのインターフェログラムをとるのに10.9秒、NIMBUS IV では13.1秒を要する。このようにSIRSとちがってIRISは比較的長い測定時間を要することが欠点である。この欠点を取り除くため、地球を見ている間は、入射光を取り入れる鏡を、 $0.4^\circ/\text{sec}$ の回転速度で動かし、衛星は動いても、いつも同じ視野を見るように補償を行っている。第2表に見るように、NIMBUS IIIではスペクトラル分解能は 5 cm^{-1} で、SIRSと同じくらいだが、視野は円形で直径150kmであり、NIMBUS IVでは、これが各々、 2.8 cm^{-1} でかつ94kmと一段と良くなっている。これは格子型分光器と干渉計型分光器のちがいで、後者は前者あるいはプリズム型分光器などのようにスリットを使わず、円形の開口を用いるため、与えられた分解能に対してのエネルギー獲得率が大きく、衛星観測のように対象が円い場合益々有利になる。IRISの総重量は22kg光学系だけでは14kg程度であ



第5図 IRIS によって快晴時に観測された大気放射と理論値の比較。観測値は $0.2 \times 10^{-5} \text{ watt cm}^{-1} \text{ ster}^{-1}$ だけ上にずらしてある。



第6図 SCR の複吸収管放射計 (チャンネル 1, 2) 囲いの中は単吸収管放射計 (チャンネル 3~6)。



第7図 668 cm⁻¹ の荷重関数: A はチャンネル幅 5 cm⁻¹; B は A と同じチャンネル幅で CO₂ 0.05 気圧, 1 cm の光路を通したものの。

る。IRIS によって得られた放射スペクトルの例を図5に示す。Conrath¹⁶⁾らはこれから温度、湿度の高度、緯度分布、全オゾン量の緯度別分布を計算し、さらに CH₄, N₂O, NO₂, SO₂, H₂S 等のスペクトルの同定を行っている。このように IRIS は波長に対して連続的な巾広いスペクトルを得られることが大きな強みである。

3.3 SCR^{15,17,18)} (Selective Chopper Radiometer)

いままで述べてきた放射計の温度分布推定の限界高度

は 30 km くらいである。これは第1図にも見えるように、668 cm⁻¹ のチャンネルより高い高度に極大を持つようなチャンネルは、分解能に制限があるためできないからである。この問題は分解能を、たとえもう2桁上げても解決するものではない。Houghton らオックスフォード大学のグループは、この点をまったく新しい方法によって解決した。この装置は NIMBUS IV, V に搭載され、その主要な働きは第6図に示すように CO₂ を入れたセルと、入れないセルの同じ二つのセルをチョッパーによって交互に光を通し、その差を検出することである。波長選択にはフィルターを用いている。フィルターの透過率を $\tau_f(\nu)$ 、CO₂ のそれを $\tau_{CO_2}(\nu)$ とすると、フィルターの透過域 ν_1 から ν_2 に入る放射フラックス F は (1) 式の右辺にそれぞれ $\tau_f(\nu)$ 、 $\tau_f(\nu) \times \tau_{CO_2}(\nu)$ をかけ、 ν について ν_1 から ν_2 まで積分したものに比例する。従って両者の差 ΔF から温度分布を求める場合、荷重関数 $\partial\tau/\partial u$ の代りに

$$K(u) = \left. \begin{aligned} & \int_{\nu_1}^{\nu_2} g(\nu) \frac{d\tau(\nu, u)}{du} d\nu / \int_{\nu_1}^{\nu_2} g(\nu) d\nu \\ & \text{ここに} \\ & g(\nu) = \tau_f(\nu) (1 - \tau_{CO_2}(\nu)) \end{aligned} \right\} \quad (32)$$

を新しく荷重関数として、いままでと同じ方法を用いばよい。第7図において A は $g(\nu) = \tau_f$, B は $g(\nu) = \tau_f \tau_{CO_2}$ としたときの $K(u)$ であり、C は (28) 式すなわち $A - B$ である。A は SIRS, IRIS 等で得られる最も高い高度のチャンネルであるが、C はそれより 20 km 近く高くなり、さらに尖鋭になっている。これによって測定可能な高度は 50 km くらいまでになったわけである。このことの理由は (28) から推察できることであるが、言葉を換えるとつぎのようになる。

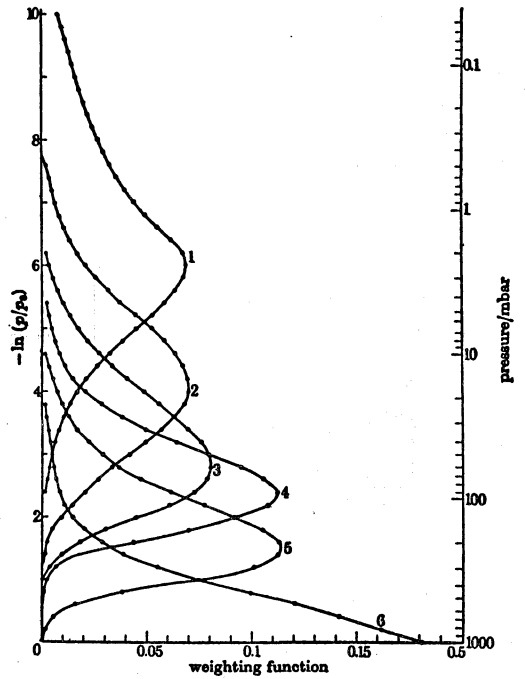
いま、吸収線を何本か含むような、 ν_1 から ν_2 の波数域での地球大気からやってくる放射スペクトルについて、各波数の放射が含む物理情報について考えると、まず、吸収線の中心付近に相当する波数の放射はほとんど大気上層からきたものである。なぜなら下層からの放射は吸収が強いため、途中で全部吸収されてしまうからである。一方、吸収線と吸収線の間に相当する波数では、途中の吸収がほとんどなく、また下層ほど大気密度が大きいため放射を多く出すことから、この領域のほとんどは下層からのものである。このように ν_1 から ν_2 の全放射 I_A には大気全層からの寄与があるため、この放射に対する荷重関数 A は巾広いものになる。さてこ

の I_A を、大気上層に相当するような低圧の CO_2 を入れたセルを通すと、 CO_2 の吸収線に相当する波数のところはセル内の CO_2 によって吸収され、ところどころ虫食われたようなもの、 I_B になる。すなわち I_B にはもはや上層の大気からの寄与がないので、その荷重関数は B のように上層が欠けたものになる。逆にこの I_A と I_B との差は大気上層のみの寄与であり、その荷重関数は C のように上層にピークを持つ鋭い曲線になる。

第8図はこれらの性質を利用して作った新しい荷重関数であり、図中、2の関数は上で述べた空のセルに少し CO_2 を入れてピークの位置を変えてある（第3表参照）、また3~6は B のように CO_2 中を通すことによって、荷重関数を鋭くしたものである。視野はチャンネル1, 2に対しては直径 161 km の円形で、3~4に対しては 110×110 km の矩形視野である。ただし表3や視野に関して実際の NIMBUS IV, V では少々異なったものになっている。

さて、測定上限 50 km というのは、セル中の CO_2 圧によって制限されるものである。さらに高い高度が欲しければ、 CO_2 の圧をその高度の圧くらいにしなければならない。ちなみに 60 km になると、気圧は $1/3$ mb 程度である。ところがあまり CO_2 の量が少いと、入ってくる信号 ΔF が弱くなる。これを解決するには、セルの長さを増して吸収を大きくしてやらなければならない。また第3表を見ると、チャンネル1, 2のノイズが大きく、高高度の測定精度が悪いことが分る。これは一つには、2つのセルをチョッピングするときのアンプランスからくるものである。これらを解決するために、オックスフォード大学のグループがさらに新しく考えたのが PMR (Pressure Modulator Radiometer) で、これはセルの長さを 6 cm と長くし、また CO_2 の圧を $1/3$ mb を中心に周期的に変動させ、これと完全に同期した電気系で、検知、増巾を行うことにより、圧力に対する感度を上げたものである。これは同時に CO_2 15 μ 帯以外の放射の影響を取り除く効果も持つ。これによって、高度は 65 km、温度の精度は $1^\circ K$ まで引き上げられた。

このグループはさらにドップラー走査法というものも考えている。これは衛星が分子速度の20倍ものスピードをもつため、ドップラー変位が大きく、進行方向では、吸収線のドップラー巾の20倍くらいになるから、視野方向を変えることにより、大気放射線の位置を変え、これをもって内蔵のセル中の CO_2 の吸収スペクトルを観測し、それから大気の情報を得ようとするものである。



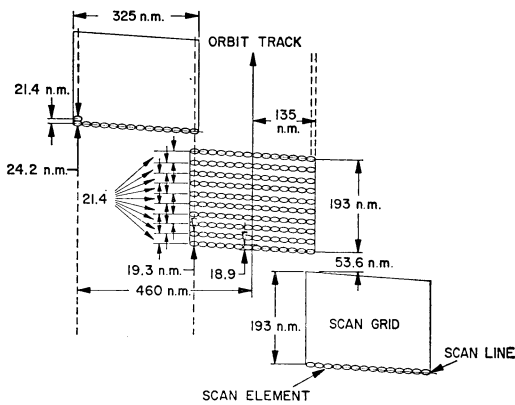
第8図 SCR の荷重関数

第2表 SCR 各チャンネルの特性

チャンネル	単又は複吸収管	光路 (cm ⁻¹)	圧 (atm)	中心波数 (cm ⁻¹)	チャンネル幅	1秒間測定の温度等価ノイズ (°K)
1	複	{ 1 1	{ 0 0.05	668	6.2	7.1
2	複	{ 1 1	{ 0.05 0.20	668	7.7	3.5
3	単	7	0.03	668	5.8	1.5
4	単	7	0.20	673	10.1	0.71
5	単	7	0.60	695	8.0	0.38
6	単	7	1.0	728	10.0	0.52

3.4 ITPR¹⁵⁾ (Infrared Temperature Profile Radiometer)

さて以上 NIMBUS IV までは、云ってみれば、第一期の放射計であるが、この期間の実験で温度分布の推定は十分可能であることが分ったが、一方、視野が大きいため精度が落ちることが指適された。また、視野を狭くし、その位置を少しづつずらして走査できれば、一部雲があるような状態でも十分な精度で探査が可能であることが分った。これらをふまえて新しく開発されたのが



第9図 ITPR の走査格子パターン

Smith¹⁵⁾ら NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) のグループによる ITPR (NIMBUS V に搭載) と、VTPR (ITOS に搭載) である、後者については文献3)を参照されたい。ITPR は、チャンネル選択に干渉フィルターを用いていることや、また第2表に見られるように、チャンネルの中が広がっていることにより、感度が上り、視野角は 1.84° くらいとぐんと狭くなっている。これは視野にしてほぼ 19.2 n.m. ($1 \text{ n.m.} = 1,852 \text{ km}$) に相当する。さらに第9図に示したように、衛星の進行方向に沿って直下、左右の三つの大きな格子の中を 1.8° 毎に走査しながら、計140個の視野で埋めることができる。ただしチャンネルの巾が広いため、当然のことながら高度について 30 km くらいまでの温度分布しか推定できないことには変りない。

最後に、新しい ITPR, VTPR はかならずしも SIRS, IRIS, SCR 等にとって代るものではなく、これらは各々すぐれた特性を持ち、目的に応じて使い分けられるべきものであることを附言しておきたい。

文 献

- 1) 土屋 清, 山香英三, 1970: 気象衛星搭載用赤外放射計について, 天気, 265-272.
- 2) 小平信彦, 嘉納宗靖, 1972: 気象衛星特集号1, 気象研究ノート, 111.
- 3) 土屋 清, 1972: VTPR(垂直温度分布放射計)とその資料について, 天気, 575-577.
- 4) D.Q. Wark and H.E. Fleming, 1966: Indirect Measurements of Atmospheric Temperature Profiles from Satellites, Monthly Weather Review, **94**, 351-362.
- 5) M.E. Gelman, A.J. Miller and H.M. Woolf,

- 1972: Regression Technique for determining Temperature Profiles in the Upper Stratosphere from Satellite-Measured Radiances, Monthly Weather Review, **100**, 542-547.
- 6) W.C. Shen and W.L. Smith, 1973: Statistical Estimation of Precipitable Water with SIRS-B Water Vapor Radiation Measurements, Monthly Weather Review, **101**, 24-32.
- 7) G. Yamamoto and M. Tanaka, 1966: Estimation of Water Vapor Distribution in the Atmosphere from Satellite Measurements, Proceeding of XVIIth International Congress, Madrid.
- 8) S. Twomey, 1965: The Application of Numerical Filtering to the Solution of Integral Equations Encountered in Indirect Sensing Measurements, Journal of the Franklin Institute, **279**, 95-109.
- 9) W.L. Smith, 1970: Iterative Solution of the Radiative Transfer Equation for the Temperature and Absorbing Gas Profile of an Atmosphere, Applied Optics, **9**, 1993-1999.
- 10) M.T. Chahine, 1968: Determination of the Temperature Profile in an Atmosphere from its Outgoing Radiance, Journal of the Optical Society of America, **58**, 1634-1637.
- 11) D.Q. Wark, 1972: Considerations in Deriving Temperature Profiles in the Earth's Atmosphere From Satellite Infrared Measurements, Proceedings of the International Radiation Symposium, Sendai, Japan.
- 12) W.L. Smith, H.M. Woolf and W.J. Jacob, 1970: A Regression Method for Obtaining Real-Time Temperature and Geopotential Height Profiles from Satellite Spectrometer Measurements and its Application to Nimbus 3, 'SIRS' Observation, Monthly Weather Review, **98**, 582-603.
- 13) C. D. Rodgers, 1970: Remoto Sounding of the Atmospheric Temperature Profile in the Presence of Cloud, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **96**, 654-666.
- 14) W.L. Smith, 1969: The Improvement of Clear Column Radiance Determination with a Supplementary $3.8 \mu\text{m}$ Window Channel, ESSA Technical Memorandum NESCTM 16, Washington D.C.
- 15) The NIMBUS III~V, Users Guide, NASA, Goddard Space Flight Center.
- 16) B.J. Conrath, R.A. Hanel, V.G. Kunde and C. Prabhakar, 1970: The Infrared Interferometer Experiment on Nimbus 3, Journal

- of Geophysical Research, **75**, 5831-5857.
- 17) J.T. Houghton and S.D. Smith, 1970: Remote Sounding of Atmospheric Temperature from Satellites: 1, Introduction, Proceeding of Royal Society of London A 320, 23-33.
- 18) P. G. Abel, P. J. Ellis, J. T. Houghton, G. Peckham, C. D. Rodgers, S. D. Smith and E. J. Williamson, 1970: Remote Sounding of Atmospheric Temperature from Satellites: II, Selective Chopper Radiometer for NIMBUS-D, Proceeding of Royal Society of London, A 320, 35-55.
- 19) F.W. Taylor, J.T. Houghton, G.D. Peskett, C. D. Rodgers and E. J. Williamson, 1972: Radiometer for Remote Sounding of the Upper Atmosphere, Applied. Optics II, 135-141.

日本気象学会誌

気象集誌

第II輯 第51巻 第3号 1973年6月

榊原 均・武田 喬男：地形の影響による台風7002号の降雨量の Modification …155—167

田沢 誠一・孫野長治：雪結晶ゾンデにより観測された雪雲の垂直構造，
其の1 ……………168—175

孫野長治・李 証 雨：雪結晶ゾンデにより観測された雪雲の垂直構造，
その2 ……………176—190

高橋 勲・T. クレイグ：ハワイ島における温い雲内での霧雨の電荷 ……………191—196

石川信敬・石田 完：厳冬期及び融雪期における盆地冷却の観測……………197—204

要報と質疑

秋山孝子：梅雨期の大雨をともなう洋上の非地衡風の下層ジェット……………205—208