

長期数値予報を夢みて*

—藤原賞受賞記念講演—

片山 昭**

1. はじめに

今回、藤原賞を授与された事は、私にとって望外の喜びであると共に、その名誉を汚がしはしないかという一沫の恐れもある。私が大気大循環の研究にとりつかれてから既に20年、その後半は熱過程のパラメタリゼーションを通じて、大循環モデルの開発やその数値積分の仕事に携わってきた。このような仕事は最近脚光を浴びつつある問題であり、外面的には華やかに見えるが、実際にはかなり泥くさく根気を必要とし、しかも計算機が十分使えない状況では、なかなか論文にまとめにくい性質の研究であり、常々私と協同で研究して頂いた有為な研究者の方々に対してすまないという気分を捨てる事はできなかった。私の受賞によってこの方面の研究者をいっそう勇気づける一助ともなれば幸いである。

藤原賞の受賞記念講演で今まで皆様はうんちくある話をされている。ここで、ノーベル賞の江崎玲於奈博士を持ち出すのは場違いかも知れないが、その受賞に際して、「ながきトンネルのやみを抜けて」と題してスマートな話をされた。私の場合も人並みにトンネルあるいは洞穴の中に潜り込んだのは良かったが、その中を行きつ戻りつまだ抜け出る事ができないというのが実状である。こんな状態であるので、ここでは右往左往した私の研究の遍歴とその哀歎について述べたいと思う。他山の石として頂ければ幸いである。

2. 遍歴

私は、1950年に当時の中央气象台に採用され、そのまま神戸海洋气象台に配属された。この1950年前後は、第2次世界大戦終結後数年たち、世相も落着きを取り戻しつつあり、長い抑圧の時代の反動として、科学の広い分野で新しい芽が一時に表面に吹き出してきていた。物理・天文関係では、素粒子論とそれに基づく宇宙進化論、

電磁流体力学、電波天文学、Kolmogorov や Heisenberg らによる等方性乱流論、Chandrasekhar の放射理論等等。気象関係では、レーダ気象学、Rossby らによる偏西風波動論とそれに続く Charney らによる数値予報の成功等々である。

大学時代の専攻が天文であった私は、選択科目であった気象の講義を聴いた事がなかった。それが尾を引き、現在に至るまで気象力学に対するインフェリオリティ・コンプレックスを拭い去る事ができないでいる。それはさておき、最初は太陽電波に興味を持ち、Alfvén の「電磁流体力学」を読みながら、解析じみた事を仕事の暇をみてやっていた。しかし、气象台に入っていつまでもこんな事はやってはいられない。次に目を向けたのが乱流論である。当時、海洋气象台には関口鯉吉博士ゆかりの10吋屈折赤道儀が無役のまま残されていた。これを使って大気乱流と関係があると思われる星のまたたき（シンチレーション）を観測する事であった。この問題は当時京都測候所長であった柴田淑次元長官が示唆され、松平康雄台長の賛成によって実現した。その準備として、光電測光技術の修得と測定装置作製のため東京天文台への1か月の出張を許して頂いた。今から思うと夢のような話である。測定開始までに当時の金額で3万円近い経費を要したと思う。それからは、晴れた夜毎の観測、空襲時の爆風で歪んだドームを人力でまわす事はかなりの重労働であった。オシログラフに焼き付けた記録を0.05秒毎に読み取り、手まわしのタイガー計算機を用いてスペクトル解析を行なう。勤務の間をぬっての作業なので、一つの結果を得るのに早くても半月はかかるという根気を要する計算であった。最終的に、星のまたたきのスペクトルも、等方性乱流論で強調された $-5/3$ 乗則に従う事を見出した時は、一人で自己満足にひたつたものだった（片山・豊田、1957）。

1954年に山本義一先生の「大気ふく射学」が岩波から出版された。それを読むにつれて、漠然とはしていたがこの分野にも興味を持つようになった。特にその序に

* Dreaming forward for numerical long-range weather forecast.

** A. Katayama, 気象庁長期予報課。

「大気ふく射の研究はそれ自体として不完全なものであるが、殊に大切な気象力学との結び付きがほとんど未開拓のまま残されているので、今後この方面の研究が切に望まれる」と書かれていたのに強い印象を受けた。これとほとんど同じ頃から、日本における数値予報 (NP) グループの活躍はめざましいものとなってきた。気象力学の門外漢であった私ですら、その熱気にあおられ、NPグループから矢継ぎ早に出されるガリ版刷りの外国論文のコピーや紹介を読みあさるようになり、Fjörtoft の図式計算など試みてなるほど感じ入ったりしていた。若い頃は新しいものには何にでも魅力を引かれるものである。私の場合は度が過ぎたようで、結局中ぶらりんのまま終わっていた。

私を方向づけたのは、1956年の Hillips による大気大循環の数値シミュレーションの成功であり、荒川昭夫さん (現在 UCLA 教授) が1958年に気象研究ノートに書かれた「最近の大気大循環論」であった。1958年から気象研究所に移り研究に専念できるようになった事もあり、この頃から将来の長期数値予報の実現を夢みるようになり、力学は苦手であるので大循環における熱の役割に焦点をしばる事にした。この目標が決まるまでに8年という長すぎた遍歴を過してしまったのである。

3. 放射収支計算の苦心

大気大循環における熱の役割を知るためには、まずその分布を知らねばならない。大気中の冷熱源 (Q_A) は、

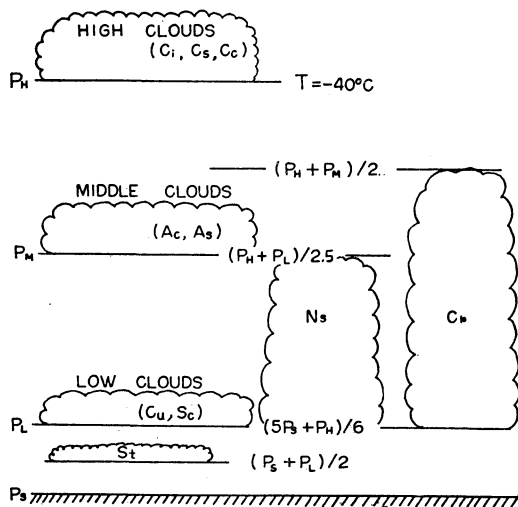
$$Q_A = Q_{SR} + Q_{LR} + Q_{SEN} + Q_{CON} \quad (1)$$

で示される4つの要素で構成されている。ここで、 Q_{SR} は日射の吸収による加熱率、 Q_{LR} は赤外放射過程による加熱率、 Q_{SEN} は地球表面からの顕熱の供給による加熱率、 Q_{CON} は大気中での水蒸気の凝結に伴う潜熱の放出による加熱率である。私が最初に注目したのは、放射に関連した Q_{SR} と Q_{LR} である。当時、それ等の北半球分布について信頼すべきものが無かった事が大きな動機であったが、それにもまして気象庁に日本では初めての大型計算機 IBM 704 が導入され、今まで手に負えなかった放射の計算が可能になったからである。良いチャンスに恵まれたものと思う。

対象は1月と7月の平年の北半球分布作製であったが、緯度・経度10度毎、鉛直方向には100mb 毎と欲張り過ぎた。そのため基礎資料の作製や収集にかなりの苦心と時間をかけることになった。放射計算に必要な資料は、気温および湿度の鉛直分布、雲の情報 (雲型別の雲量、雲の高さおよび厚さ、日射の反射率と吸収率など)

や北半球の地表面のアルベドの分布などである。この中で一番時間を要したのは、上層の気温や湿度の平年の北半球分布図の作製であった。月平均の高層資料を可能な限り集めそれを集計して、850, 700, 500, 200 および 100 mb の気温分布と、850, 700 および 500 mb の露点温度の分布を1年がかりで作った。統計期間や年数が不揃いで不満であったが致し方なかった。

一方、一番の頭痛の種は雲の資料づくりであった。全く雲を把むように捕えどころがなく、研究所の図書館に入りびたつての文献・資料の探索から始まった。雲型別観測頻度 (雲量そのものではない) の統計が海上に対しては、Atlas of climatic charts of the ocean (MacDonald, 1938) の中に一応存在するのを知ったが、陸上に対するものとして適当なものは遂に発見できなかった。もちろん、日々の地上観測資料に基づいて統計すれば、なんらかの情報は得られよう。しかし、北半球的にそんな事をやっていたら日暮れて道遠しである。そこで陸上での雲型別雲量比は、それと同じ緯度での海上の平均値に等しいという大きな仮定をおいて作業を進めた。さらに雲型別の雲の高さは、第1図に示したように客観的に決める事にした。その基本は上層雲の雲底 (P_H) が -40°C の気温レベルとだいたい一致するという飛行機による観測に根拠を置いている。 P_H が決まると、それと地表面気圧 (P_S) とから下層雲底 P_L を決め、次に中層雲底 P_M と層雲の高さを順次求めてゆく。次に、各種の雲の日射

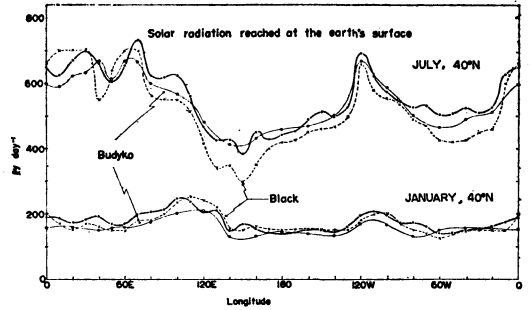


第1図 P_S と P_H とから各種の雲の高さを決める模式図。 P_H は上層雲の雲底を気圧で示したもので、 P_S は地表面気圧。

に対する反射率と吸収率を決めることも頭を悩ました問題であった。

以上のようにして、1月と7月の基本資料の作製やプログラミングに一年半以上を要した。いよいよ計算である。IBM 704は当時としては夢のような計算機であったが、現在からみるとかなり性能は落ち (HITAC 8800の約100分の1の計算速度)、一例の放射計算に2分を要した。緯度・経度10度毎の点で計算するので1月と7月で約600例あり、1,200分の計算時間が必要であった。当時研究所への割当は1週間に2~3時間程度、使用者も10人以上いたので、毎週の割当会議でもんだ末、20分獲得するのが精一杯であった。毎週順調に20分使ったとしても60週を要するわけで、結果的には計算だけで1年半を費やしてしまった。

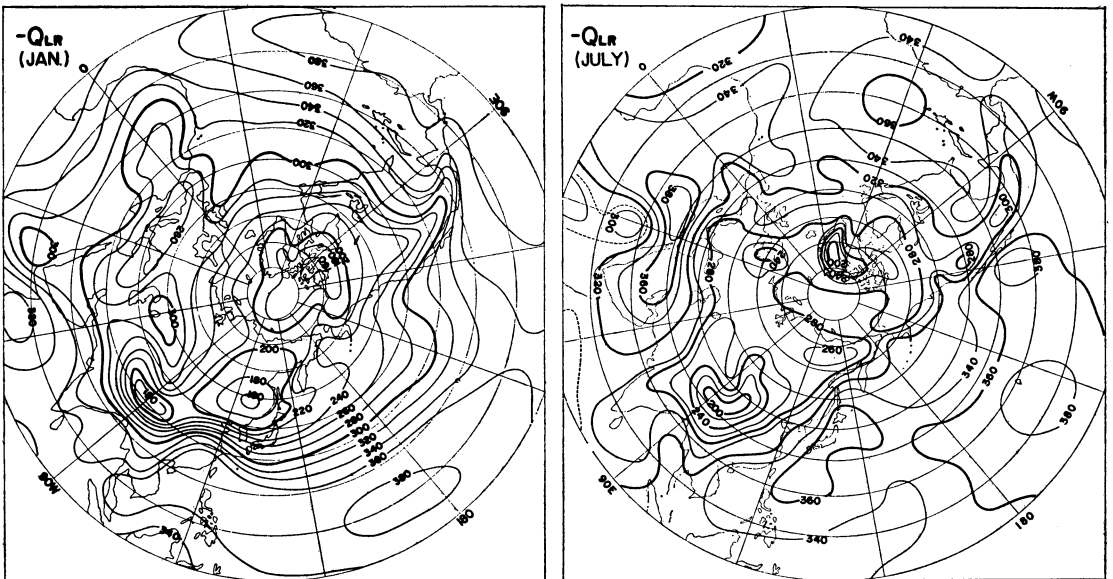
すでに述べた事柄を含めて多くの仮定がされているので、当然計算結果の検証が必要である。赤外放射に関しては、当時の測定装置は極めて不安定なもので、地表面においてすら信頼に足る観測値がなかったので、間接的な検証しかできなかった。放射の観測で、北半球的に長年の気候値が得られるのは、地表面に到達する日射量のみであった。日射量の分布図として Budyko (1956) と Black (1955) のものがあったが、それ等と比較したのが第2図である。Black の値より Budyko の方が精度が



第2図 40°Nの緯度圏に沿う地表面に到達する全日射量の年平均分布。1月と7月。太実線は計算値、細実線は Budyko (1956)、点線は Black (1955) の値。ただし、Budyko の値は1月と7月の代わりにそれぞれ12月と6月を示してある。単位は $ly\ day^{-1}$ (Katayama, 1966)。

良いとの傍証がありそれと計算結果が極めて良い一致を示したので、少なくとも日射計算のスキームは妥当なものであろうとの結論を得て一安心した (Katayama, 1966)。

結果の一例として、赤外放射過程による対流圏の冷却率の北半球分布を第3図に示す (Katayama, 1967)。赤外放射による冷却率は気柱の平均気温が高い程強く、ま



第3図 赤外放射による対流圏の冷却率の北半球分布。1月と7月。単位は $ly\ day^{-1}$ 。 Wm^{-2} に直すには、1/2すればよい。(Katayama, 1966)

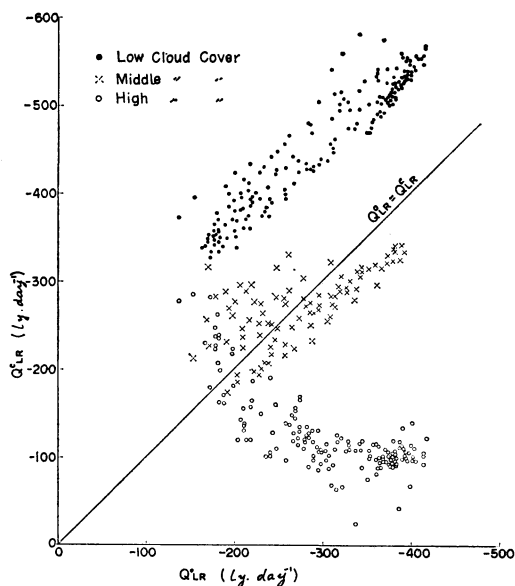
た雲によって複雑な影響を受ける。1月の分布図は特に中層(～500mb)の気温との相関が強く、気温の高い亜熱帯高圧帯に沿って強い冷却が、日本付近や北米東海岸沖に存在する準定常な谷の西側の気温の低い区域は弱い冷却を示している。雲の効果は単純でない。計算の過程で、気温や湿度の鉛直分布を変えないで、快晴の場合、上層雲のみ、中層雲のみおよび下層雲のみでそれぞれおおわれた場合の4つを求める必要がある。その結果を利用してプロットしたのが第4図である。快晴の時と比較すると、下層雲の場合は約 200 ly day^{-1} も冷却率を増し、中層雲の場合はだいたい同じ、上層雲の場合はやや複雑であるが一般に弱くなる。対流圏気柱の赤外放射による加熱率は、地表面での net の上向き赤外放射のフラックス F_S から 200mb のそれ F_{200} を差し引く事によって得られるが ($F_{200} > F_S$ であるので冷却となる)、その間に雲層があると両者とも減少する。下層雲のある場合は F_{200} は僅かしか減らないのに F_S が著しく減少し、上層雲のある場合は F_{200} がかなり減るのに F_S はそれ程減らないので上述のような結果を生ずる。赤外放射に対する雲の影響は、このように雲高により大きく変化するので、気候モデル等に雲の効果を導入する時、十分注意しないと誤まった結論に惑わされることになる。

4. 大循環の数値実験に従事して——幻の3層モデル

放射の計算と平行して、大循環モデルのための物理過程のパラメタリゼーションの研究を続けていた。対象は放射、境界層や積雲対流であった。この分野の既存の論文を読みあさって、良さそうなものを選び出し、大循環モデルに適合するように単純化するといった、どちらかという工学的なやり方をとった。当時の流れとして、計算時間を節約することが第一条件に課せられていたため致し方ないことであった。そのためパラメタリゼーション自体が独立した論文になりにくく(最近では計算機の性能の目覚ましいアップも原因して、精細なパラメタリゼーション方式を導入することが可能になり、それ自体が独立した研究としての価値を持つものが発表されるようになってきている)、また折角これが良いと思うものを抽出しても、テストする本体の力学モデルがなければ効果は発揮しない。こんな悩みを持ち続けていた頃、UCLA での大気大循環の数値実験の研究に参加できるチャンスを得た。1966年2月であった。

当時、大循環の数値実験は世界を通じて3か所で実施されており、最初の成果が学会誌などに発表されるようになった頃である。3か所とは、Smagorinsky・真鍋・都田・Holloway らを擁するESSA(現在のNOAA)のGFDL(地球流体力学研究所)、UCLAのMintz・荒川のグループとNCARの笠原・Washingtonのグループであり、それぞれ特徴あるモデルを作りつつあった。UCLAでは2層全球モデルから3層全球モデルへの移行中であり、私は物理過程のパラメタリゼーションを受け持つ事となった。Mintzがリーダーであったが、東奔西走で席あたたまらず、モデル改良の全責任は荒川昭夫さんに任されていた。モデル改良に携わるものは荒川さんと私だけ、あとプログラマー3名(専任1名、パートの補助2名)、研究補助として大学院学生数名というこじんまりしたもので、意志の流通は極めて良く、かえってやり易かったように考える。計算機はIBM 7090であったが、途中からIBM 360/91に更新された。大学の共同利用施設であるので大循環のプロジェクトで独占するわけにはゆかなかったが、少なくとも週末(金曜日の夜から日曜日の夜まで)は専用の形になり、モデル時間で7～10日間のロングランが可能であり書き入れ時であった。

プログラムは交響楽にならって4つの部分で成り立ち、Comp. 1(第1楽章)は主要部をなす移流計算部門、私の受け持ったパラメタリゼーション部門はComp. 3



第4図 赤外放射による対流圏の加熱率に及ぼす雲層の効果。横軸は快晴時の加熱率、縦軸は下層、中層および上層雲でそれぞれおおわれた時の加熱率。単位は ly day^{-1} 。

(第3章)であった。シンフォニーならばこの楽章は踊るが如き軽快なメロディーをかなでるべき部門、始めはそのようになっていたのであるが、改良を重ねるに従って、サブルーチンの枝葉が不規則に繁り、エレガンスさは失われていった。

私が試みた事は多岐にわたるが、ここでは説明し易いものに重点を置いて述べてみたい。

(1) 放射計算 日射を波長が $0.9\mu m$ より短かい散乱部分とそれより長い吸収部分にわけた事によって日射計算を単純化し、また、雲層の相当水蒸気量を定義し雲の効果の導入を容易にした。一方、赤外放射の計算で問題になっていたのは、たとえ力学モデルが2層とか3層といった鉛直に粗く分割されている場合でも、放射計算の精度を上げるためには、100mb以下の薄い層に細分して計算する必要があった事である。そのため、余分に多くのメモリーを必要とし、計算時間もかかり過ぎるといふ難点をもっていた。私はここで厚い層の平均透過関数を与える実験式を決定することによってこの問題を解決した (Katayama, 1972)。

(2) 境界層 地球表面から大気への運動量、顕熱や潜熱の輸送量を求めるには、普通バルク方式が用いられる。たとえば、顕熱の場合は、

$$H_0 = \rho_a c_p C_h (T_0 - T_a) U_a \quad (2)$$

である。 T_0 は地表面温度、 ρ_a 、 T_a および U_a は地表面付近の大気密度、気温および風速をそれぞれ示し、 c_p は等圧比熱、 C_h は輸送係数である。式には示さなかったが、運動量に対する輸送係数 C_d は一般に抵抗係数と呼ばれている。当時は $C_h = C_d$ とするのが普通であり、陸上の C_d は風速によらない常数が採用されていたが、夏期の亜熱帯の砂漠地域でしばしば困った問題に悩まされていた。日中、無風状態になると(2)式からは $H_0 = 0$ となり地表からの顕熱の放出もなく、同様な式で表わされる潜熱の放出も0となる。そのため地表面温度は日射の吸収でどんどん上昇して、 $100\sim 150^\circ C$ という現実離れの高温になってしまう事が多かった。これを避けるための苦肉の策として、上式の U_a の代わりに $(a + U_a)$ を用いた事があったが、この常数 a を決める正当な根拠はなかった。

このようなトラブルもあり、輸送係数の見直し、特に安定度の効果を導入することにした。その頃、接地層内での風速の無次元鉛直分布を与えるものとして、KEYPSの式が一般に受け入れられていたので、それに基づいて数値計算を行ない、非中立の場合の抵抗係数と

して次の実験式を得た。

$$C_d = C_{d0} \cdot f(S) \quad (3)$$

$$f(S) = \begin{cases} 1/(1-7S) : \text{安定}(S < 0) \\ 1 + 1.1\sqrt{S} : \text{不安定}(S > 0) \end{cases}$$

ここで、 C_{d0} は中立の場合の抵抗係数であり、 S はリチャードソン数に対応する安定度で、

$$S \equiv (T_0 - T_a) / U_a^2 \quad (4)$$

で表わされる。いま、 $C_h = C_d$ を仮定して不安定な場合の(2)式を書き直してみると、

$$H_0 = \rho_a c_p C_{d0} (T_0 - T_a) (1.1\sqrt{T_0 - T_a} + U_a) \quad (5)$$

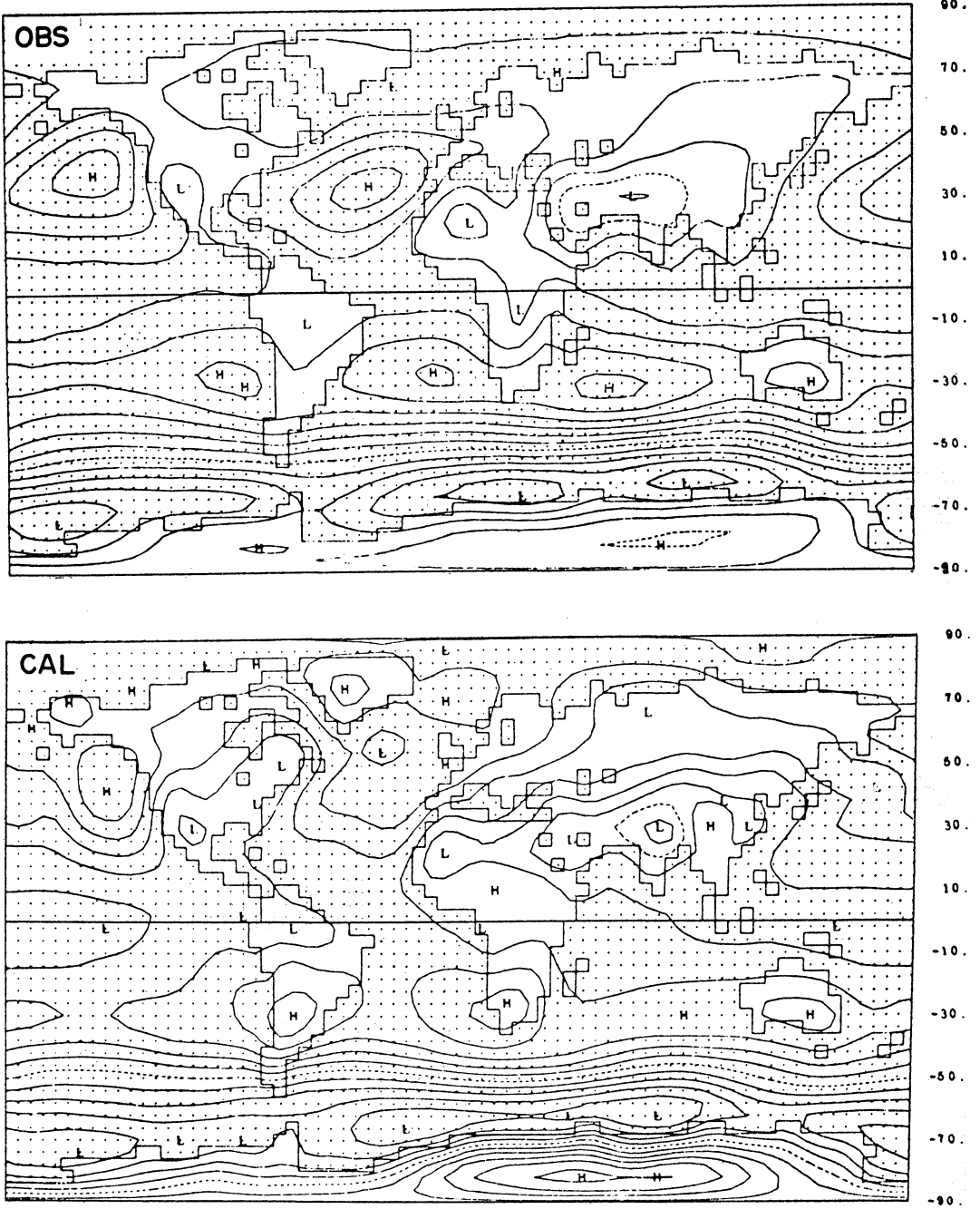
となり、風速が0となっても H_0 は0とならない式が得られた。この方式は UCLA モデルを基本とした GISS (ゴダード宇宙空間研究所) モデルの中で現在も使われている。

(3) 陸地表面の取り扱い モデルをより現実的なものにするため、陸地表層の湿度 (土壌水分)、積雪量、地表面温度の予報式を追加した。ここで一番の難物は、土壌水分であった。そのため、専門外の農業気象学・土壌学や水理学の論文を読む事をよぎなくされたが、その内容がなかなか吸収できず思考錯誤を繰り返した。最終的に得たものは、最近の気象研究ノート (片山, 1978) の中に詳しく書いたのでここでは触れない。

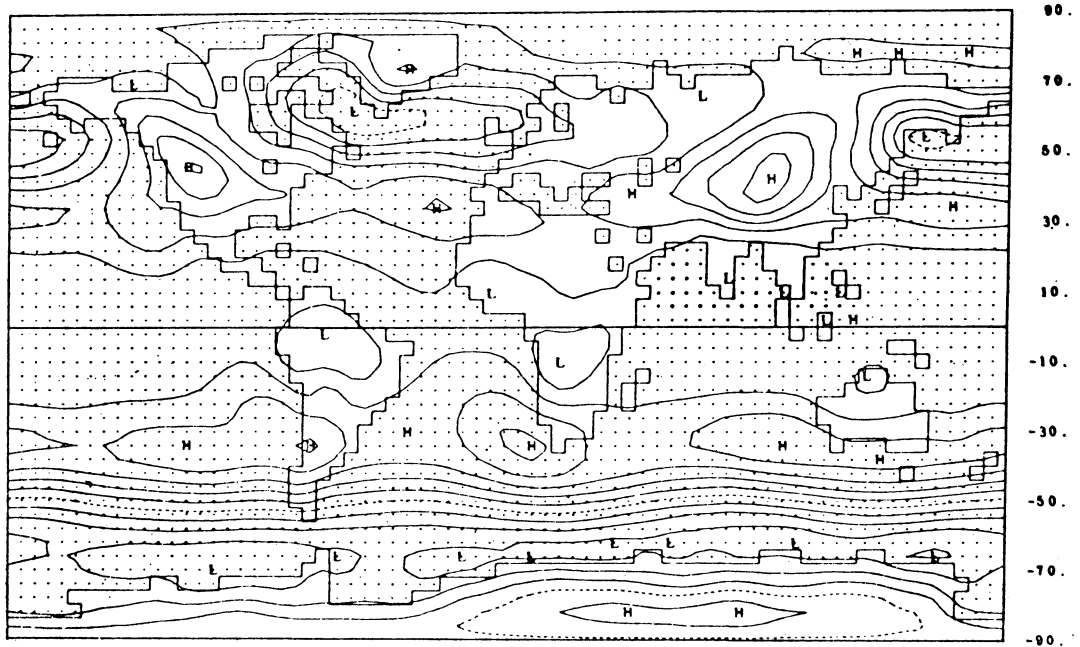
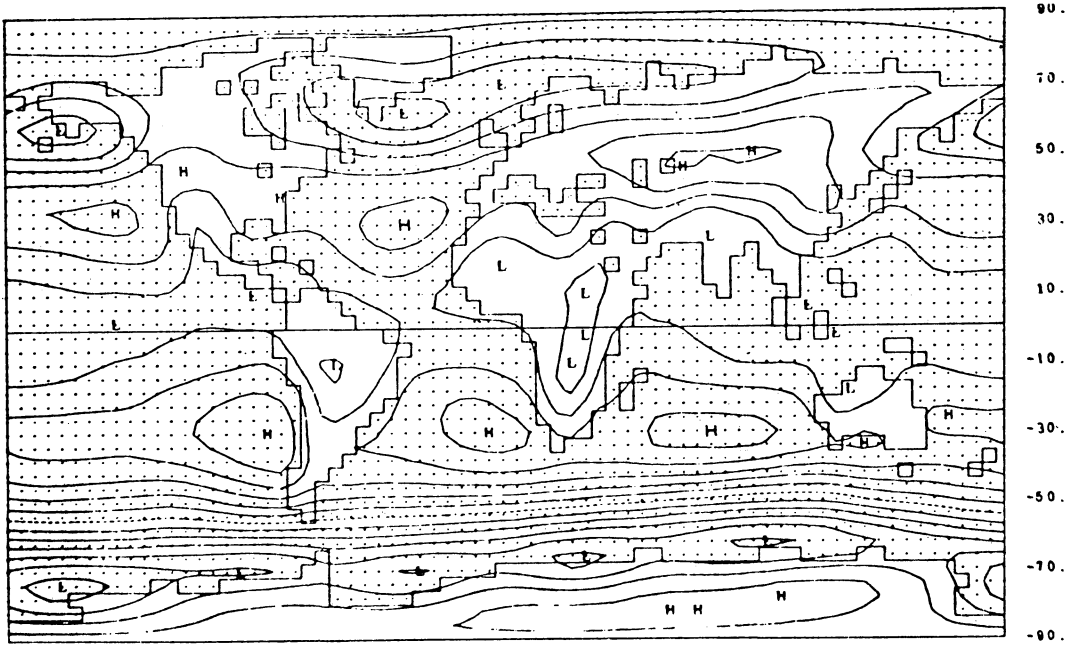
モデルの変更は大小含めて数十回、2か年はまたたく間に過ぎてしまった。しかし期待に反して、3層モデルは2層モデルより全般的に良いという結論は得られなかった。低緯度は2層モデルより一段と改良されたのであるが、中高緯度の循環が思わしくない。準定常の超長波が実際より発達し過ぎ、それによる顕熱の南北交換が卓越してしまうので、長・短波による熱の南北交換はあまり必要なく、したがって長・短波の発達も弱く、daily map を見ても、半月天気図を見ているような感じであった。その後も、この問題解決のため種々の努力が払われたのであるが、超音波ジェット機の開発問題に関連した CIAP のプロジェクトに UCLA も参加することになり、大循環モデルに成層圏を含める必要を生じ、一足飛びに12層モデル (対流圏は6層) の開発に移行したので、結局苦心した3層モデルは日の目を見る事なく消えていった。

5. 季節変化の数値実験

上述のように3層モデルは日の目をみなかった。しかし、3層モデル用に開発された種々のパラメタリゼーション方式を導入した改良2層モデルを用いて、background job として季節変化の数値実験が行なわれ、そ



第5図 7月の海面気圧の分布図。等圧線は4mb 間隔、破線は1,000mbの等圧線を示す。上図は観測値、下図は計算値 (Mintz・片山・荒川, 1972)



第6図 10月の海面気圧の分布図, 説明は第5図と同じ.

の時間積分は3年間に及んだ。この解析の結果は、学会などに部分的に発表されているが、まだまとまった論文として発表されていない。まとめる責任は私に任せられており、常に気にしつつダンボール2箱の output を転動毎に持ち運ぶというだらしないう状態を続けている。ここで、その結果につき簡単に述べて置きたい。

用いた2層モデルは、範囲は全球、格子点は経度5°毎、緯度4°毎に配置し、大気の上層は200mbにおさえ、それを二つの層に分割して(二つの層の中心レベルはだいたい800mbと400mb)、各層での風速と気温を予報量とするという、基本は窮めて簡単なものである。

あらかじめ与えたものは、太陽常数、山岳分布を含めた海陸分布、年平均の表面海水温と海氷の分布である。また、陸上の積雪域の季節変化も次のような時間の関数で与えた：

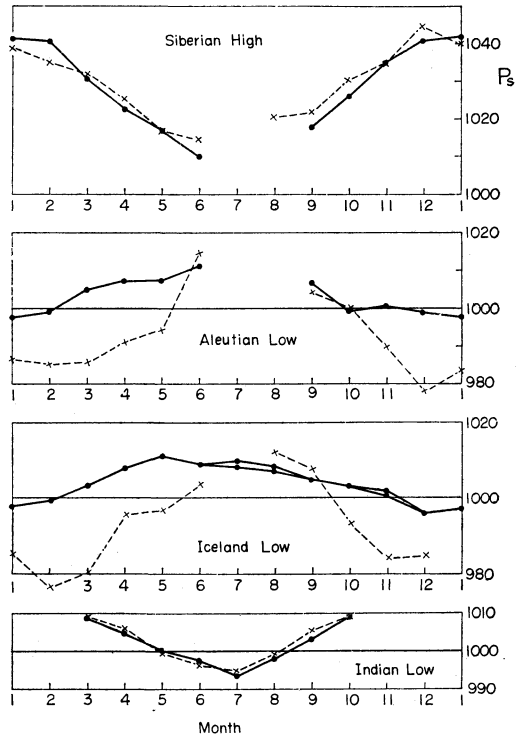
$$\varphi_{CN} = 60 - 15 \cos \left[\frac{360}{365} (t - 24.668) \right] \quad (6a)$$

$$\varphi_{CS} = 60 \quad (6b)$$

φ_{CN} は北半球における積雪域の南限を示す緯度を示し、 φ_{CS} は南半球のその北限を示すものとする。 t は年の始めを起点とした日数であり、1年は簡単のため365日とした。また太陽のまわりの公転軌道上での地球の位置の季節変化は、その軌道要素を与えることによって求められる。

最初に、月平均海面気圧の全球分布について述べる。図は省略するが、1月の分布は観測値と非常に一致を示している。これまでのように、季節を固定した数値実験では、冬のシミュレーションは比較的うまくなされたが、夏の場合は失敗に終わっていた。第5図に7月の結果を示したが、北半球の亜熱帯高気圧(特に大西洋のアゾレス高気圧)の発達に弱い点に不満が残るが、強大なインド低気圧の発達やアリューシャン低気圧の消滅など、定性的に一応満足し得る結果である。この事から、夏の循環は季節変化の転移過程として現われるものと考えべきであろう。第6図には秋の代表として10月を示したが、観測からは、シベリヤ高気圧とアリューシャン低気圧の卵が見られ、アイスランド低気圧はかなり強まり、一方、閉じたインド低気圧は消滅しているが、その状態もよく再現されている。

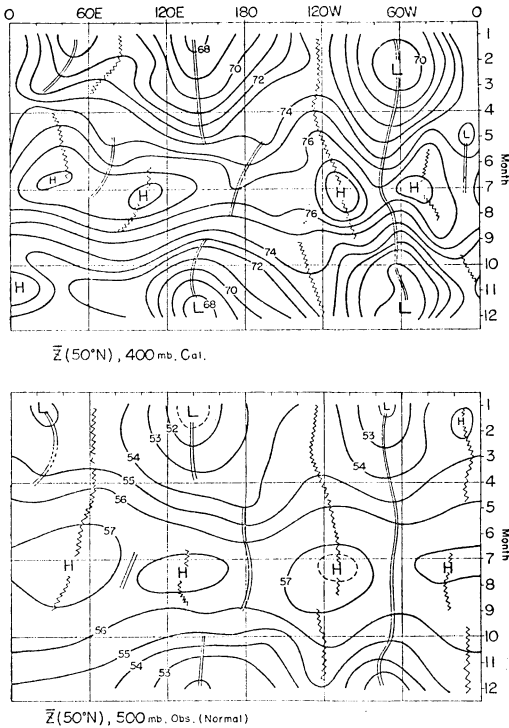
次に、第7図に著名な高低気圧の中心気圧の年変化を示した。生成・消滅の時期を含めて、全般的に両者の一致はよい。ただし、アリューシャンとアイスランドの両低気圧は、計算の方が冬に発達し過ぎている。これは3



第7図 主要な高低気圧の中心気圧の季節変化。実線は観測値、破線は計算値(3年間の平均)。単位はmb。(片山・Mintz・荒川, 1973)

年間のみ平均であり、観測の方は10年以上の平均をとった年平均という違いがあるが、それだけでこの大きな差は説明できない。最近のもっと精密化したいずれの大循環モデルによる計算でもこの傾向が見られる。その原因は不明のまま残されており、解明が急がれる興味ある問題である。第8図には50°Nに沿う対流圏中層の等圧面高度の季節変化を示した。上の図は計算値で400mb面、下の図は観測値で500mb面に対応する。気圧面が違うので直接の比較はできないが、計算の方が激しい季節変化を示している。しかし、谷や峯の位置やその消長は定性的によく一致している。特に、4月から5月にかけて波数が3から4に変化し谷の位置が急変する有様、9月から10月にかけて波数が4から2に急変する様子がよくシミュレートされている。

特定の月について、3年間のものを較べてみると、海水温や海氷の分布が固定されているのに拘らず、決して同じパターンにはなっていない。しかし、その年々の変化は実際の大気のそれと較べてずっと少ないのが特徴で



第8図 50°Nの緯度圏に沿う対流圏中層の等圧面高度分布の季節変化。上図は数値実験による計算値で400mb面高度，下図は観測された平年の500mb面高度を示す。二重線は谷，ジグザグ線は峯の位置を示す。単位は100m (片山・Mintz・荒川，1973)

ある。第9図に、50°N、150°Wの月平均海面気圧の月々の変化を示す。この点を選んだのは、50°Nにおいて観測値の月々変化が最も顕著であったからである。この点はアリューシャン低気圧の平年の中心位置から経度で30度東にある。観測値の方は2～4か月程度のリズムで激しく変動しつつ季節変化を繰り返す、また年々の差異も大きい。一方、計算値の方は比較的円滑な季節変化を示し、年々の違いもそれ程でもない。この差異を生ずる原因は何であろうか。用いたモデルが変化に対して鈍感であるためか、あるいは準外因的な海水温や海氷の分布を固定したためであるか。モデルの方が観測値よりも激しい季節変化を示すことからみて、後者の可能性が強く、現実の大気が海水温などの変動に強くレスポンスするらしいことが示唆される。

以上のように、鉛直分解能の粗い2層モデルでも、定性的にかなりのことが再現できる。このUCLAモデル

はそのままランド社(半官半民の研究会社)に提供され、現在はそこからオレゴン州立大学に移った Gates らにより CLIMAP の一環としての古気候再現の研究のための気候モデルとして活躍している。もって銘すべきであろう。

6. おわりに

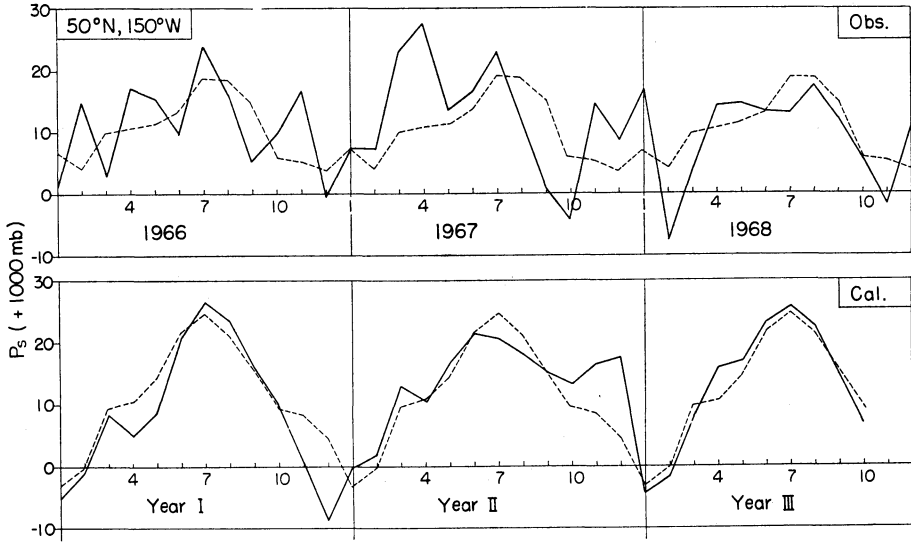
以上のほかにも、気象研究所での大気大循環モデル開発のプロジェクトのスタート、AMTEX 計画の推進などの仕事にタッチしてきた。振り返ってみると、何一つ解決したものはなく、中途半端な形で残してきてしまった事に気付く。

大気大循環の変動を理解する上で、最も重要なものの一つとして私が常に強調してきた問題は、大気中の冷熱源の temporary な分布を解析的に求める事であった。これがわからないと、大循環変動の真髄に迫ることはできない。北極地方は1940年頃より1970年頃まで冷え続けた。しかし、その原因を物理的に究明できた人はいない。大気中の冷熱源 Q_A を求めるには(1)式の各項をそれぞれ計算する直接法(物理法)や熱力学の式、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{V}\theta) + \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} = \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\kappa} \frac{Q_A}{c_p} \quad (7)$$

の左辺を計算して Q_A を求める剰余法(力学法)などがある。一時、剰余法による研究が盛んであり、私もいろいろ試みた事があるが、私を含めていずれの結果も erroneous なものばかり、何時の間にか下火になってしまった。当時、直接法が敬遠されたのは、そのために必要であるが観測されていない物理量が多過ぎたためである。最近、静止衛星により上層雲や下層雲の雲量分布が得られるようになり、赤外放射計により地表面温度が測定できるようになった。これ等をうまく使えば、直接法で Q_A を推定し得る明るい見通しが出てきたと考えられる。

私が夢みた長期数値予報の実現はまだ遠い。しかし、姿も見えない遙かな彼方ではない。短期と長期の間にある延長予報(10日前後)の数値予報化は着々と進みつつある。すでに、ECMWF(ヨーロッパ中間予報センター)では来年(1979年)の秋の準ルーチン化を目標に開発に急ピッチ、アメリカでは GISS/NASA その他、日本でも気象庁電子計算室が熱心にこの問題に取り組んでいる。延長数値予報の実用化は手に届く所に来ていると見てよからう。このテンポから見て、たとえ予報対象が異なっているとはいえ長期数値予報の実用化の可否の目安はあと10年位で付くものと期待される。楽観的かもしれないがその成功を祈ると共に、一日千秋の想いでその



第9図 50°N, 150°W における月平均海面気圧の3年間の月々の変化。上図は観測値で任意に選んだ3年間(1966~1968)を示し、破線は平年値、下図は3年間のシミュレーションの結果で、破線は各月に対する3か年の平均を示す(片山・Mintz・荒川, 1973)。

日の来るのを待っている。

終わりに当たり、私を藤原賞に推薦して下さいの方々に心からなる感謝の辞をささげる。

文献

荒川 昭夫, 1958: 最近の大気大循環論, 気象研究ノート, 9, No. 4 134 pp.
 Black, J.N., 1955: The distribution of solar radiation over the earth's surface, Arch. Met. Geophys. Bioklim., 7, 165-189.
 Budyko, M.I., 1956: The heat balance of the earth's surface, Hydromet. Publishing House, Leningrad, 254 pp.
 片山昭, 豊田耕一, 1957: 星のシンチレーションと上層大気の乱流, 「天気」特別号, 日本気象学会75周年記念論文集(和文編), 1-8.
 Katayama, A., 1966: On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere (I), J. Met. Soc. Japan, 44, 381-401.

——, 1967: On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere(II), J. Met. Soc. Japan, 45, 1-25.
 ——, 1972: A simplified scheme for computing radiation transfer in the troposphere, Numerical Simulation of weather and climate, Tech. Rep., No. 6, Dept. Met., UCLA, 77 pp.
 片山 昭, 1978: 境界層の取扱い, 数値予報(上), 気象研究ノート, 134, 153-200.
 片山 昭, Y. Mintz, 荒川昭夫, 1973: 季節変化の数値実験, 昭和48年度日本気象学会春期大会予稿集.
 Mintz, Y., A. Katayama and A. Arakawa, 1972: Numerical simulation of the seasonally and inter-annually varying tropospheric circulation, Proc. Survey Conference, Feb. 15-16, Climatic Impact Assessment Program, 194-216.
 山本義一, 1954: 大気ふく射学, 岩波書店, 174pp.