



天 気

1982年10月
Vol. 29, No. 10

551, 509:551, 51

日本気象学会創立100周年記念レビュー

数値予報と数値シミュレーションの100年*

増 田 善 信**

1. はじめに

数値予報と数値シミュレーションの違いは何処にあるであろう。数値シミュレーションの手法は数値予報の手法とほとんど同じであるが次の諸点で大きな違いがある。先ず第一に、数値予報は初期条件として現実の大気の状態が用いられるが、数値シミュレーションでは目的に応じて勝手に、時には全く非現実的な大気の状態さえ選ぶことが出来ることである。次いで、数値予報は実際の子報時間に間に合うように計算を終えなければならないという制約があるため、一般に数日あるいはせいぜい10数日先の予報までしか実行できないとか、比較的粗い格子(少ない波数)が用いられるが、数値シミュレーションではこのような制約がないため、計算時間さえかければ、数ヶ月から数年先の大気の状態や、細かな格子を用いた精しい大気の状態をシミュレートできることである。したがって、この二つの特性によって数値シミュレーションは人間活動による大気組成の変化や、港湾や工場など人為的な地形の変更などによる大気や海流の変化を「予測」できるという利点をもっている。しかし、いずれにしても数値シミュレーションは数値予報の発展の上に発展したものであるので、先ず数値予報の歴史的発展を振り返ってみよう。

ところでこの100周年記念レビューではすでに岸保***

* Historical review of numerical prediction and numerical simulation studies during last hundred years.

** Yoshinobu Masuda, 気象研究所.

*** 「天気」, 29, No. 4.

が「温帯低気圧モデルの歴史的発展」の中で数値予報の発展についてもあとづけており、また数値シミュレーションの大きな部分を占める大気大循環のシミュレーションについても廣田**** が「大気大循環の100年の歩み」の中で科学的評論を試みている。したがってここではこれらのレビューとの重複を出来るだけ避けて、先ず、数値予報の歴史的発展の基礎について述べ、次いで、各種の数値シミュレーションの現状を概説し、最後に今後の発展方向について私見を述べることにする。なお最後の文献は著者の考えで適当に選んだもので全部を網羅したものではない。

2. 数値予報発展のあとづけ

2.1. “気象学を真の科学に”

1913年1月8日、ライプツヒ大学の地球物理学教授に任命された、V. ビャークネスはその就任演説で、流体力学の方程式を実際の大気の流れにも適用しなければならないことを強調したあとで、次のような感動的な言葉で演説を終えた(ブラッツマン, 1967)。

“この講演を終える前に、我々の研究方法に対して出されている異論にふれたいと思います。勿論我々の問題は基本的には将来の天気を予報することです。反対論者は「しかし、それをやるとどんなに使い道があるのか。計算には途方もなく長い時間がかかる。最も好都合な条件下で、しかも“博学の人”がやっても3時間後の天気を計算するのに3ヶ月はかかるだろう。明日の天気を予

**** 「天気」, 29, No. 3.



第1図 V. ビャークネス (1862—1951).



第2図 リチャードソン (1881—1953).

報するのに1年も費して本当に満足できるのか」と言っています。

しかし、これには次のように答へるだけです。「その点までも前進できればと強く願っています。計算に数年かかっても、若し明日の天気を予報できる研究が出来たらこれほど幸福なことはありません。若し、計算結果が実際と合ったらそれだけで科学的勝利が得られるのです。その時初めて、気象学が精密科学になり、真の大気の物理学になるのです。このことが達成されてこそ初めて実際の予報も可能になるのです。」トンネルに穴をうがつのには多くの歳月が必要です。そして多くの労働者は穴が貫通するのを見ないで死んでいくでしょう。しかし、このことがあってこそ初めて、次の時代の人があるの妨げもなく、急行列車でトンネルを通り抜けることができるようになるのです。”

この V. ビャークネスの夢はそれから40年足らずの1950年3月、アメリカ、メリーランド州アバディーン電子計算機 ENIAC で満たされることになるのであるが、彼はすでに1904年の歴史的論文「力学的物理的基礎に立つ天気予報の問題」で、合理的な天気予報を得るための必要にしてかつ十分な条件は

1) 初期時の大気の状態についての十分正確な知識をもつこと

2) 大気を変化させる物理法則についての十分正確な知識をもつこと

である点を喝破している。特に観測の重要性を強調し、まだせいぜい高山観測が行われ始めた時代にもかかわらず、陸上だけでなく、自由大気、海洋上の観測の必要性を述べただけでなく、気象要素間の物理的関係を最大限に用いて、直接観測される気象要素から、直接観測できない気象要素を導出することの重要性に言及している点はまさに卓見である。

2.2. リチャードソンの試みと失敗

この“ビャークネスの夢”の実現を具体的に試み、さらに大きな“夢”にしたのがリチャードソン(1922)である。彼の著書によると、イギリスの学術誌“Phil. Trans. A.”に載った数値計算の論文を読み、その方法を天気の変化を表す非常に複雑な微分方程式に適用しようとしたとのことである。この著書にはビャークネスのことが度々引用されているが、不思議と1904年の前記の論文は全く引用されていない。したがって、リチャードソンがビャークネスの先見的な“思想”を受けつぎ、その具体化を試みたとは言いがたい。

しかし、いずれにしろリチャードソンは数値的に将来の天気を予測しようという“前人未踏”の仕事にとりかかったのである。熱心なクエーカー教徒の家に生れた彼

は徹底した平和主義者で——そのため1920年イギリス気象局が国防省航空局に編入されたことに抗議してそれまで勤めていたオックスフォードの近くのペンソン気象台をやめ、さらにその後遂に気象そのものからも身を引いて、戦争の原因を数学的・心理的に研究する問題に没頭していくのであるが——折から勃発した第一次大戦に、クエーカー教徒や平和主義者で組織した“友好”野戦病院隊の一員としてフランスに渡り、傷病兵を救援する仕事にたずさわるかたわらでこの論文の最初の原稿を書いたのである。しかし、このような苦労の中での膨大な計算にもかかわらず、数値計算で求めたミュンヘン近くの地点の気圧変化は6時間に145.1 mb というとてもない値になり、みじめな失敗に終り、約40年間“リチャードソンの夢”として放置されたのである。

このリチャードソンの仕事の具体的な内容については、例えば岸保のレビューにみられるように、多くの解説書があるので割愛し、ここではこのリチャードソンの失敗の原因をその後の研究者がどうみていたかについて述べよう。

リチャードソン自身は後にこの原因は(1)電子計算機がなかったこと、(2)上層観測がなかったこと、(3)乱流、大気反射能、雲の中の水分、オゾンについての統計的な知識が十分でなかったこと、(4)観測点の分布が基盤の目のように規則的に分布していないこと、の4点をあげている(リチャードソン*, 1949)。最後の観測点の配置についてはもともと望むべきもないことであるが、これを失敗の原因の一つにあげているのはまさにリチャードソンらしいところであると思う。

“リチャードソンの夢”を具体化し、数値予報の創始者となったチャーニーは、リチャードソンの著書「数値的天気予報」のアメリカ、ドーバー版の編者チャップマンに対し、リチャードソンの失敗の一つの原因はクーラン・フリードリッヒ・ルービィの計算安定度の基準を知らなかったことであるとして

“1922年以後の観測の拡充と簡単な天気モデルの研究によって、大気の力学についての知識が増え、リチャードソンの方法は基本的に妥当であることがわかり、差分スキームを用いる際に計算安定度に気をつけることによって現在の方法に引き継がれたのである”。

と述べている。またロレンツ(1967)も風の精度が十

分でなかったことと、計算安定度についての知識がなかったことを失敗の理由にしている。

観測網、特に高層観測網がなかったことと高速電子計算機がなかったことをリチャードソンの失敗の理由にあげることは誰しも異論のないところであろう。しかし、後に述べる“長波”の発見と高層観測網の展開が決定的な役割を果たしたことは事実であるが、観測網や計算機は計算結果の精度や計算結果を早く入手することには影響するが、リチャードソンの失敗の決定的な原因ではない。計算安定度の問題はチャーニー、ロレンツのみならずわが国の多くの解説書の著者も失敗の原因にあげている。たしかに時間・空間に関する差分式を逐次近似する場合には、計算安定度を考慮して時間差分(Δt)と空間差分(Δx)を選ばねばならず、リチャードソンの採用した $\Delta t=6\text{hr}$, $\Delta x=200\text{ km}$ では計算不安定が生じる。しかし、リチャードソンは最初の1ステップを予報しただけであるので、彼の失敗の原因を計算安定度のせいにするのは正しくない。

では何故リチャードソンは失敗したのか。マルグレス(1904)はすでにいわゆる“傾向方程式”——地上気圧変化は鉛直方向に積分した運動量の水平発散によって与えられる——を導き、鉛直に平均した風の水平傾度が100 kmでわずか4 cm/sec という小さな値でも1 mb/hrの気圧変化を生じることを明らかにしていた。プラッツマンは前記レビューで、「若しリチャードソンがこのわずか5ページの論文を知っていたら、彼は明らかに違った方法をとったであろう」と述べている。岸保も本誌のレビューで「リチャードソンの間違いをひとことでいえば運動量の水平収束・発散について充分な考察がなされなかったことである」とし、大規模擾乱と小規模擾乱の水平収束の質の違いを強調している。筆者はリチャードソンは大気中にはいろいろのスケールの現象があり、それぞれのスケール特有の運動をしているという事実を知らなかったために失敗したと考える。

後に述べるように、現在数値予報や数値シミュレーションに用いられているプリミティブ方程式は基本的にはリチャードソンの用いた方程式と同じ式である。このことをもってリチャードソンは正しかったとする意見もあるが、リチャードソンのプリミティブ方程式に対する認識と、現在の同じ方程式に対する認識とは、全く質的な差があるのである。フィリップス(1970)はプリミティブ方程式が、ゆっくり変化する気象学的に意味のある波と高周波の重力波という全く質的に違う波を持つこと

* Meteorological publication of L.F. Richardson as they appear to him in October 1948, Weather, 4, 6-9 (1949).

を強調し、

“若し、リチャードソンが $t=0$ 以後まで*予報をつけていたら、あまり振幅の大きくない高周波の誤差が重なっていることを無視すれば合理的な気圧場や風の場を再現することに成功していたであろう”

と述べている。質的に違う波の存在についての認識こそ重要なポイントである。

2.3. 長波の発見

では大気中の擾乱のスケールとその性質の違いはどのようにして認識されてきたのであろうか。1854年11月14日、クリミア戦争のさなかにフランスの軍艦アンリー4世号が、暴風によって沈没し、その原因調査の結果、フランスの気象事業が始まり、それが世界的な気象事業に広がっていったとされているが、その結果、広範囲の地上天気図が作られるようになり、中緯度地方の大規模な天気現象は偏西風帯を移動する低気圧に付随していることが知られるようになった。そしてこの低気圧の発生・発達の原因を明らかにするのが理論気象学の基本問題の一つになった。この問題を最初に取り上げたのが V. ビャークネスです。すでに1916年、低気圧は西風の基本場に重なった力学的に不安定な擾乱から発達したものであることを明らかにしていたことを有名な著書**の785ページで書いている。この理論はその後 J. ビャークネス(1919)によって発見されたポーラー・フロントによって確かめられた。すなわち、J. ビャークネスとソルベルグ(1921)は地上天気図の解析から、低気圧が実際にポーラー・フロント上の波状の擾乱から発達することを明らかにした。その結果多くの研究者が不連続線上の小擾乱の安定性の問題を取り上げ、いわゆるフロント・セオリーが気象力学の中心的なテーマとなった。

1930年に入り、従来の山岳観測だけでなく、測風気球やラジオゾンデによる高層観測が行われるようになった。その結果、上層では大体偏西風が卓越しているが、西から東へ向かう等圧線に、時々波状の擾乱が起こることがわかった。この擾乱は等圧線をクローズさせるほど強くないので、フィッカーは“プライマリーの波”と名付けていたといわれる***。ドイツではこの波が地上の

* 計算不安定をおこさない条件を満たしたうえで1ステップだけでなく、それ以後も(著者注)。

** Bjerknæs, V., J. Bjerknæs, H. Solberg and T. Bergeron: *Physikalische Hydrodynamik*, Berlin, J. Springer, pp. 797 (1933).

*** J. ビャークネスの1937年の論文。

高・低気圧と付随して東進する性質があることを見つけこの波を流す指向流を日常の天気予報に利用していた。

1937年 J. ビャークネスはマルグレスが導いた傾向方程式を用いて何故この波が東に移動するかを理論的に明らかにした。彼は水平発散項を傾度風の関係を用いて気圧場の形から評価したのであるが、ある意味では“準地衡風近似”的な考えをはじめて導入したものである。さらに彼は等圧線と等温線の分布から類推して、低気圧が発達するためには地上の低気圧と上層の波が相対的にずれていなければならないことを指摘している。低気圧の発達についてのこの考察は、大気の傾圧性、すなわち偏西風の鉛直シャーの重要性を指摘したもので、まさに卓見というべきである。しかし、彼はまだ上層の波のスケールは前線上の低気圧と同じスケールであると考えていた。

ところが、高層観測点の密度が高くなるにつれて、地上の前線上の擾乱と上層の擾乱とが必ずしも1対1に対応するとは限らないだけでなく、必ずしも全てが東進するとは限らず、停滞したり、西進するものもあることがわかってきた。その頃スウェーデンからマサチューセッツ工科大学(MIT)に移り、アメリカ気象局の援助のもとに週間予報の合理的な方法を見出そうとしていたロスビー(1939)は5日平均天気図から特長的な現象を導き出した。5日平均をとることによって、速く移動する波動性擾乱を消し、大規模な擾乱を残すことを試みたのである。先ず、北半球地上天気図の5日平均図を3年間毎週1回作ってみると、冬には平均的に5個の大規模擾乱(アイスランドとアリューシャンの低気圧、大西洋、アジア、太平洋の高気圧)があり、これらの中心がしばしば二つに分かれるだけでなく、あるものは数週間も続いて西に移動することが明らかとなった。これらが半永久的な作用中心(semi-permanent action center)とよばれるものである。さらに、アメリカ大陸上で3kmの高度の上層天気図の5日平均図を作り、冬のアメリカ大陸上に、ほぼ数週間にわたって停滞するトラフがあることも明らかにした。これらの事実から、ビャークネスなどによって研究されていた波長1,000~2,000kmの前線上の波動とは明らかに違う、波長3,000~6,000kmの長波が存在することが確認されたのである。

ロスビーの近代気象学への貢献はただ単に前線性波動と明らかに異なる長波を発見しただけでなく、気象力学を適用するに際しての画期的な方法論を採用することによって、長波が比較的単純な力学的法則にしたがって運



第3図 ロスビー (1898—1957).



第4図 チャーニー (1917—1981).

動していることを明らかにした点である。リチャードソンは大気現象に効くと思われる全ての効果を取り入れたため、用いた方程式は極めて複雑で、それを解くのは容易なことではなかった。しかし、ロスビーは先ず大気の運動に最も重要だと思われる項だけを含んだ最も簡単なモデルから出発し、徐々に他の項を取り入れて行くという方法論を採用したのである。もちろんこの方法では第一近似が実際の大気の運動をかなりよく表しているということが必要条件であるが、こうすることによってまだよくわかっていない項を一度に取り入れることによって生じる混乱を避けることが出来るのである。

ロスビーは摩擦がなく均質非圧縮で、しかも完全に水平運動であるという最も簡単な大気を考えた。これは大気の高さ約 10 km に対し、水平の拡がり数が数 1,000 km の擾乱は第 1 近似として水平運動と見なし得るという観測結果を基礎にしたものである。このような場合には大気の運動を支配する方程式は“絶対うず度を保存する”単一の方程式になる。彼はこの方程式を用いて J. ビャークネスが取り上げた波動性の擾乱の移動速度を調べ、J. ビャークネスとは違って、移動速度はコリオリ因子の南北差と波長とによって変るという結果を得た。すなわち、緯度と西風の一般流とによって決まる臨界波長より短い波は東進し、それより長い波は西進するという結果を示し、前述の 5 日平均図の解析で得た作用中心の移動がこの理論で説明されることを明らかにした。

そして西風一般流の強さを示すインデックスとして 35°N と 55°N の帯状平均の気圧差を取り、これがアリュシャン低気圧の東西方向の変位と平行して変化していることを示して長期予報の可能性を示唆した。この事実はリチャードソンの失敗以後、気象界を風靡していた“気象力学は大気の性質を説明するには有効だが予報には役立たない”という神話を打ち砕く画期的なものとなった。

2.4. 擾乱のスケール

ここでチャーニー (1947) が登場するのである。彼はロスビーの用いた、非圧縮パロトロピック大気では、低気圧の移動速度については合理的な結果を与えるが、低気圧の発達・衰弱については全く無力であることから、この解決のために波の不安定性の問題をとり上げた。すなわち、ロスビーのモデルでは波の運動エネルギーに変換されるポテンシャル・エネルギーがないので、基本場が鉛直方向にシャープを持つパロクリニック大気に拡張することを試みたのである。丁度その頃 J. ビャークネスとホロンボ (1944) がパロクリニック大気の波の移動・発達についての理論を出した。彼等は例の通り傾向方程式を用い、運動量の水平発散が 0 になる高度が低ければ低い程波は不安定になるという結果を得た。しかし、このような定性的な考察では波の運動や三次元的構造を求めるといった基本的な問題は解決されないで、チャーニーは最もオーソドックスな方法でパロクリニック大気の

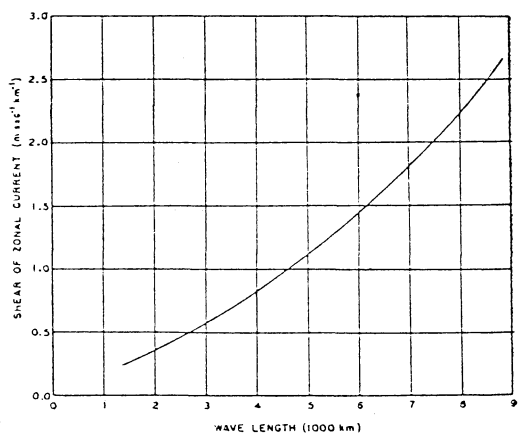
長波の力学にとりくんだのである。

先ず彼はロスビーの方法論にしたがって、出来るだけ簡単化した方程式を採用した、すなわち、数学的に簡単にするため球面座標の代りにカーテンアン座標をとり、大規模でかつほぼ水平な運動をとりあげるとして、加速度およびコリオリー力の鉛直成分、鉛直流を含んだコリオリー力の水平成分を無視し、摩擦項も落した。その結果、風の水平成分の運動方程式は加速度、気圧傾度力、コリオリー力の三項だけになり、鉛直成分の式は静力学の式となる。さらに熱力学の式には断熱の仮定を採用した。リチャードソンの用いた基礎方程式と比べると驚く

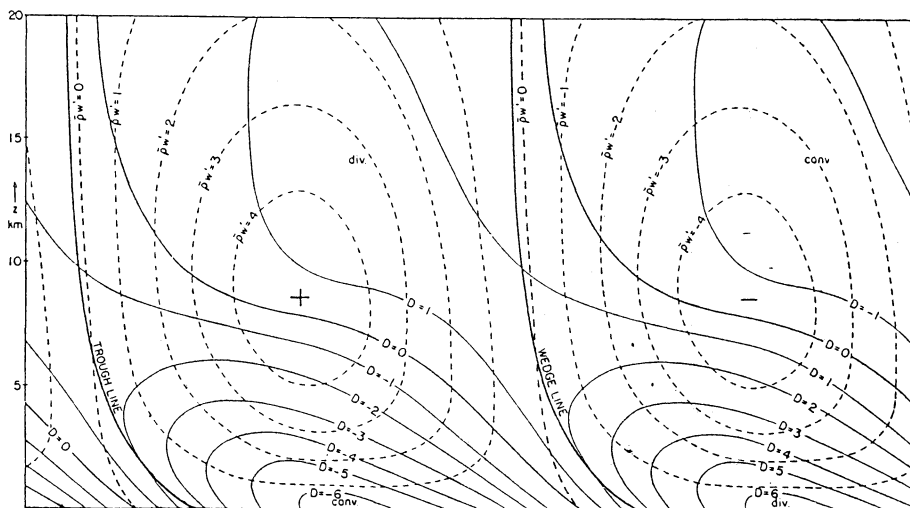
ほど簡単化された基礎方程式になったが、彼は別の論文でこの簡単化を、大規模な大気の運動は準静的、準断熱的、準水平的、準地衡風のな運動で特徴づけられることを知っていた総観気象の人々の経験をもとに導いたものであると言っている(チャーニー, 1948)。

いずれにしろ彼はこの簡単化された方程式(現在はほとんどこの式がそのまま使われている)を用い、鉛直シャーを持つ基本場に重なった小擾乱の運動をしらべたのである。彼は先ず、鉛直方向に振幅が様な擾乱、すなわちパロトロピック擾乱の位相速度と西風一般流との関係を求めた。その結果、このような大気には音波と同じオーダーの位相速度を持つ二つの重力波と、西風一般流と同じオーダーの位相速度をもつ波があり、後者の位相速度は J. ビャークネスとホロンボが定性的な方法で求めた波の位相速度と完全に一致することが明らかになったのである。さらに西風一般流と波の位相速度がともに音波にくらべて圧倒的に小さいという仮定を用いると、後者のいわゆる気象学的波と二つの重力波を分離することが出来、その時には擾乱の速度成分は近似的に地衡風になることも示された。すなわち、地衡風近似を運動方程式のある項に用いることによって、気象学的に意味のない波(ノイズ)をフィルターすることが出来ることがわかったのである。

チャーニーはこのパロトロピック擾乱で用いた仮定を振幅が鉛直方向に変化するパロクリニック擾乱に拡張し、かの有名な傾圧不安定の規準(第5図)を示すと



第5図 チャーニーの求めた傾圧不安定曲線。



第6図 不安定傾圧波の鉛直構造。実線は運動量の水平発散, 点線は運動量の鉛直成分を示す(チャーニー)。

もに、不安定な波の鉛直構造(第6図)を提出した。これは西風一般流の鉛直シャープがある臨界値よりも大きくなると波が不安定になることを示したもので、このモデルでは摩擦が考慮されていないので、波長の小さい波程不安定になり易いことになっているが、摩擦を入れると波長3,000~6,000 km の長波が最も不安定になる。また、第6図で示されたようにノルウェー学派によって見出されていた低気圧の構造とそっくりな鉛直構造が得られただけでなく、不連続線は低気圧の発達によって作られることが明らかになったのである。

チャーニー(掲掲1948年の論文)はここで用いた仮定の合理性は何処から来たかを考察し、気象学的に重要な運動と他のいろいろな種類の運動とを区別する根本的なものはそのスケールによる差だけであると、航空力学の境界層理論で用いられていたディメンション・アナリシスと同じ手法で、大気の運動をスケールの観点で统一的に解釈することを試みた。すなわち、運動の水平および鉛直のスケール、擾乱の位相速度、水平風速、静的安定度を特徴的なパラメータとして選び、運動方程式の各項のオーダーを評価した。そして彼自身はロスビー数という定義は用いていないが、ロスビー数と同じ、水平方向の加速度とコリオリー力の比を一つのメジャーにして各項のオーダーを当たり、大規模運動は基本的に準地衡風のであることを明らかにした。

この論文のもう一つの重要な結論は、長波の水平発散の項は水平発散そのものよりも1桁大きな二つの水平発散の差になっていることを明らかにした点である。したがってこのことからリチャードソンが何故傾向方程式を用いて地上の気圧変化を求め、145 mb/6 hr という大きな結果を生んだかがわかる。すなわち、地上の気圧変化は符号の違う二つの大きな運動量の水平発散の差によっており、これらの発散量は、たとえ現在のような密度の高い観測網を用いても、観測値そのものからは十分な精度で求めることが出来ず、常に大きな誤差を含んでいるのである。したがって、大規模場の運動を取り扱う際は水平発散項を直接取り扱うことは避け、何らかの方法で水平発散項を消去した式から出発しなければならない。J. ビャークネスとホロンボが傾向方程式を使いながら低気圧の理論で成功したのは、それを定量的にはなく、定性的に用いたからである。

このようにして大規模擾乱の力学が明らかになり、準地衡風近似の合理性と有効性が確認され、数値予報を具体化する基礎が確立したのである。

2.5. 数値予報の誕生

数値予報の発展にとって幸運だったことは、前記の数値予報の理論の発展と歩調を合わせるように電子計算機が開発されたことである。すなわち、1946年プリンストン高級研究所にフォン・ノイマンを長とする電子計算機開発のための新しいプロジェクトが作られた。ブラッツマンは1978年10月27日、アメリカ気象学会創立50周年の記念講演で「数値予報の門出」という講演を行った。その中で彼は「フォン・ノイマンは当初から数値予報に計算機を用いようと考えていた。彼はこのプロジェクト発足後わずか2、3カ月しか経っていない1946年5月、海軍に対し、このプロジェクトの中に気象学者のグループを作ることを提案している。この提案は数値的に天気予報を行うという点で、4分の1世紀前のリチャードソンの著書以来、おそらくはじめての幻想的な提案であったであろう」と述べている。

1948年にこのフォン・ノイマンのグループに参加したチャーニーは、等圧面座標を気象に最初に導入し、チャーニーとは別個に準地衡風の予報方程式を出していたエリアセンとともに、より一般的なモデルによる数値予報をとり上げる前に、一様な帯状流に小擾乱が重なっているという最も簡単なパロトロピック予報をとりあげた。彼等は一次元線型うず度方程式を45°Nの緯度圏に沿って積分し、500 mb面の高度の24時間予報を行った。解はグリーン関数を使って求め、大規模な山岳による“強制”擾乱も加えるなどして、このような数値的方法による予報が十分実用に堪え得ることを示した。

電子計算機を用いた本格的な数値予報はその翌年1950年3月5日メリーランド州のアバディーンの弾道研究所の計算機ENIACを用いてなされた。パロトロピック・モデルによる500 mb面の高度の24時間予報を行ったもので、用いた格子間隔は45°Nで736 km、格子点数は15×18で予報領域はアメリカ中部から大西洋中部まで被っていた。記憶容量わずか20個という計算機であったので、24時間予報2例を計算するのに35日かかったという。正味の計算時間は24時間予報に24時間であった。まさに1日予報に1日かかったのであるが、V. ビャークネスが“数年かかってもし明日の予報が出来、計算結果が実際と合ったならばその時こそ気象学が精密科学になる”と述べた時が来たのである。

この結果はチャーニー、フェルトフト、フォン・ノイマンの連名で1950年発表されたが、彼等のほかにフリー

マン, スマゴリンスキーがデータの準備や実際の計算機操作を行い, プラッツマンはアバディーンまで出掛けてプログラミングの仕事を援助した. このような表面にあらわれない人々の協力と35日間にも及ぶ悪戦苦闘の結果数値予報が誕生し, リチャードソンの夢が実現したのである.

その後計算機の進歩とともに予報モデルは高・低気圧の発達・衰弱まで取り扱えるパロクリニック・モデルへと発展した. その中で最も注目を浴びたのが, 1950年11月下旬アメリカ東部で急速に発達して大被害をもたらしたいわゆる“11月低気圧”の予想を試みたチャーニーとフィリップスの3層パロクリニックモデルによる予報である. この予報結果は低気圧の急速な発達と南下をほとんど完璧に近い形で予報したもので, それまで数値予報に懐疑的であった人々の疑惑を一挙に吹き飛ばすものであった. この結果数値予報のルーチン化の要求が強まり, 1955年, ワシントンにアメリカ気象局, 空軍および海軍合同の JNWPU (Joint Numerical Weather Prediction Unit) が作られ, 記憶容量約8,000個の電子計算機 IBM 704によって, 北半球全域をカバーする領域の500 mbのパロトロピック・モデルとアメリカ大陸を被る領域のパロクリニック・モデルによる予報がルーチン的に実施されるようになったのである.

この数値予報で得られた成果は直ちに数値シミュレーションに生かされた. すなわち, フィリップス (1956) は緯度のある与えられた関数である非断熱項と摩擦を含んだ準地衡風2層パロクリニック・モデルを用いて大気大循環の数値シミュレーションを行い, 中緯度帯の偏西風ジェット形成や高・低気圧の発生・発達, 移動, 衰弱など極めて現実的な大気の状態の再現に成功しただけでなく, エネルギー変換や運動量輸送, 三細胞の形成など大気大循環の中心的課題も見事にシミュレートした.

2.6. 準地衡風から非地衡風へ

ところで準地衡風の近似は中緯度地方の長波を対象にしてスケール・アナリシスした結果導き出されたものである. 予報領域が北半球全域を含むようになり, 赤道地方まで予報対象になってくるとどうしても大きな誤差が生れる. 同時に中緯度地方でもさらに精度を上げることが問題になり, 1950年代のころから非地衡風の問題が俎上にのぼってきた. 1960年秋の日本気象学会が主催した初めての国際会議「数値予報に関する国際シンポジウム」はこの意味で画期的な会議であった. すなわち, わが国の岸保, 荒川 (昭夫) をはじめ, チャーニ

ー, シューマン*, フェルトフト, ライザー**など錚々たる学者が, 準地衡風から非地衡風へ進む道を, ある人はプリミティブ方式で, ある人はバランス方式で, またある人は新しいスキームを提案し, 如何にしてリチャードソンの失敗を繰り返さずに, しかもより精密なモデルに発展させるかを論じた. しかしその反面, 台風発生の数値シミュレーションでは各格子点毎に積雲対流のような擾乱を作り, 極端な表現をすれば計算機を用いているから計算は早くなったが40年前のリチャードソンがおかしたと同じ失敗を繰り返しているに過ぎないものもあった. この問題でチャーニーが

“積雲スケールの運動に対して最も不安定な大気の時何故大規模な対流システムが出来るのだろうか. 台風やハリケーンと積雲とは競合するものではなく, 協力し合うものだと思う. すなわち, 積雲対流が大規模場のエネルギーを維持することに協力し, その結果熱帯低気圧の中の上昇運動が組織化されるのである***”

と述べているのは非常に興味のあることである. サブグリッド・スケールの現象の効果をグリッド・スケールの運動にどう取り入れるかという, いわゆるパラメタリゼーションの問題の萌芽がこのシンポジウムで取り上げられたのである.

積雲対流が台風の境界層内の大規模場の摩擦収束で組織化れさ, その時に放出される凝結の潜熱のフィードバックによって台風が発達するという, 台風の発生・発達のメカニズムを初めて明らかにしたのは大山 (1964) で, チャーニーとエアセン (1964) はこのメカニズムを CISK (Conditional Instability of the Second Kind) と名付けた. 大山のモデルは水蒸気は直接予報せず, その効果を境界層上端の鉛直速度に比例させているが, 水蒸気の子報も行い, かつ雲量という概念を導入して積雲対流のパラメタリゼーションを行ったのがクオー (1965) であり, 積雲のエントレーメントやデトレメントの効果を取り入れた最も一般的な積雲対流のパラメタリゼーションの方式を提案したのが荒川とシューパート (1974) である.

このような積雲対流のパラメタリゼーションと平行して境界層や大気放射のパラメタリゼーションの研究も行

* アメリカ JNWPU.

** ドイツ連邦共和国気象局.

*** Proceedings of the International Symposium on Numerical Weather Prediction in Tokyo (1962) の402ページ.

われ、大規模山岳の効果などとともに、数値モデルに組み入れるべき物理過程の研究が急速に進行していった。

一方、数値計算を具体化するための計算スキームの研究も数値予報および数値シミュレーションの発展に欠かされた。前にも述べたように、リチャードソンの失敗の原因をクラーン・フリードリッヒ・ルービの計算不安定のせいだと考えていたくらいであるので、数値予報の始まった当初からこの種の計算不安定で失敗することはなかった。しかし、別な計算不安定がわかったのである。それに最初に遭遇したのはフィリップスで、例の初めての大気大循環の数値シミュレーションで、ある種の計算不安定からどうしても30日以上積分を行うことができなかったのである。これは用いる方程式が非線型であるため、タイム・ステップを踏むたびに波長の小さい波が生じ、エリアシングの誤差で分解可能な最小波長の付近のエネルギーが無限に大きくなるためである。フィリップスはこれを非線型計算不安定と名づけた。この不安定を見事に解決したのが荒川(1966)である。彼は微分方程式を差分方程式に直す際には、微分方程式が持っている保存則、すなわち、質量、エネルギー、うず度、エンストロフィーなどの保存則が差分方程式でも成り立つような差分スキームを作ることの重要性を強調し、非線型計算不安定を防ぐスキームとして2次の量、特にエンストロフィーが保存するスキームを提案した。この結果、不自然に大きな拡散係数を用いなくとも長時間積分が遂行できるようになったのである。

計算問題でいま一つ特筆すべきことは、高速フーリエ変換法(FFT)と非線型項の計算量をへらす変換法が開発され、スペクトル・モデルの実用化が可能になったことである。スペクトル・モデルは空間差分に伴う切断誤差がない、極のような特異点をもつ座標系でも取り扱いが容易であるなどの理由で、特に全球モデルには有利であるが、従来は計算量が膨大なため実用化が困難であった。ところが1965年のクレーエイとタッキーによるFFT法と、オーザック(1970)とエリアセンなど(1970)が独立に開発した変換法によって計算量を大幅に短縮することができるようになった。このほかセミ・インプリシット・スキームなど時間積分を短縮する方法や、時間短縮だけでなく高周波ノイズを消す計算スキームも開発され、長時間積分を効率的に実施する方法が確立された。

このように、数値モデルに組み入れるべき物理過程の研究の発展によって、数値予報はもちろん、数値シミュレーションのモデルが年々精密化し、計算手法の開発に

よる計算時間の短縮と、計算機の急速な進歩とによって、数値予報と数値シミュレーションの研究がまさに“百花放斉”の状態にあるというのが現在であろう。

3. わが国の研究

岡田武松は「気象学の開拓者」(1949)の中で“北尾次郎先生は偉大なる数理気象学者の一人である”と述べているが、わが国の気象力学の魁けを作ったのは北尾次郎で1887年(明治20年)「地球上大気の運動と颶風の運動」を発表した。これはオーベルベックよりも前に大気大循環の特徴を力学的に表現しようとしたもので、日本はもちろん世界的にも優れた研究で、1929年ハウルヴィッツは“北尾次郎の大気力学上の業績”として高く評価したといわれる。

しかし、この北尾の研究を進展させる環境は日本になく、それ以後の研究の主流は主として記述的な気候学の方へ傾いていった。その中で岡田が気象現象の原動力である太陽放射から地球上の風系さらに天気予報にいたるまで、気象学一般についての最初の本格的教科書といえる「近世気象学」(1901)を、ついで「気象学講話」(1908)、「気象学」(1927)を著し、気象の啓蒙に力をつくした。この中で藤原咲平(1922)が「渦動に関する研究」を発表した。彼は地球上の現象は全て渦動よりなっており、それが対称になる性質、同種のうずは併合し、異種のうずは反発するという性質などを明らかにした上、それを説明するものとして“渦動系(vorticity)”の重要性をはじめて指摘した。さらにうず度変化の式から水平収束、立ち上り項の重要性まで論じた。この研究は後にわが国の現代気象学の先覚者となった正野重方に大きな影響を与えた。藤原のいま一つの業績は関口理吉との共同研究で3,000mの高度の推算等圧線を作ったことで(1919)、上層の流れの重要性を先見的に認めていた点には敬服する。気象100年史の394ページに

“荒川秀俊の説によると昔藤原咲平が例のケンブリッジ版のリチャードソンの Weather Prediction by Numerical process を持っていてこういうことをやれば数値予報ができるということをお口癖のようにいっていた”

と書かれている。藤原が数値予報に興味を抱いていたという点も注目に値するところである。

藤原以後、西村伝三の前線論、堀口由己の台風論、荒川秀俊の気団論など優れた研究があるが、当時の観測網、特に日本の地理的位置から来る必然的なハンディキ



第7図 正野重方(1911—1969)。

ャップからやむを得ないが、地球規模で現象を見るという点で欠けていた。唯一に小平吉男・荒川秀俊・桜庭信一・大間俊二らによって大気大循環や大気の振動に関して理論的研究がなされたが、これとても観測事実から出発するというよりは方程式の変形に重点があるという性質のものであった。

このような時に正野重方が登場するのである。正野は1969年10月27日逝去されたが、当時の気象学会理事長山本義一が書いた「故 正野重方教授の御逝去を悼む*」という追悼文には正野が研究を始めた頃の事情が書かれているので、少し長くなるが以下に引用しよう。

正野(以下敬称を省く)は1911年12月12日大阪に生れ、旧制大阪高校を経て、東京帝国大学理学部物理学科を1934年に卒業、中央気象台に勤務した。地震波伝播の理論的研究により1939年理学博士の学位を得た。その後正野の興味は気象に移り、恩師藤原先生ゆずりの渦度という概念が正野の頭の中で渦まきはじめたのは日支事変の終り頃からであったと思う。正野は自分の考えていることを人に話さずにはおれない性分で、その頃気象台の廊下で、あるいは駿ヶ台辺を歩きながら、あるいは喫茶店でコーヒーを飲みながら眼をかがやかせてその研究の

内容を語ってくれた正野の印象は、30年を経た今でもはっきりと私の脳裡にある。この頃が正野が研究者として一番充実した時期であったと思う。その成果は「大気擾乱の研究」という表題のもとに1940年から1948年にかけて気象集誌に発表された12篇の論文にまとめられている。正野の着想は、上層大気の擾乱を渦度の移動としてとらえようとしたものであり、新しい気象力学の芽生がこれらの論文のなかに読みとれる。

ただ正野の論文は日本語で書かれていたことと、時期が第二次大戦をはさむ頃であったために、これらの論文が広く世界の研究者に読まれなかったのは残念である。その頃日本の外にあっても、Rossbyが正野と同様の意味で渦度の重要性に気づいていた。そしてそこから出発する新しい気象力学の発展は、戦争の打撃が少く研究者層の厚い Rossby を中心とする一派によって主として進められたことは止むを得ぬ成行であった。しかし正野の仕事は戦後の若い研究者の道しるべとなり、現在のわが国の気象学の発展につながるのである。

正野(1940)は「大気擾乱の研究(渦動の波動論)其(一)(序報)」で“低気圧は波動なりや渦動なりや?”と問題を提起し、J. ビャークネスなどの波動論は不十分であると、1) 極く初期の低気圧波に渦動性があるか、あるいは如何にして発生し、発達するか、2) 成長した低気圧を波動論より取り扱えないか、として、渦動性波動あるいは渦動波(vortical wave)の概念で低気圧の発生・発達および移動、埋積その他一切の現象を一元的に取り扱う理論の構築を考えたのである。彼は圧縮性流体の運動方程式よりうず度方程式を作り、先ず発散のない場合でかつ一樣な一般流中の小渦動波の発達を論じた。そして摩擦も傾圧性もない時の波動の移動速度を与える式として、1939年にロスビーが得たもの、横幅のある擾乱に対して1940年ハウルヴィッツが得たものと同様の式を得た。さらに、摩擦項による低気圧の減衰を定量的に見積り、傾圧項の影響によって低気圧が発達するための条件を導いている。

しかし、残念なことに折角ロスビーやハウルヴィッツと同じ長波の移動速度を与える式を求めていながら、前線性波動と異なる長波の存在を見つけることはできなかった。すなわち、 β 効果による西向き速度の項の表では折角波長6,000 kmの波動の値を出していながら1,000 km以内の波長にはこの項を無視してよいとしてこの項についてはそれ以後全くふれていない。また、うず度と発散が相互に依存し合う関係性を導きながら、それもせ

*「天気」, 第16巻, 12号, i-ii.

いざい波長 1,000 km 以下の低気圧と 150 km 以内の台風に適用しているにすぎない。

では何故正野を含め日本の研究者はプラネタリー波を見出し得なかったのであろう。その第一は日本が厳しい戦時下におかれていたためである。すなわち、藤原以来上層の推算気圧が使われたり、1930年代半ばから始まったラジオゾンデや測風観測で上層天気図の重要性が認識されてきていたが、館野上空で想像外に強い西風（いわゆるジェット気流）を発見しているながら、風船爆弾に使うという方向へ進んだことに端的に示されるように、低気圧発生理論などよりも、すぐ役立つ研究が重視された。事実、正野も1942年に「大気擾乱の研究（第七報）」を書いた以後この研究を中断し、当時最も重視されていた航空気象にとって問題になっていた大気の熱的安定度の研究に移っている。

第二のそして最も大きい原因は、正野がこの研究を始めた頃はまだ高層天気図が日常的に作られていなかったことである。もちろん臨時的には作られていたが、わが国の地理的ハンディキャップのため観測から長波を見出すことはできなかった。すなわち、たとえ当時わが国が占領していた満洲（中国東北部）や中国東部を入れても、いわゆる気象管制の影響もあって、わが国が入手出来る高層観測地点の分布は、東西方向で経度約 30° の幅の地域であり、せいぜい長波の一つの谷か峰が入る範囲であった。事実、昭和18年ルーチン的に高層天気図が作られるようになってからの資料を用いて、上層低気圧についてすぐれた研究を発表した沢田（1947）さえ、観測から長波を発見することは出来なかったのである。これに反し、アメリカ大陸は経度約 50° 以上の幅があり、さらにロスビーたちの努力で、船舶上の測風観測まで利用したので、波長数 1,000 km のプラネタリー波が見出されたのである。

第三の原因は「単純なものから複雑なものへ」というロスビーなどのとった方法論をとらず、複雑な方程式をそのまま用いたことである。すなわち、ロスビーは非圧縮、非発散二次元のうず度方程式を用いたが、正野は圧縮性流体三次元のうず度方程式を導き、二次元、非発散の場合も取り扱ってはいるが、等圧面座標を用いれば消えるソレノイド項を重視している。これはその当時のわが国の研究者の間では簡単化よりも厳密さが要求される風潮があったためであろう。事実

“昭和16年に荒川秀俊が正野の研究をロスビーの垂流と称し、直角座標を用いることの不可なることを説いた

（5月）、これに対して正野は第5報（11月）で荒川の所論に対して鋭く応答し、日本には北尾一岡田一堀口一藤原という数十年前よりの渦動論的低気圧論があり、これこそ日本の低気圧論であり、今更アメリカのまねをする必要は全くないと反論した*”

と書かれているが、正野は球面座標を用いても本質が変わらないことを証明せざるを得なかった。まさに今からみれば不毛としかいいようのない議論で精力を費やさねばならなかったのである。

しかし、この正野のアイデアは戦後に引きつがれ、多くの後継者によって具体化された。先ず1950年正野、岸保、佐々木、小出は共同して、「数値予報について」という論文を発表した。正野等はこの論文の緒言で、数値予報の原理をのべ、ついで現象が常数係数の微分方程式で記述される場合の解をフーリエ級数で展開して求める方法を示した。これはチャーニーとエリアセンがグリーン関数で展開して 45°N の 500 mb 高度の24時間予報を行ったものをフーリエ級数で行ったものであるが、わが国で初めて数値的に24時間予報を実施したものとして評価される。

それ以後のわが国の数値予報および数値シミュレーションの発展については岸保、廣田のレビューにゆずり、ここではそこでふれられていない2、3の問題についてふれることにする。先ず第一は岸保が日本の数値予報の発展に果たした役割である。彼は1950年正野等とともに前記フーリエ級数を用いた数値予報を手掛けただけでなく、同年「偏西風の安定度の規準について」を発表し、一般流が南北方向に変化する場合の安定規準を導くとともに、チャーニーの傾圧不安定の規準を別の方法で導き、併せて高緯度地方ほど不安定になり易いことを示した。彼はスケールの観点から、非断熱項の中の海面を通して海洋から大気への顕熱輸送と凝結による潜熱放出の項の重要性を指摘し、ルーチンの準地衡風バロクロニック・モデルの精度向上に貢献しただけでなく、ロスビー数とともに G-数を導入して、非地衡風バランス・モデルの原型ともいえる予報方程式を導出した（1957）。

岸保はこのような理論的な面だけでなく、日本の数値予報のルーチン化に大きく貢献した。彼は1952年10月から1954年3月までプリンストン高級研究所に招かれて渡米した。この渡米は気象界でも最初の頃であり、ほとんど鎖国状態であった戦時中を思えばそれ自体画期的なことであったが、特に世界最初のバロトロピック予報を成

* 気象100年史 464ページ。

功させ、“11月低気圧”の予報を目指してバロクリニク・モデルにとりこんでいる最中の活気にあふれたプリンストンでの生活は、彼に数値予報に対する大きな確信を与えたと思われる。事実彼は彼自身の研究のかたわら、アメリカの新情勢を刻銘にわが国の研究者に知らせてきた。日本の数値予報のさきがけを作った東京数値予報グループが1953年12月彼の帰国を前に作られたのは、アメリカからの彼の手紙に触発された結果といてよいであろう。彼は数値予報のルーチン化のためにあえて東京大学の職を辞し、1957年4月気象研究所に就職し、前記の理論的な研究を進めるだけでなく、富士フィルムの電子計算機(Fujic)や富士通信機(FACOM 100)や電気試験所(MARK II)のリレー計算機など、当時使用可能な計算機を使って、数値予報の結果を具体的に出すことに努めた。Fujicはメモリーの数わずか256個の電子計算機で、筆者が初めて台風移動の数値予報を12×14の格子で行ったのもこの計算機であるが、大きな扇風機で冷やししながら、故障するとあちこちたたいて故障箇所を発見するというようなもので、折角小田原まで出掛けても、故障して全く計算が出来ないというようなことも度々あった。しかしいざしにしろ、このような努力が大型電子計算機 IBM 704 の導入の一つの原動力になったのは事実である。

1959年いよいよ数値予報のルーチンが開始されると同時に伊藤、増田、荒川とともに気象庁予報部電子計算室に転動した岸保は、全く現業の経験がなかったにもかかわらず現業当番に入り、数値予報の初期値の読み取り作業にも従事した。この中で前記の非断熱項の導入などによるルーチン・モデルの改良につとめるとともに、同好誌“OMEGA”を発行して、数値予報の解説普及につとめた。数値予報のルーチン化が軌道に乗った1971年、岸保は再び東京大学に戻った。

次は数値予報グループの果たした役割である。このグループは前述のように1953年正野を中心に東京大学、気象研究所予報研究室、竹平分室および気象庁予報課の有志で作られた。このグループの活動について詳しく述べる紙面がないが、このグループが大学や研究所の枠を越えて現業的にも予報課のグループを応援したことと、地方にまで数値予報の普及活動を行ったことについて述べよう。当時から台風進路の予報は重要問題であったが、佐々木と都田(1955)は数値予報方式による台風進路の予報法を提案し、フェルトフトの図式法によって具体化できることを示した。数値予報グループの会員は台風が

20°N以北に来ると、当番を組んでこの方式をテストし、実際の予報の参考に供したのである。それだけでなく、電気試験所の MARK II や当時はじめて日本 IBM 社に輸入された IBM 650 による台風予報が可能になると、そのプログラミングをはじめ、初期値の読み取りから計算結果のプロットまで、大学、研究所、気象庁本庁の違いを越えて協力した。

またこのグループは数値予報を地方に普及する上で大きな役割を果たした。各地へ講師を派遣しただけでなく気象学会が地方で開催された場合には、学会の終わったあとで、フェルトフトの図式法の講習を行い、地方でも数値予報が可能であることを示した。この図式法はその後気象庁の現場では台風の進路予想だけでなく、旬日予報などにも利用された。このようにして、大阪をはじめ仙台、新潟などに地方の数値予報グループが作られていった。そしてもともとは東京のグループ員の機関紙であった「うず」が地方にも広がり、数値予報の普及と実用化に大きな役割を果たした。このような中で、1956年「予報研究ノート」第7巻3号にグループ員の共同執筆による「数値予報(基礎)」が発行された。その緒言には

“数値予報グループは数値予報の研究に専念してきたが、その知識を日本の全気象技術者ならびに、気象研究者と共有するために、共力して数値予報の解説を試みた”

と述べられている。当時のグループ員の気概がみられるようである。ところで数値予報グループのこのような活動を支えたのは朝日新聞社の学術奨励金であったことを忘れてはならない。1955年1月正野を代表者とする数値予報グループに当時の金で100万円という高額な奨励金が与えられたのである。これによってグループ員の研究を助ける賃金職員給与と計算機の借料などを賄い、論文集を発行し、地方での数値予報の講習を行ったのである*。

最後に大型電子計算機の導入に踏み切った当時の気象庁上層部の決断についてふれよう。去る5月に開かれた日本気象学創立100周年記念祝賀レセプションに出席された当時の気象庁長官 和達清夫氏は「電子計算機導入の要望が出されたのは丁度気象庁の庁舎改築の話が進行中の時でした。大蔵省に電子計算機をとるか、庁舎をとるか二者択一を迫られ、電子計算機を下さいと言ったのですよ。おかげで庁舎改築は2、3年延びましたがね。しかし、計算機を入れておいてよかったですよ」と

* 気象100年史 395ページ。

述べられた。当初は研究のためにという要求であったのが、直ちに業務化するという形で予算要求されることになったとはいえ、当時の気象庁の予算規模の中で、これだけの大型電子計算機の導入に踏み切った当時の気象庁上層部の決断に敬意を表したい。この決断をささえたのは数値予報グループの熱意と1955年5月大阪で開かれた気象学会総会の席で採択された「電子計算機の早期設置」の要望書に示された全国の気象学会会員の支持であった。

日本で最初的大型電子計算機 IBM 704 が、数値予報のために導入され、アメリカに次いで数値予報の現業化がなされたのは、正野を中心とする数値予報グループの献身的な活動と、日本の気象界の支持、気象庁上層部の決断があっはじめて可能になったのである。

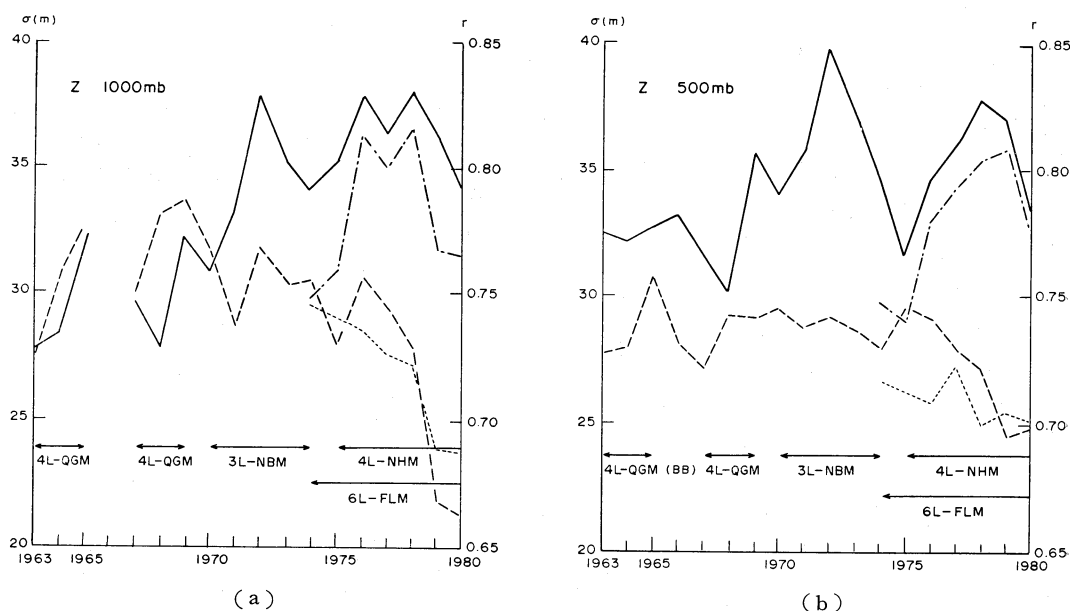
4. 数値予報と数値シミュレーションの現状

4.1. 数値予報の精度

わが国の数値予報がルーチン化されてからすでに20年以上が経過した。この間数値予報のモデルも当初の北半球500 mb の高度を用いた準地衡風パロトロピック・モデルからバランス・パロトロピック・モデル (BB)、アジア地域の4層準地衡風傾圧モデル (4L-QGM)、北半

球3層非地衡風バランス・モデル (3L-NBM) を経て、北半球4層プリミティブ・モデル (4L-NHM) とアジア地域の6層ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデル (6L-FLM) へと発展し、最近の北半球8層プリミティブ・モデル (8L-FLM) と10層ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデル (10L-FLM) へと変ってきた。また電子計算機も最初の IBM 704 から HITAC 5020F/5020, HITAC 8800/8700, HITAC M200Hへと高速化、大型化してきた。そしてルーチンの予報体制も当初の日曜、祭日を除いた1日1回12Zの資料を用いた予報から、年間を通じて1日1回となり、さらに現在の1日2回、00Zと12Zの資料を用いた完全ルーチン化へと変ってきた。この中で予報精度も年々向上してきている。

ところで、予報精度を見積ることは容易なことではなく、いろいろの方法が提案されているが、ここでは電計室発足当初からとられている相関係数とRMS誤差 (root mean square errors) を用いて予報精度向上のあとづけをしてみよう。第8図はアジア地域で計算した1000 mb と500 mb 高度の24時間予報の相関係数 (r) とRMS誤差 (σ) の年平均値を示したものである。この図で実線は相関係数、破線はRMS誤差を示し、1974年以降は6L-FLMによるものが、相関係数は一



第8図 アジア地域で計算した1000 mb (a) および500 mb (b) 高度の24時間予報の相関係数 (r) とRMS誤差 (σ) の年平均値。実線：相関係数、破線：RMS誤差、1点鎖線：6L-FLMによる相関係数、点鎖線：6L-FLMによるRMS誤差。

点鎖線で、RMS 誤差が点線で示してある。前述したようにこの間モデルも変り、計算機も変ったため相関係数や RMS 誤差の計算領域や資料数にも変化があり、計算機更新のために全く計算されなかったモデルもある。第6図の下方に示したモデル名はこれらの相関係数や誤差を与えた予報モデル名である。なお、プリミティブ・モデルになってから 1000 mb 高度の代りに地上気圧の相関係数や RMS 誤差が計算されているので、RMS 誤差は 1 mb を 8 m の割で換算した値を図示した。

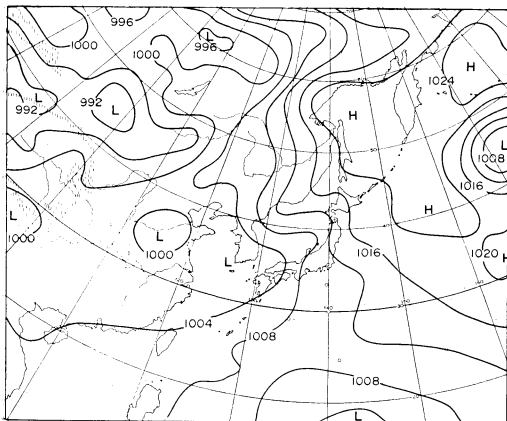
いずれにしろ、相関係数や RMS 誤差の計算方法が同じでないので一様に論ずることはできないが、大体の傾向として、年々予報精度が向上していることがうかがえる。特に 1000 mb の予報精度の向上が顕著である。すなわち、500 mb 高度では初期の頃の 0.77 から現在の 0.81 位まで 0.04 精度が上ったが、1000 mb 高度では 0.68 から 500 mb 高度とほぼ同じ 0.81 まで 0.13 も向上している。特に顕著なのは RMS 誤差で、プリミティブ・モデルになってから年々減少し、当初の 30 m 近い値が現在は 22 m 近くまで減少している。

48時間またはそれ以上の予報の精度についてはまとまった統計資料がないので、この期間にどのように精度が向上したかわからないが、予報時間が延びるほど精度が悪くなるのは当然である。しかし、少数の個々の日の例や外国の例などから約10年前の24時間予報の精度と同じ程度の精度が現在の48時間予報で得られていると考えてよいであろう。

4.2. いろいろのモデルによる予報結果の比較

(1) アジア地域の予報

1982年7月24日 12Z を初期値として、いずれもアジ



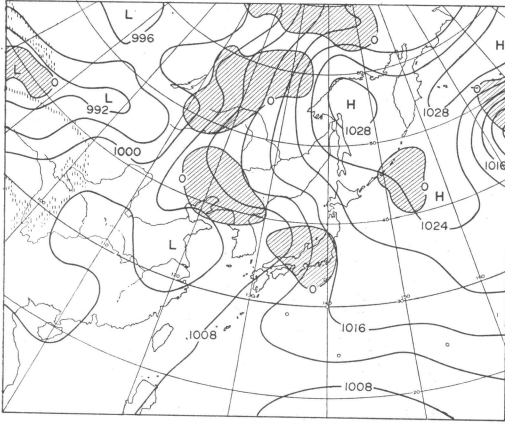
第9図 1982年7月24日 12Z の地上天気図。

ア地域の予報モデルである、6層準地衡風モデル (6L-QGM), 10層ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデル (10L-FLM), 11層超ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデル (11L-VFM42) による24時間予報の結果を比べてみよう。10L-FLM は本年3月よりルーチンに使われるようになった新しいモデルで格子間隔は 127 km, σ 座標系で大規模な山を含み、物理過程もかなり精度の高いものが考えられている。一方 6L-QGM は最新のモデルと比較するために走らせた旧モデルで、 ϕ 座標系で山の効果は近似的な形でしか入れられておらず、非断熱項も簡単なものしか入っていない。格子間隔も大きく 304.8 km である。11L-VFM42 は格子間隔 42 km の超ファイン・メッシュで予報領域も狭く、主として日本付近の雨予報を対象に電計室でテスト中のものである。

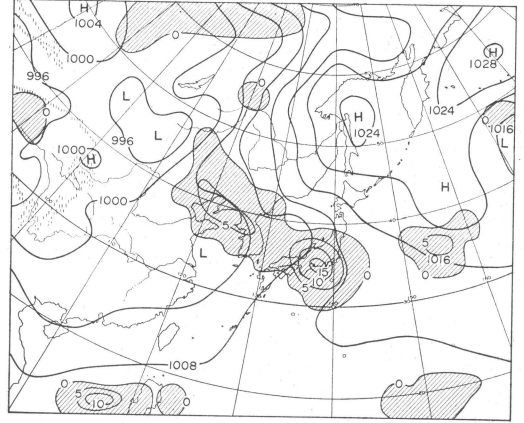
第9図は初期の地上気圧分布である。この図は客観解析で作ったものであるので細かい所までは表現されていないが、前日夕刻、長崎地方に記録的な豪雨をもたらした梅雨前線が、済州島付近の小さい低気圧から東南東に伸び、 31°N , 140°E 付近の低圧部を通して東北東に向きを変え、 45°N , 175°E 付近の低気圧に達している。一方、オホーツク海南部と北海道東方海上には高気圧がある。

この初期値をもとに24時間予報したあとの予想地上天気図に、前12時間の予想降水量の分布を重ねて示したのが第10図である。また第11図には7月25日 12Z の実況の地上天気図と、予想降水量と比較するために、7月25日 06Z の気象衛星“ひまわり”の IR の写真が示してある。まず第11図の実況をみると、済州島付近にあった低気圧は東に移動し四国付近に達し、それに伴って梅雨前線はやや北上し、本州南岸に沿い、前日 31°N , 140°E 付近にあった低気圧は低気圧になって 35°N , 150°E 付近に達している。オホーツク海南部の高気圧はやや南下し、少し発達し、北海道東方海上の高気圧は示度を変えないで約 10° 東に移動している。また、千島南部に弱い低気圧が発生した。

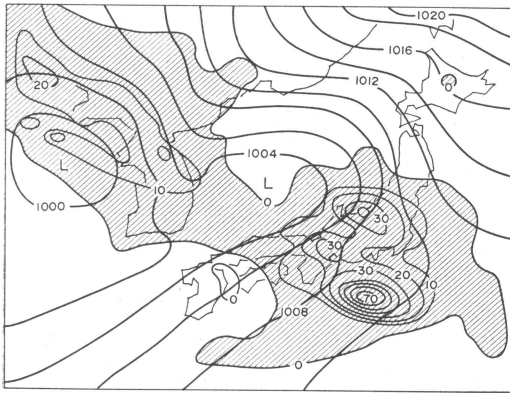
第10図の地上気圧分布の予想結果はいずれもかなりよく実況と合っているが、6L-QGM はオホーツク海および北海道東方海上の高気圧の示度を 4~5 mb 高く予想している。しかし、6L-QGM, 10L-FLM とも北海道東方海上の高気圧の移動の予想が小さく、実況の移動の約半分しか予想していない。また、 35°N , 150°E の低気圧の発生も予想できなかった。梅雨期や夏季のように大きな気圧変化がない時季には準地衡風近似モデルでもブ



(a)

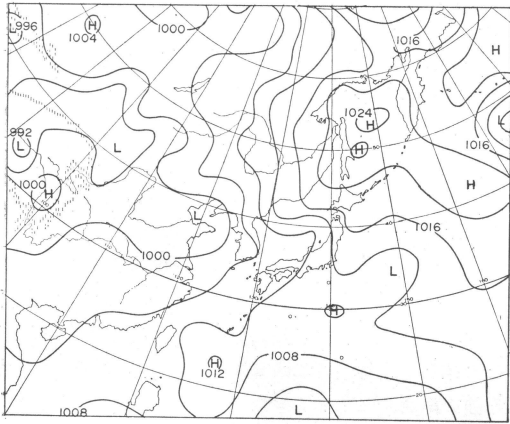


(b)

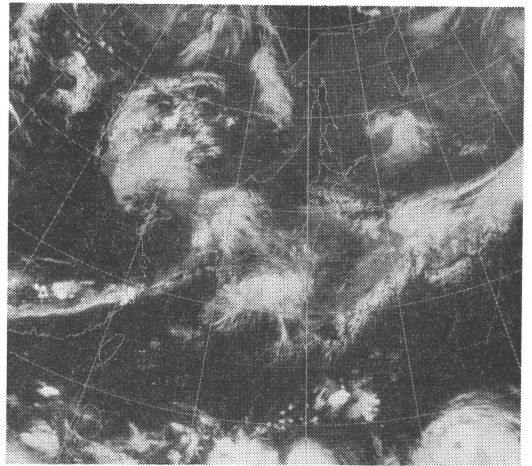


(c)

第10図 6 L-QGM (a), 10L-FLM (b), 11L-VFM42 (c) による予想地上天気図と前12時間の予想降水量(斜線部分). なお(c)は(a), (b)に比べ予報領域も狭く, 等圧線も2mb毎に描かれている.



(a)



(b)

第11図 1982年7月25日 12Z の地上天気図 (a) と同日 06Z の“ひまわり”のIRの写真 (b)

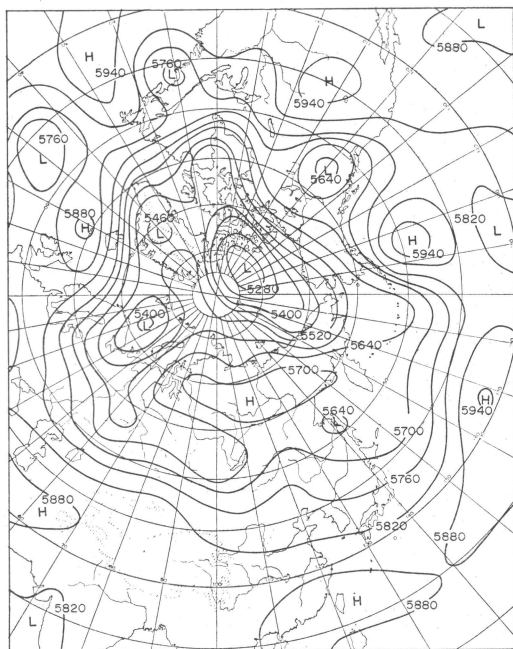
リミティブ・モデルでも地上気圧の予想図は余り変らないのが通例である。

最も大きな違いの出るのは降水量の予想である。第10図からわかるように 6L-QGM ではいずれも 5 mm 以下の降水量しか予想されていないが、10L-FLM では東海地方および朝鮮半島北西部でかなりの雨量が予想されている。特に特徴的なのは地上天気図では低気圧の発生の予想が出来なかった 35°N, 150°E 付近の東でかなりの雨量が予想されている点で、このことはたとえ地上天気図で低気圧の発生が予想されなくとも、降水量の予想を注意深く検討すればある程度低気圧の発生の予想が可能であることを示唆するものである。一方、6L-QGM ではこの降水は予想されていない。しかし、その逆に10L-FLM では全く降水が予想されていない千島南部の低気圧の発生に伴う降水が 6L-QGM で予想されている。

11L-VFM42, すなわち超ファイン・メッシュ・モデルによる降水分布はさらに特徴的で、本州中部の降水分布が、本州南岸沖と、濃尾平野、北陸地方の三つに分れていることを示している。実際に近い日本列島の地形が入っているためであろう。第11図の“ひまわり”の雲写真をみると、紀伊半島付近に極めて高い積乱雲があり、同時に濃尾平野、関東から北陸にかけて高い雲があり、この超ファイン・メッシュ・モデルによる降水分布の予想図と極めてよい対応を示していることがわかる。一方、朝鮮北西部の雨域は実際の雲のある領域よりやや北西にずれている。また、“ひまわり”の 35°N, 153°E, および 47°N, 155°E の雲域は、それぞれ 35°N, 150°E および千島南部の低気圧の発生に伴っているものであろう。

(2) 北半球領域の予報

現在最も進んだモデルをルーチン的に使用しているのはヨーロッパ中期予報センターであろう。すなわち、 σ 座標15層の全球モデルで、格子間隔は緯度、経度いずれも 1.875°, 完全な予報解析システムで作られた初期値を用い、毎日10日予報を行っている。これをここでは EC モデルと呼ぶことにする。一方、わが国の中期予報用のモデルは σ 系 8 層、予報領域はステレオ投影による北半球領域を緯度 60° での格子間隔 381 km の格子 65×65 で囲んだ領域である。このモデル (8L-NHM) で 1日 2回 3日予報、1週間に 2回 8日予報が実施されている。さらに電計室では12層の半球スペクトル・モデルがテストされている。このモデル (12-SPM) は波数42まで取り、三角切断を採用している。したがって、正確な格子間隔は緯度、経度によって違うのではっきりしないが経度に

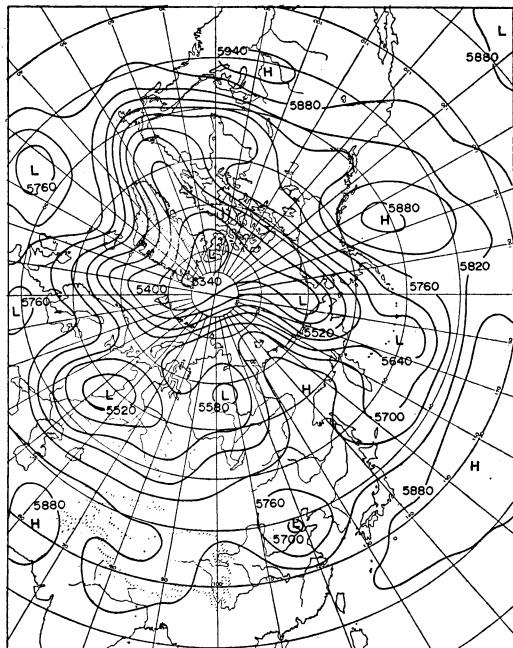


第12図 1982年7月22日 12Z の 500 mb 高度。

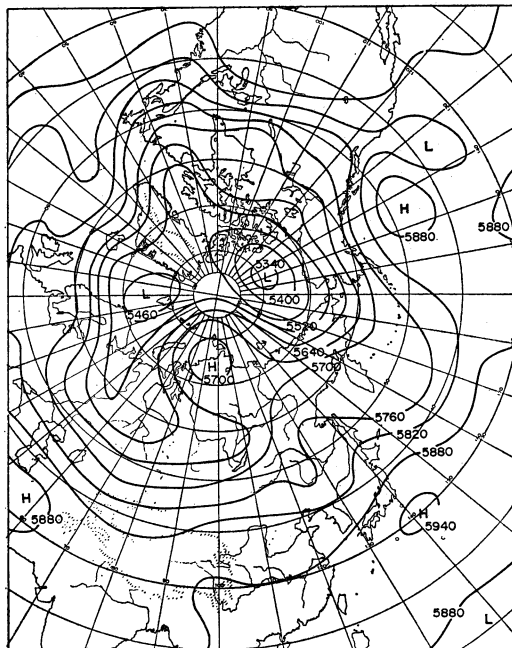
して約 2.7° 位である。

ここではこれら三種類のモデルによる 3日予報の結果を 500 mb 高度の予想図と比較することにする。予報は 1982年7月22日 12Z から出発した。第12図はわが国で作った 500 mb 高度の初期値である。もちろん EC モデルはこれと違った初期値を用いているが大勢には影響ないと思う。シベリアに大きな高気圧があり、60°E 付近から西風ジェットが分流し、極東地方はブロッキングの中にあることがわかる。日本付近は大きく見ると北西場になっていて、日本付近では低気圧が発達しにくい場になっている。

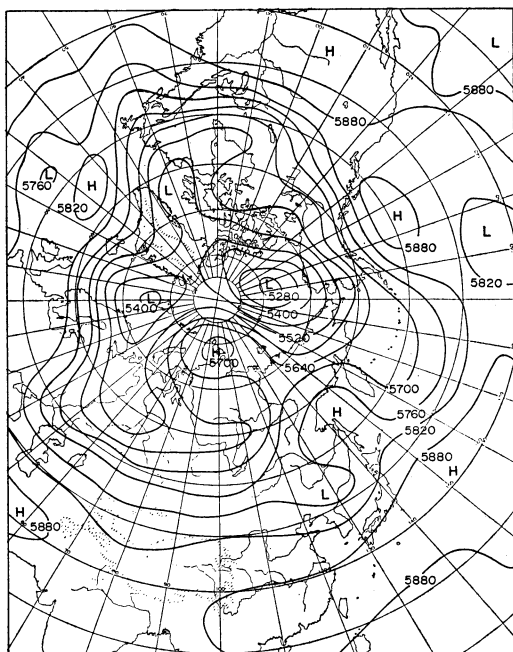
3日後の実況図とそれぞれのモデルで予報した 3日後の予想図の 500 mb 高度分布を示したのが第13図である。先ず実況がこの 3日間でどのように変化したかをみてみよう。シベリア中部にあったブロッキング高気圧はシベリヤ東端まで移動し、しかも発達している。偏西風ジェットの枝分れの経度は 60°E 付近から 100°E 付近に移動し、山東半島の西にカットオフ低気圧が作られた。この結果日本付近特に西日本では 3日前の弱い北西流から強い南西流に変ってきた。これは西日本での梅雨前線の活発化に対応するものである。73°N, 35°E 付近にあった低気圧は南東進し、58°N, 55°E 付近に達してい



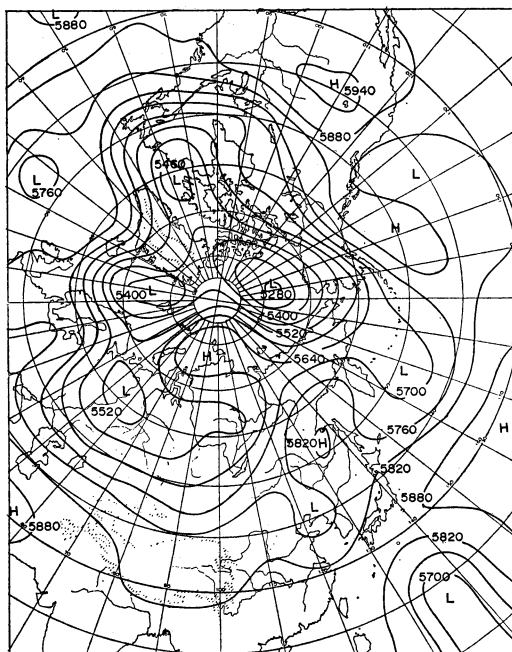
(a)



(b)



(c)



(d)

第13図 1982年7月25日 12Z の500 mb 高度 (a) と 8L-NHM (b), EC モデル (c), 12L-SPM (d) による3日予報の結果。

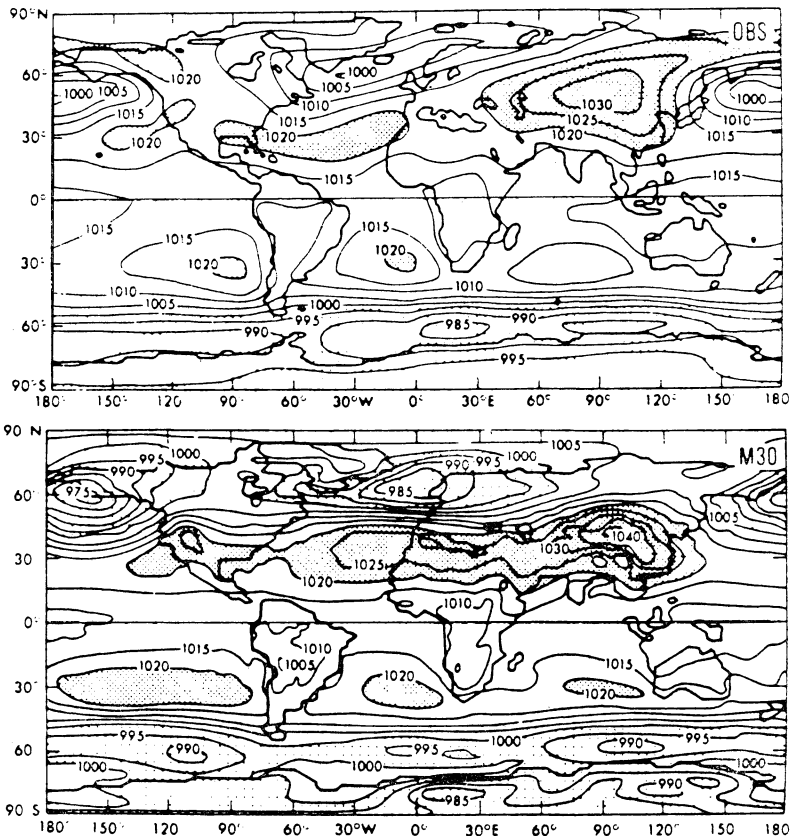
る。太平洋中部からアメリカ、ヨーロッパ西部にかけては、擾乱が発達し、大きくみて三つのトラフにまとまってきた。

これに対し予報の結果はどうであろう。日本付近のブロッキング高気圧の移動と発達および偏西風ジェットに分岐点の移動はどのモデルでも程度の差はあるがよく予報されている。ただし、ブロッキング高気圧の発達はECモデルはやや発達しすぎており、8L-NHMは発達が足りず、移動速度もややおそい、12L-SPMは発達の予想は極めてよいがやや進みすぎに予想している。カット・オフ・低気圧の予想はECモデルが一番よく、8L-NHMは十分予想していない。また、8L-NHMと12L-SPMはその位置が経度 10° 近く東に偏より、北にも偏よっている。このため日本付近の基本場が北西流から南西場に変ることは予想されているが、太平洋の高気圧の張り出しが強まり、梅雨前線が北上、したがって梅雨があける

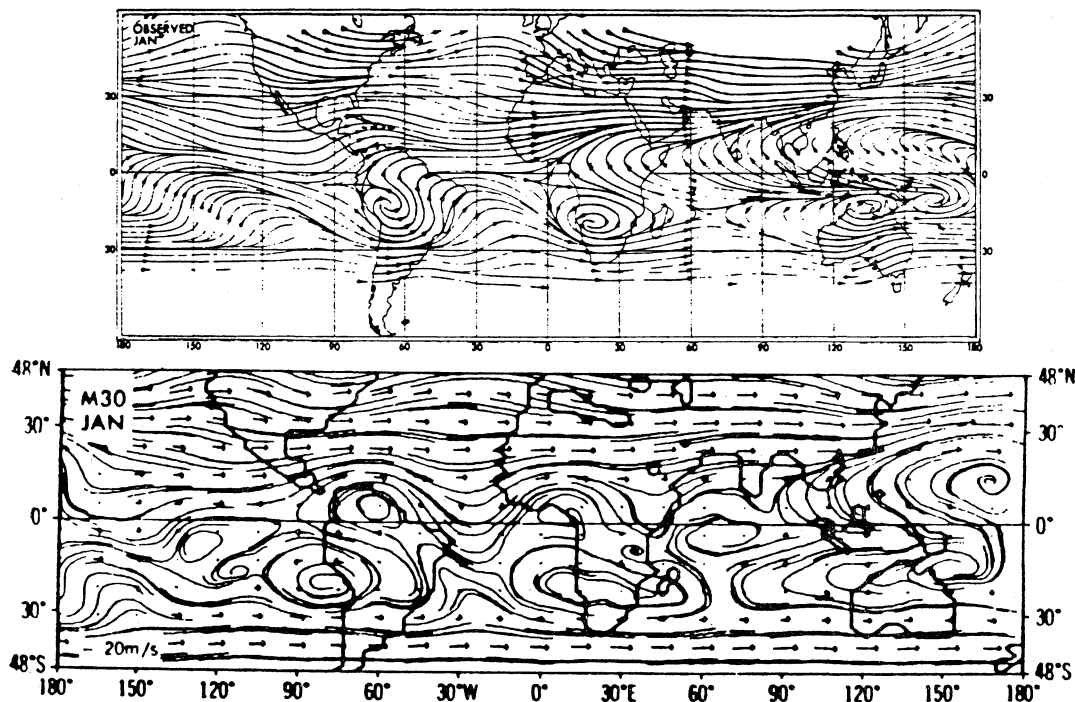
という予想を導くおそれがある。この点ECモデルは実況が一番近い。事実、ここでは示さないが第11図(a)に対応する地上気圧の予想図をみると、ECモデルでは朝鮮海峡付近に低気圧を予想しているが、他の二つのモデルではいずれも沿海州南岸に予想している。初期に 73°N , 35°E にあった低気圧の移動については、やや南下の速度は小さいがECモデル、12L-SPMはよく予想している。しかし8L-NHMは不十分である。太平洋中部からアメリカ、ヨーロッパ西部にいたる領域の三つのトラフの移動と発達についてもECモデルと12L-SPMは非常によく予想している。しかし、8L-NHMは十分発達を予想し得ない上、移動速度もややおそく予想している。

4.3. 大気大循環のシミュレーション

大気大循環のシミュレーションは数値シミュレーションの本命といえるもので、アメリカのGFDL(地球流体力学)



第14図 1月の平均の海面気圧分布。上は実測値(クラッチャーとメサーブ, 1970およびタジャード等1969), 下は真鍋等によるシミュレーションの結果。



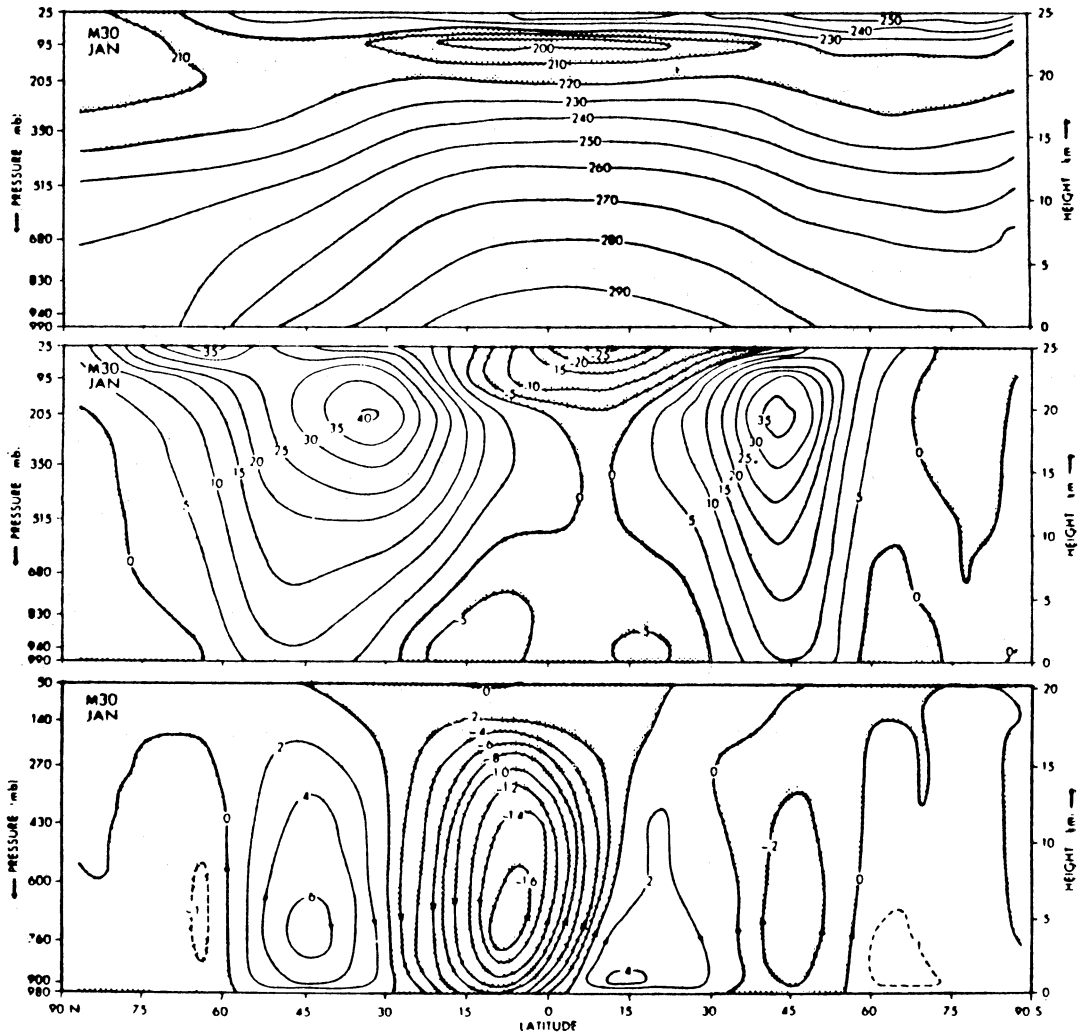
第15図 サドラー (1975) による実測の 200 mb の1月の平均流線図 (上) と真鍋等によってシミュレートされた 205 mb の平均流線図 (下)。

力学研究所), UCLA (カルフォルニア大学ロスアンゼルス分校), NCAR (国立大気物理研究所), GLAS (ゴダート宇宙飛行センター), オレゴン州立大学をはじめ, イギリス, ソビエト, カナダ, オーストラリア, 日本などで精力的に研究されている。それぞれ特徴をもったモデルが研究されているが, ここでは代表的なものとして真鍋等 (1979) のものを中心にその結果だけを示すことにする。

モデルは全球9層のスペクトル・モデルで予報変数は相対湿度, 発散, 気温, 比湿, 地上気圧である。静力学近似を採用し, 地形を含み, 地表付近と圏界面付近を密にした σ 座標を用いている。水平方向の粘性は予報変数の4階のラプラシアンに常数係数を掛けたものを, 鉛直方向では簡単な混合距離拡散方式を使っている。時間積分にはセミ・インプリシット法を用い, タイム・ステップ毎に平滑化をする。放射のスキームでは, 大気トップでの太陽放射は季節的には変化するが常数として与え, 雲, 水蒸気, CO_2 , オゾンによって太陽放射や地球からの放射が変るようになっている。水蒸気は比湿の予報式で計算したものを積雲対流のパラメタリゼーション

には対流調節法を採用している。 CO_2 の量はどこでも一定とし, オゾンは緯度, 高度, 季節の関数ではあるがゾーナルには一様であるとし, 雲量も時間的には変化しないゾーナルで一様なものを与えた。陸上の地表温度は土壌は熱を蓄えないという条件で決定し, 海面温度は季節的に変るものを与えた。地表面アルビードは海上では緯度の関数, 地上では場所毎に変るものを前もって決め, この値を常に採用する。ただし, 雪に覆われたり, 海水が出来た時は高い値におきかえるようにしてある。降水は相対湿度が100%を越えた所で生じ, 地表面近くの気温が 0°C 以下の時には雪にする。土壌水分と雪の深さは地表面の水, 雪, 熱の収支から決定し, 余分なものは直ぐ系外に流す。このモデルでは大気頂上の太陽放射, オゾン, 海水温など季節的に変るものは, 1日の変化に直して毎日モデルに組み入れるようにしてある。したがって, 年サイクルは正確に繰り返すが, 年による変化は入ってこない。

スペクトル・モデルの水平分解能はどの波で切断するかによって異なる。この論文では平行四辺形切断を用いて波数15 (M15), 21 (M21), 30 (M30) までとった三



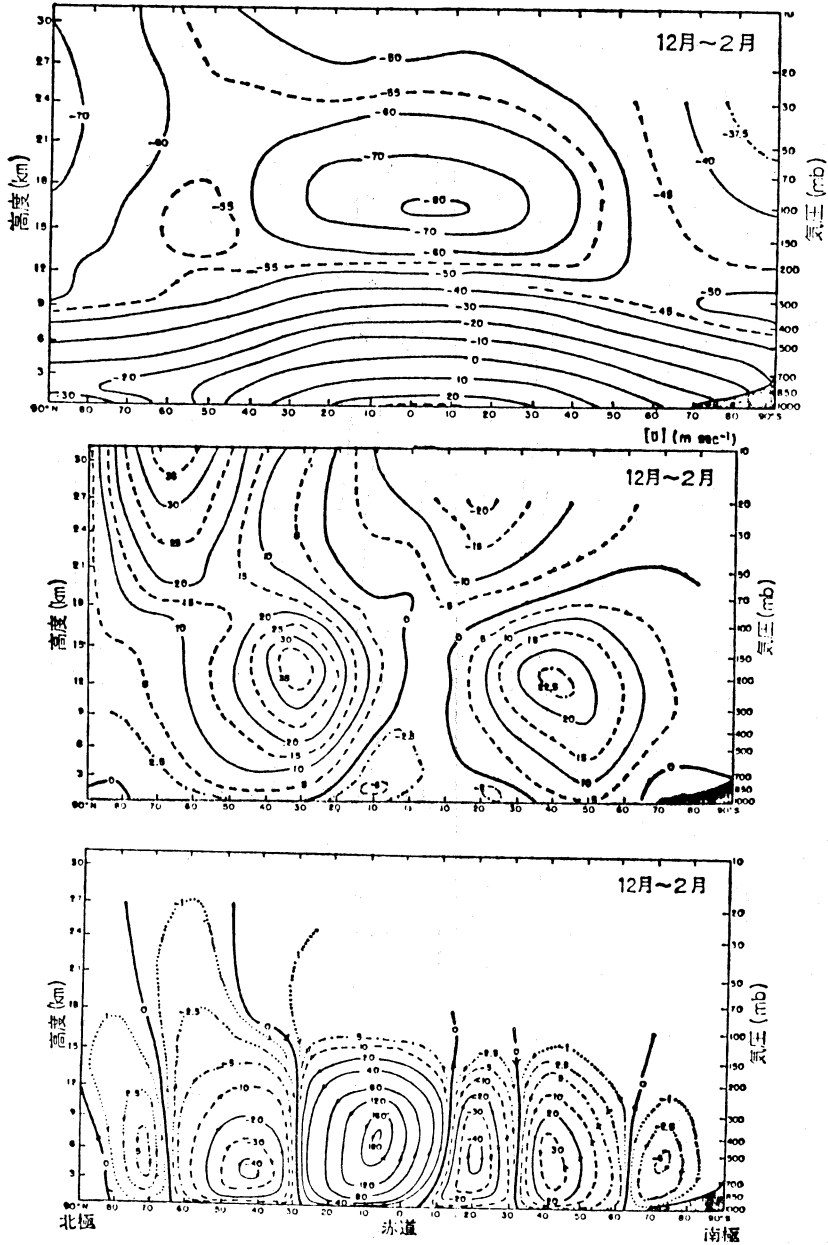
第16図 真鍋等によってシミュレートされた1月の帯状平均場の断面図。上段：温度 ($^{\circ}\text{K}$)，中段：帯状風 (m/s)，下段：質量輸送の流線関数 (10^{11}kg/s)。

種類のモデルを走らせ、それぞれを比較しているが、ここではM30の結果だけを示す。因みに、M15は経度方向の格子間隔に直すと 7.5° であり、M21は 5.625° 、M30は 3.75° である。M30の積分には非常に計算時間がかかるので、先ず1月の状態に太陽高度、海水温を固定してM15で長い時間積分し、それを初期条件としてM21で積分し約1年後の12月7日に相当する日からM30で2月末日まで積分した。

第14図はこのようにして積分したのから求めた1月の平均の海面気圧と実測値を示したものである。アフリ

カと南・北アメリカの西の亜熱帯高気圧、アフリカおよび南アメリカ上の大陸性の低気圧はかなりよくシミュレートされている。 30°N 、 30°S 近くの亜熱帯高圧帯もかなりよく再現されている。しかし、シベリア高気圧は強すぎ、一方、アリューシャンとアイスランド低気圧はいずれも深すぎてしかも北に偏りすぎている。南極付近では特に不一致が目立っている。

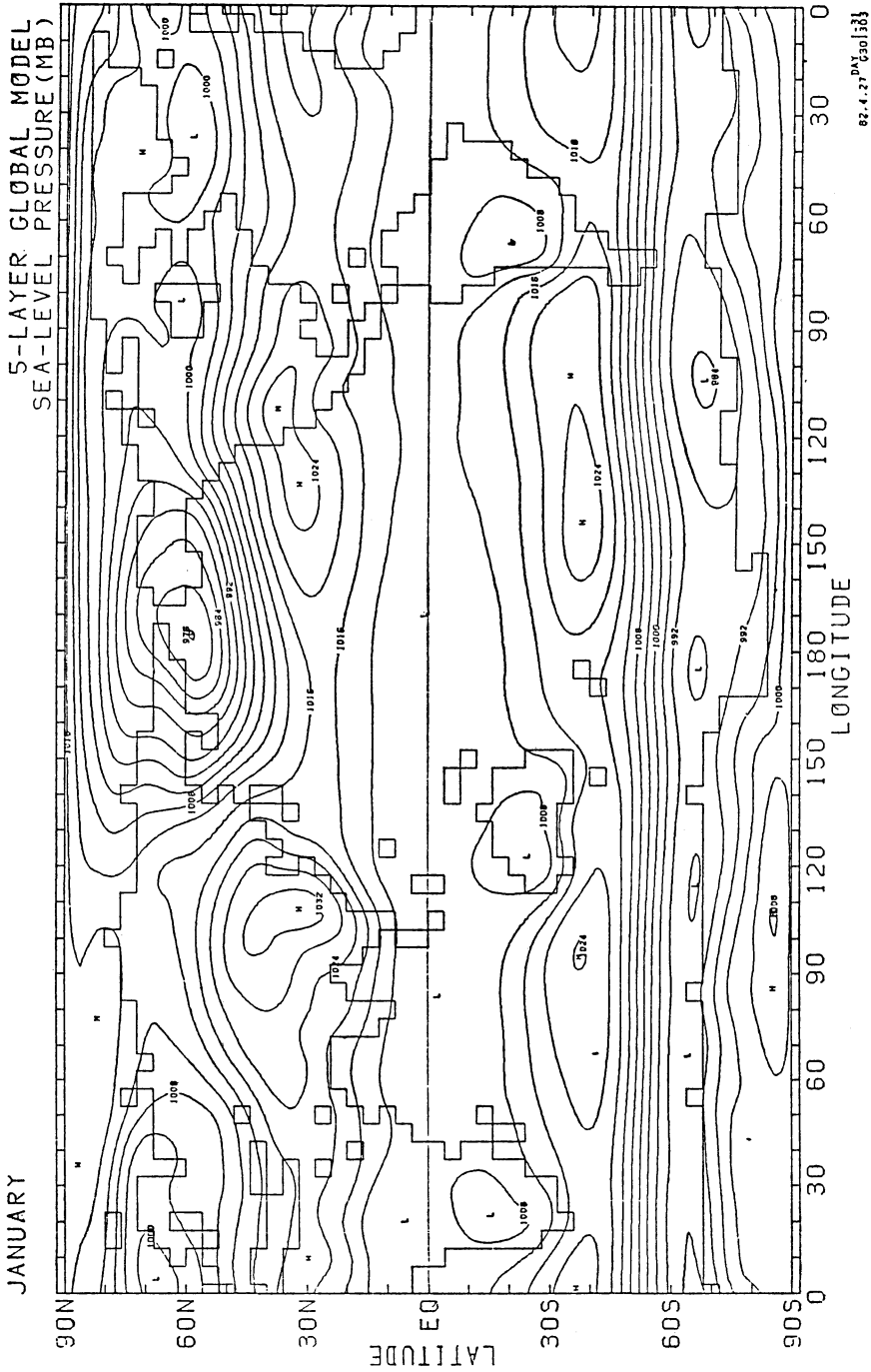
1月の平均の200 mbの実測の流線図と、計算された205 mbの流線図を示したものが第15図である。ただし計算値は 48°N と 48°S の間だけのものである。実測で



第17図 ニューエル等によって作られた実測の冬季(12-2月)の帯状平均場の断面図。上段:温度(°C),中段:帯状風(m/s),下段:質量輸送の流線関数($10^{12}g/s$)。

は赤道をはさんで、高気圧性循環が対になって現れ、それに伴って南半球から北半球へ大きな空気の流れが生じている。モデルの結果もこの対になって現れる高気圧性循環と南半球から北半球への空気の交換をかなりよく

表現している。また南太平洋および南大西洋にはいわゆる“中部大洋トラフ(mid-oceanic trough)”があるが、南大西洋のトラフが南アメリカの東の海岸に沿って走っているのがよくシミュレートされている。しかし、南太



第18図 時隔等によって計算された1月の平均の海面気圧分布。

平洋のものは約 30° 西にずれている。

分解能の違いによりシミュレーションの結果がどう変化するかについては詳しく論ずる余裕はないが、海面気圧に関しては不思議なことに M15 の方がより実測に近く、200 mb の流線図では M21, M30 の順序で精度がよくなっている。

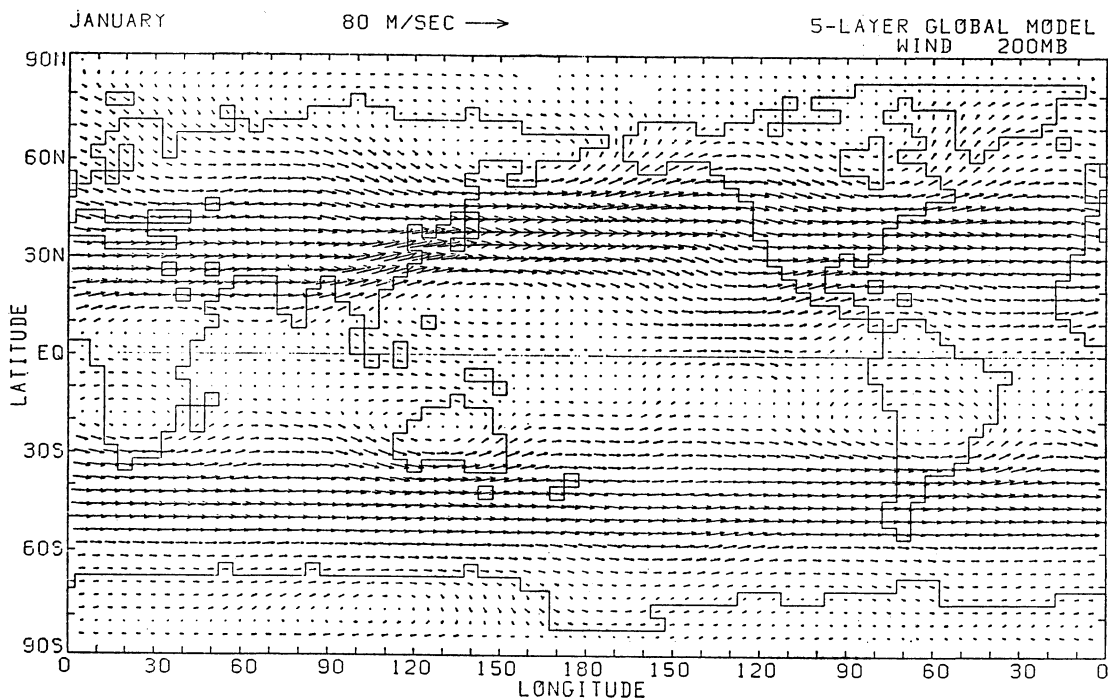
第16図に計算された帯状平均の1月の気温、帯状風および質量輸送の流線関数の断面図を、第17図にそれに対応した冬季(12~2月)の実測の断面図を示す。図のスケールが違うので比較するのが困難であるが、帯状風の分布は南極付近を除いてかなりよくシミュレートされている。しかし、両半球とも西風ジェットが強さがやや強く出ている。一方、温度分布は上部境界付近を別にすれば北半球はかなりよくシミュレートされているが、南半球、特に南極近くで温度傾度が逆になっており、これが南極近くで東風になっているのに対応している。子午面循環は北半球では綺麗な3細胞を形成している。赤道付近のハードレー・セルに比べ計算値が弱いように見えるが、単位の違いによるものである。

わが国の大気大循環モデルは気象研究所の時岡等のグループによって精力的に研究されている。現在、成層圏

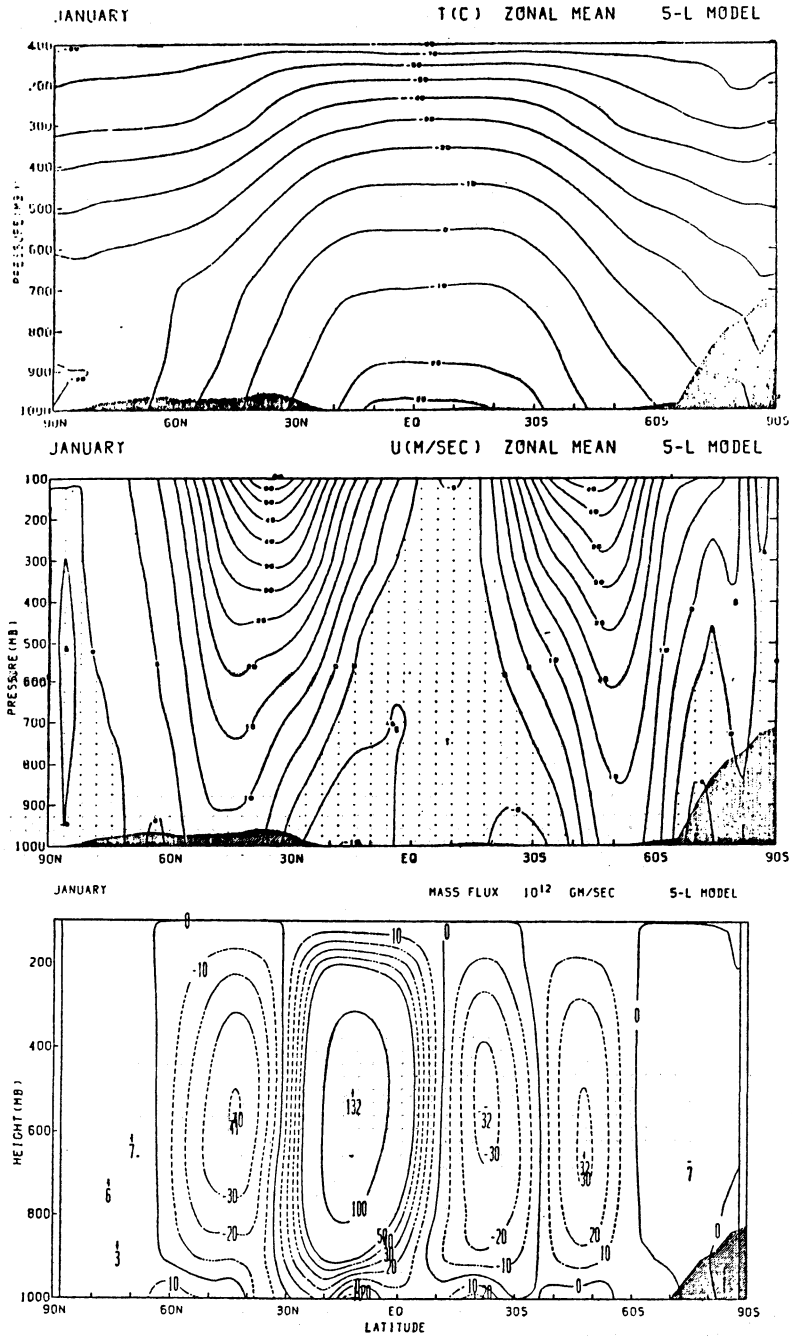
も含むモデルが開発中であるが、参考のために 100 mb を上部境界面とした5層モデルの結果を示す。このモデルは東西方向 5°, 南北方向 4° のグリッド・モデルで水循環サイクルも含め真鍋等とほぼ同様な物理過程が含まれている。ただし積雲対流のパラメタリゼーションには荒川とシュバートのものが用いられている。

第18図は1月の平均の海面気圧分布を示したものであるが、第14図と比較すると、真鍋等の結果より著しく良くシミュレートされていることがわかる。すなわち、アリューシャン低気圧は同様に強く、かつ北に偏りすぎているがアイスランド低気圧は実測に近くなっている。特に南極近くは南極の気圧がやや高い点を除いてほとんど実測と一致している。これは極付近の差分スキームの取り扱いに改良を加えた結果得られたものである。第19図は 200 mb 面の風をベクトル的に表示したものである。第15図のように流線で示されていないのははっきりしないが、赤道をはさんで対になっている高気圧性循環もよく表現されており、南太平洋および南大西洋のトラフも一応シミュレートされている。しかし、南太平洋のトラフは真鍋等の結果と同様に弱くかつ西にずれている。

第20図は帯状平均した1月の気温、帯状風および質量



第19図 時岡等によって計算された1月の平均の200 mb の風ベクトル。



第20図 時岡等によってシミュレートされた1月の帯状平均場の断面図, 説明は第17図と同じ。

輸送の流線関数の断面図で第16図, 第17図に対応するものである。先ず温度分布を比較すると, 300 mb 以上の極付近で温度が著しく低くなっており, 南極の近くでは真鍋等の場合と同様温度傾度が逆になっている。帯状流の断面図をみると高さとともに増大し, 200 mb 付近でジェットを形作っている実測とは大きく違っている。これは上述の温度分布と対応するもので, その原因の1つは上部境界を100 mb にとったことによるものであろう。子午面循環はほぼ実測と同じものが得られている。

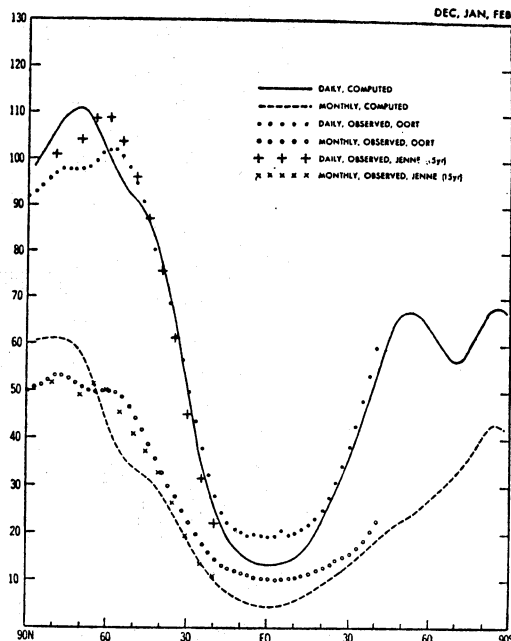
4.4. 気候のシミュレーション

気候をシミュレートするという事は, 時間平均値——それは地理的分布だけでなく, 帯状平均した断面図, 波数に分解した場合それぞれの波数の振幅と周期, エネルギーや運動量の収支, 降水量や水蒸気の収支など——をどれだけ実際の大気の状態に近く再現するかということのほか, どれだけよく大気の変動——各気象要素の日, 月, 季節, 年による変動はもちろん年にまたがる変動も含めて——を記述するかということである。過去20年間で大気大循環モデル (GCM) が著しく改良され, 現在の気候の時間平均場についての基本的な特徴を再現することにはある程度成功したことは前記の真鍋等の結果から確認できるところである。

しかし, 大気の変動度をしらべるためには GCM を非常に長期にわたって積分しなければならなかったため, この種の研究はほとんどやられていなかった。最近, 電子計算機の技術が急速に進んで計算速度が飛躍的に早くなったことと, セミ・インプリシット・スキームを適用できるスペクトル・モデルが開発され, 比較的あらい分解能のモデルを用いるならば長時間積分が可能になってきた。

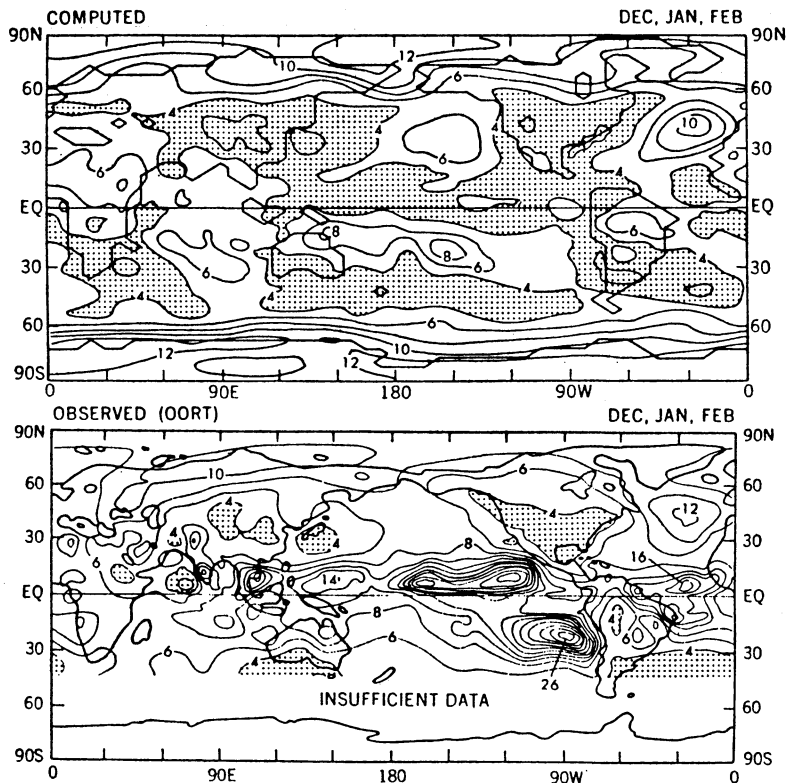
真鍋とハン (1981) は前記のM15のモデルを用い, 1月の状態に太陽高度や海水温を固定して300日積分したものを初期値として17.75年積分し, 最後の15年の資料を用いて大気の変動度の解析を行った。このモデルは海水温の年による変化を考慮していないので, 2年周期のような年にまたがる変動はしらべることはできないが, 日, 月, 季節, 年の各々の変動についてしらべられているので, その特徴的なものを2, 3引用し, 大気の変動度がどの程度シミュレートされているかを示す。

第21図は冬季 (12~2月) の日および月平均の1000 mb 高度の標準偏差の帯状平均を, オールトとジェンの観測値と比較して示したものである。この図をみると, 実測値のない南半球の高緯度は不明であるが, モデルは



第21図 冬季の1000 mb 高度の日および月平均の標準偏差の帯状平均値 (真鍋とハン)。日々の標準偏差 (——, 計算; ..., 実測 (オールト); + + +, 実測 (ジェン))。月平均の標準偏差 (---, 計算; o o o, 実測 (オールト); x x x, 実測 (ジェン))。

実測の変動度を非常によくシミュレートしていることがわかる。しかし, 北半球の高緯度地方では, 日および月の変動の極大が生じる地域が実測より10~20°北にずれている。これはモデルは違いますが第14図でも示したように, アイスランドやアリューシャン低気圧が実測より強くかつ北に偏ってシミュレートされていたことと対応するもので, これらの領域では変動も大きいことを示している。熱帯地方では, 実測値も計算値も他の緯度に比べて変動度が小さい。しかし, 計算値の方が実測値にくらべ系統的に小さく, 日々の変動では実測の70%, 月の変動では45%しかシミュレートできていない。このことは実際の熱帯の大気の変動をシミュレートするモデルの能力は日から月へと平均をとる期間がふえるにつれて悪くなることを示唆している。ここでは示さないが1000 mb 高度の年平均の標準偏差を実測とくらべると, 実測そのものが20°N 以北しか計算されていないので, その範囲でしかわからないが非常によく一致している。気候の長期変動の原動力であると考えられる, 大気海洋の相



第22図 冬季の減衰時間スケール (τ_0) の地理的分布. 上段は計算値, 下段はオールの資料より求めた実測値 (真鍋とハン).

相互作用を含まないモデルでも, 年変動が非常によくシミュレートされているという事実は興味のある所である.

真鍋・ハンは擾乱の減衰時間スケール (decay time scale) τ_0 (単位日) を導入し, これがどの程度シミュレートされているかをしらべている. τ_0 はその地域の擾乱の代表的な寿命あるいは擾乱の時間スケールと考えられる量であるが, 1000 mb 高度の月平均, 季節平均および年平均値から計算した実測の τ_0 は全球平均で 7.4, 7.7, 8.3 日であった. 一方, モデルでは 5.6, 6.1, 5.5 日で, モデルの方がやや小さかった.

第22図は冬季 (12~2月) 平均で計算した τ_0 の地理的分布を示したもので, 上段はモデルで計算したもので, 下段はオールの資料を用いて求めた実測値である. τ_0 の定義から30日近くの τ_0 の値そのものは誤差が大きい, いずれにしろ, 実測では高緯度, 太平洋, 大西洋中部で大きく, 赤道地方も一般に大きく東太平洋で特に大きくなっている. これに対し, モデルでは高緯度地方や太平洋, 大西洋の中部で τ_0 が大きく, 北アメリカ大陸,

特にその東部で小さくなっており, 実測とよく一致している. 一番大きな差のあるのは 20°N と 20°S の熱帯地方で, 実際より著しく小さくなっている. 真鍋・ハンモデルでは海水温の年による変化を入れていないため, エル・ニーノ (El Niño) と呼ばれる東太平洋の大きな海水温アノマリに付随していると考えられている南方振動 (Southern Oscillation) をシミュレートできなかったことがこの大きな差の原因であろうと推論している. たしかに, 海水温の年々変動を考えていないのであるから, 年以上の変動をシミュレートできないため, モデルの τ_0 が小さくなるのは事実であるが, τ_0 が小さいのはエル・ニーノの起こる付近だけではなく, 大西洋を含め, 熱帯地方全体である. 問題は熱帯地方が中緯度地方のパロクリニック擾乱の発生しやすいアジア大陸やアメリカ大陸と同じジョーダーの τ_0 になっていることである. 熱帯地方の積雲対流群が放出する熱量が大循環の起動力になっていることは事実だが, 第22図の実測からわかるように, 積雲対流群が擾乱にまでなるのは少なく, 平

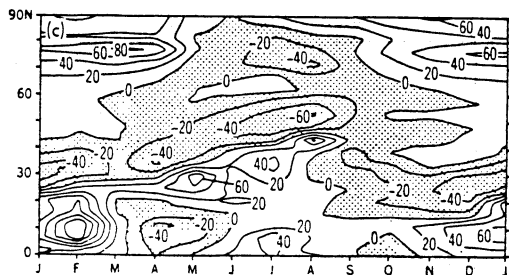
均すると少なくとも10日以上の間隔があるのである。所がモデルではバロクリック擾乱と同程度の4日位になっている。おそらくこれは積雲対流のパラメタリゼーションにまだ不備があり、大循環の起動力としての熱量を放出させる点ではかなり有効だが、擾乱を頻繁に発生させている、逆に言えば擾乱を頻繁に発生させることによって大循環の起動力に必要な熱量を確保しているのではなかろうかと推論される。

4.5. CO₂ の増加と気候

GCM を用いた気候のシミュレーションで、もう一つの重要な研究が“感応度テスト”と呼ばれるものである。これは太陽常数や海面水温、あるいは CO₂ や火山灰など大気大循環に影響を与えるものが変化したり、加わったりした場合、あるいは積雲対流のパラメタリゼーションなど物理過程を変えた場合、気候がどのように変化するかをしらべるもので、ある意味では“気候の予測”につながる研究である。最近この種の研究も多くなり、時にはセンセーショナルな結果がマスコミなどでも報道されるが、この種の数値シミュレーションの結果はあくまでも用いたモデルに依存するものであることに十分注意しなければならない。

ここではこの種の実験で代表的なものとして CO₂ が4倍になったら、地球上の水循環がどう変化するかをしらべた真鍋等(1981)の結果を述べる。彼等は4.3.節で述べたと同じM15, M21モデルに、簡単な混合層海洋モデルを加え、大気、海洋結合モデルでこの実験を行った。同時にM15を全球でなく3分の1セクターだけとり、半分を陸地に、半分を海洋にした領域に適用したモデルS15でも実験を行った、これらの結果は基本的に同じであるのでここではS15の結果について述べる。

実験は等温静止の状態から出発し20年の積分を行い、最後の4年を解析に用いた。ただし、南北両半球対称であるので、さらに南北両半球をとり、実質的に8年の平均値をとった。第23図はCO₂が4倍になった場合、陸地の土壌水分がCO₂が平常な場合に比べ何%変化するかを季節と緯度の断面図で示したものである。この図からCO₂が増加すると土壌水分に次の二つの大きな変化が現れることがわかる。第一は夏、中緯度と高緯度の二つの緯度帯で土壌水分が著しく減少することであり、第二は冬には赤道地方と高緯度地方で土壌水分がふえ、夏には30°Nまで土壌水分が増加することである。真鍋等はCO₂の増加によって夏の乾燥化が起こる原因は雪が融ける季節が早く終ることと、春が早く始まるためで、



第23図 CO₂ を4倍にした場合の土壌水分の変化率(%) (真鍋等).

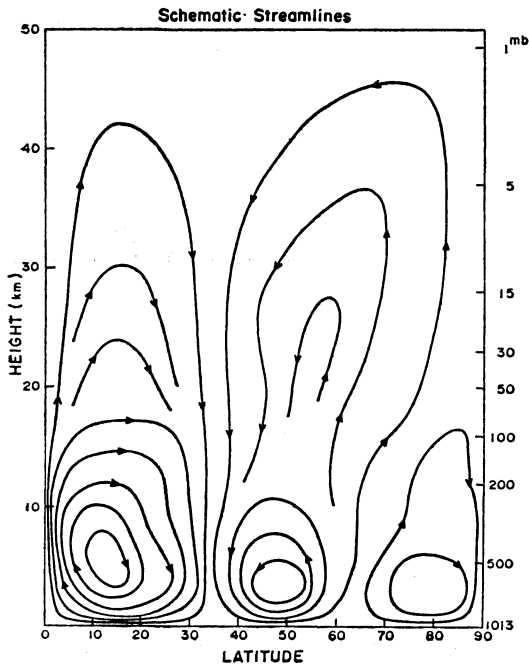
前者は高緯度地方の乾燥化に効果的であり、後者は中緯度地方のものに効果的であると推論している。

4.6. 成層圏と対流圏の物質輸送

成層圏のオゾン、放射性物質、火山灰、エアロゾルなどがどのように変化し、地球的規模で拡がっていくかという問題もまた重要である。この問題については、トロポポーズのギャップを通して成層圏の物質が対流圏に落下してくるという説、中緯度低気圧の後面の強い下降流によるという説、赤道付近で上昇し、中緯度、高緯度で下降する大きな子午面循環、いわゆるブリューワー・ドブソン・モデルによるものという説などいろいろな説がある。これらの説をたしかめるためには、まず成層圏、対流圏を含めた大気大循環の数値シミュレーションを行い、その結果が実際の大循環の様相を十分再現したものであることを確かめた上でいろいろの緯度・高度に置いたトレーサーを追跡し、それがどのように拡散されていくかをみるという方法が有効である。

木田(1982)は、1977年すでにセクター・モデルを用いてこの問題を手掛けていたが、半球モデルに拡張し、かつ成層圏の層の数もふやし、より精密なモデルでこの問題にとりくんでいる。彼の大循環モデルはφ座標を用いた半球モデルで、鉛直方向には12層、1mbを上部境界面とし、経度方向3°、緯度方向2.5°の格子間隔を用いた。地形は考えず、非断熱項には、ニューエルなどが南半球の年平均に対して求めたものを用い、ニュートンの冷却項を加えて熱力学の式をつくった。南半球の実測値を用いたのは、南半球は大陸が少なく地形を考慮していないこのモデルに相当だと考えたからである。初期条件にはやはりニューエルなどが作った南半球の年平均の帯状平均の速度場および温度場を用い、温度場には各格子点毎に最大が±0.1°Cのランダム擾乱を加えた。

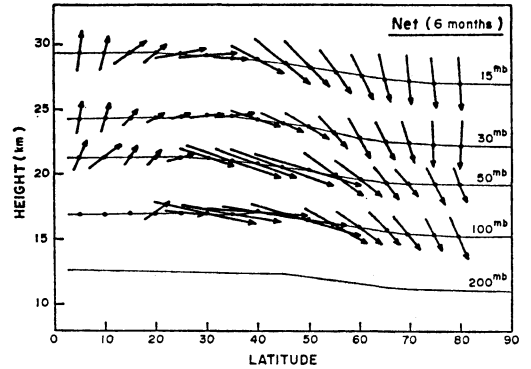
彼はこの初期条件で約100日分を積分し、後半の30日



第24図 子午面循環の模式的な流線 (木田).

分の資料で時間平均図を作り、成層圏を含めた大循環の様相がどの程度再現されているかをしらべた。第24図はその代表的なもので、経度平均の子午面方向の運動と鉛直速度から模式的に求めた子午面循環のパターンである。対流圏ではよく知られている三細胞循環があるが、成層圏では二細胞になっている。成層圏の二細胞は観測でも確かめられているもので、彼の1977年のセクター・モデルでは表現出来なかったものである。この意味で、成層圏の二細胞循環の形成にはプラネタリー波の役割が重要であることがうかがえる。

次いで木田はこのモデルで求められた1時間毎の三次元の速度場を用い、ある緯度、高度に置かれた空気粒子がどのように拡散していくかをしらべた。その結果、高緯度ではトロポポーズを通過して直接降下するが、中緯度では低気圧の後面の下降流で対流圏に降下してくること、そしてこれが成層圏-対流圏の物質交換の主要な部分を占めることを明らかにした。一方亜熱帯でもトロポポーズを通過しての空気粒子の降下がみられるが、これらは大部分対流圏にオリジンを持つものであるので、成層圏-対流圏の物質交換には余り重要ではない。さらに彼は、成層圏と対流圏のラグランジュ的にみた大循環の様相を明らかにした。従来は第24図で見られるようなオイラー的



第25図 ラグランジュ的にみた下部成層圏の大循環 (木田).

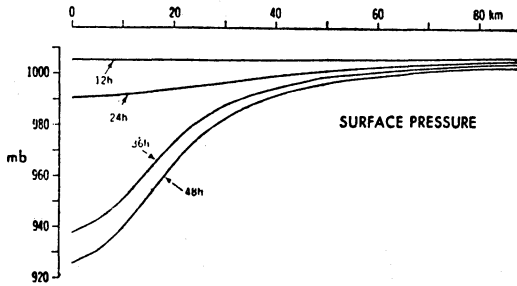
にみた子午面循環が通例であったため、あたかも空気粒子がこの平均流で南北または上下に輸送されるかのような錯覚を与えがちであった。しかし、実際の空気粒子は偏西風に沿って蛇行しながら地球の上を周っているのであるから、空気粒子の平均の軌跡が第24図のようになるとは限らないのである。木田は初期に同じ緯度・高度だが50km間隔で経度方向に離れて分布していた空気粒子を1カ月間追跡したものを6例、実質的に6カ月分作り、その平均位置の変位の子午面断面を作った。第25図はこのようにして作ったものでラグランジュ的にみた大循環の様相を示したものである。この図から下部成層圏では熱帯地方で上昇し、中緯度および高緯度で下降する、いわゆるブルーワー・ドブソン・モデルと呼ばれる単一のセルになっており、中部および下部成層圏では50°N付近で空気粒子が集中することがわかる。したがって、成層圏-対流圏の物質交換は低気圧後面の強い下降流に伴う短周期的なものと、ブルーワー・ドブソン型の子午面循環による長期的なものによって行われていることが結論されたのである。このラグランジュの大循環のシミュレーションは世界で初めてのものである。

4.7. 台風のシミュレーション

ここでは栗原とベンダー (1982) のものと山岬(1977)のものについて述べる。栗原とベンダーのモデルは三次元、 ϵ 座標11層で、4重のネステイグ・グリッドになっており、内側の三つのネストは台風を中心とともに移動可能になっているのが特徴である。格子間隔は内側へ順に90 km, 30 km, 10 km, 5 km になっている。5 kmの領域は中心から150 kmの範囲である。一番外側の領域は横幅が経度33.2°で境界条件はサイクリック、南北幅は5.2°Nと38.4°Nで境界条件はオープンにしてある。

対流のパラメタリゼーションには栗原(1973)の湿潤対流モデルを用いた。初期値には条件付不安定な大気中

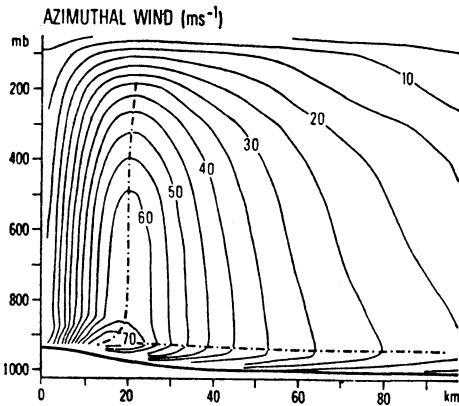
に、150 km で最大風速 12 m/s, 1,167 km で0になるような円対称の風速分布をもつ擾乱を与え、48時間まで予報した。



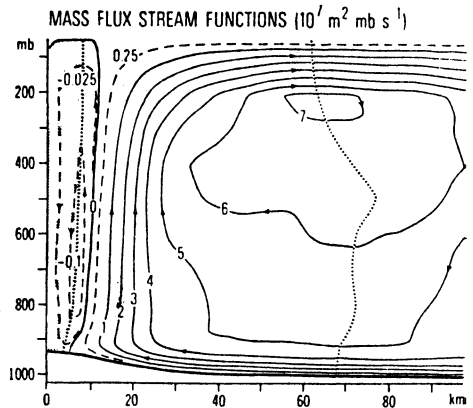
第26図 12, 24, 36, 48時間の動径方向の平均の地上気圧分布(栗原とペンダー)。

このモデルは中心付近の格子間隔が小さいので眼の構造までシミュレートできた。第26図は気圧中心を中心にして動径方向で平均した地上気圧分布で、急激な気圧降下が生じ、36時間後にはほぼ定常になっていることがわかる。43.6時間後に台風は最も発達し、中心気圧は924 mb, 最大風速は地上で76 m/sに達した。台風はβ効果によって北北西に約60 km 移動した。

台風の中心付近の構造をしらべるために、37.1時間から46.55時間間の動径方向の各気象要素の平均値をとってみた。第27図はこのようにして作った切線方向の風(a)と動径方向の風と鉛直 w -速度から求めた質量輸送

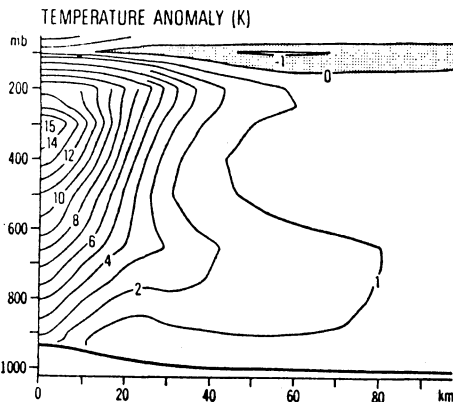


(a)

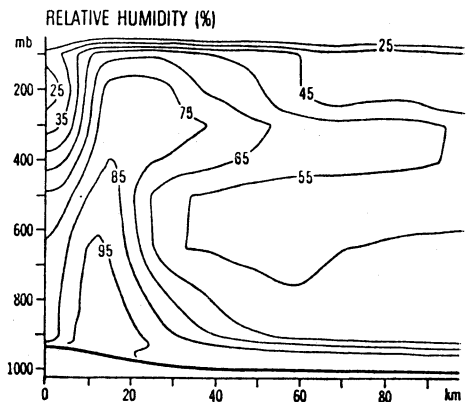


(b)

第27図 37.1~46.55時間で動径方向で平均した切線方向の風速(a)と質量輸送の流線関数(b)(栗原とペンダー)。



(a)



(b)

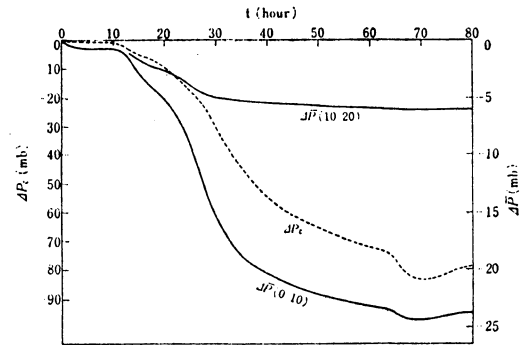
第28図 37.1~46.55時間で動径方向で平均した気温偏差(a)と相対湿度(b)(栗原とペンダー)。

の流線関数 (b) を示したものである。(a) 図で鎖線で示してあるのは切線方向の風の最大が現れた所で、850~500 mb の間では約 20 km, それ以上では少し広がって 200 mb で 22 km になっている。(b) 図の点線は鉛直流 0 の線で、中心近くの 0 線は眼の壁の内側の境界と考えられる。眼の半径は地上から 600 mb までは 6.5 km で、その上は少し拡がり 200 mb で 8 km になっている。この図ではまた、約半径 10 km の小さな内側の循環とその外側にそれを取りかこんで大きな循環があることがわかる。眼の壁に沿った外側の上昇流は上層で流出し、外側の大きな循環を形成している。眼の中の平均の下降流は 0.03 mb/s, 眼の外の上昇流の最大な約 18 km の所の 350~800 mb の間で 0.18 mb/s に達していた。

気温偏差と相対湿度の分布を示したのが第 28 図である。最大の気温偏差は 300 mb で 15°K にまでなっている。弱い負の偏差が、100 mb 面の半径 10 km の外側であらわれている。相対湿度をみると、眼の中の上層半分が非常に乾燥していることがわかる。しかし、眼の壁に沿って相対的に相対湿度が高い所がある。65%の等値線が眼の壁の上の境界を示しているようで、これからみると眼の壁はほぼ 100 mb 近くまで達していることが推定される。

山岬の台風のシミュレーションは積雲対流の効果をパラメタライズしないで、個々の積雲対流の振舞いを記述できるこまかい格子を用いて数値積分を行い、それによって台風の発生・発達をシミュレートできるかどうかをねらった極めてユニークなシミュレーションである。軸対称 2 次元モデルで、ディープ・コンベクションのための流体力学および熱力学の式の他に、簡単な雲物理過程をパラメタライズした雲水量、雨水量の方程式を用いている。水平の格子間隔は中心から 60 km までは積雲対流が取り扱えるように 400 m, $60 \leq r \leq 470$ km では格子間隔を徐々に大きくし、470 km から境界の 1,350 km までは 40 km という一定値を採用した。層の数は 25 層で、8 km 以下は鉛直の格子間隔 600 m, 上の境界 20 km までは格子間隔を 660 m から 1,800 m まで徐々に大きくした。時間間隔は 37 時間までは 20 秒, それ以上は 15~10 秒にへらし、80 時間まで積分した。初期条件としては夏の熱帯の平均状態よりかなり湿った成層を与え、静止した大気中に、中心および中心から 8 km 毎に 48 km までの 7 点に浮力のじょう乱を与えた。

数値積分をはじめると、まずじょう乱を与えた 7 か所で積雲対流が起こり、1 時間後には最初の雲の下降流に



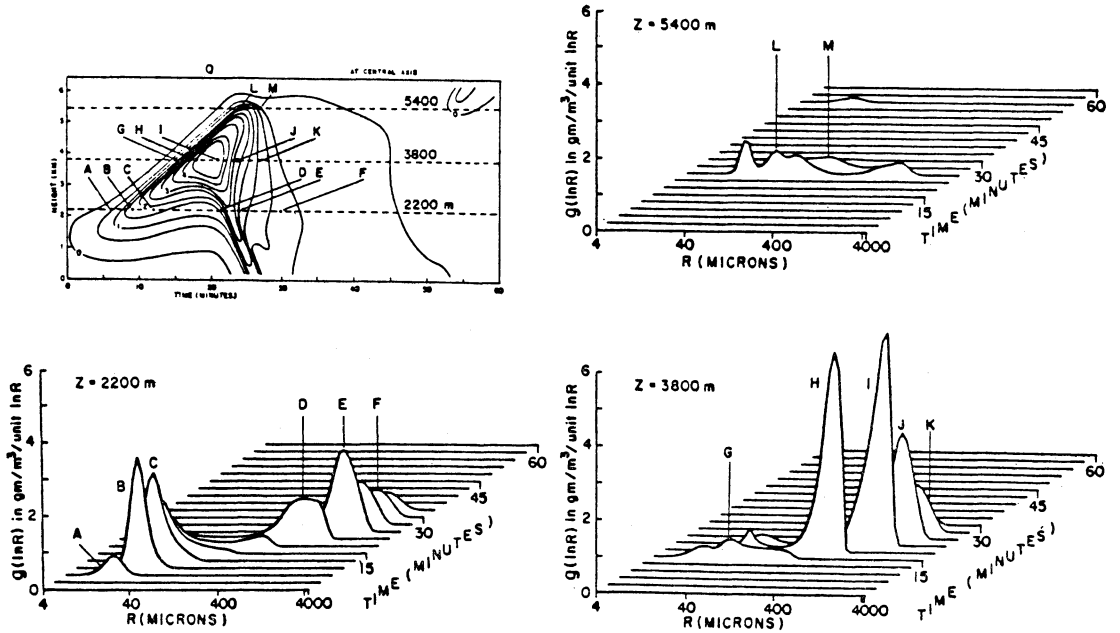
第29図 中心の気圧降下量 ΔP_c と $0 \leq r \leq 10$ km と $10 \leq r \leq 20$ km の平均の気圧降下量 $\Delta \bar{P}$ (山岬)。

よって第 2 世代の雲が作られ、これらの雲の効果によって大規模な子午面循環が生じ、この大規模な収束場で次の雲が作られ、第 3 世代、第 4 世代と次々に積雲が作られていくことがわかった。20 時間までは積雲対流の発生している領域の水平スケールはほとんど変わらないが、20 時間から 30 時間の間に非常に小さくなり、わずか 15~20 km, になった。台風の眼が出はじめたのは 18 時間後で、眼の半径は最初 3~4 km であったが最終的には 1.5 km まで減少した。眼の壁の所では強い降水がほぼ周期的に強さを変えながら降っていた。その周期は 30 時間までは約 45 分それ以後は約 2 時間である。32~60 時間の間は強い雨が眼の壁の外縁部で作られ、内側に伝播してきている。

擾乱の発達をみるために、初期値からの中心の気圧変化 (ΔP_c) を第 29 図に示す。20~40 時間の間に急速に深まり、70 時間に 85 mb に達している。この図にはさらに $0 \leq r \leq 10$ km, $10 \leq r \leq 20$ km の間の平均の気圧降下量が示してあるが、 $10 \leq r \leq 20$ km の領域では平均の気圧降下量はわずか 6 mb で、しかも 30 時間以後はほとんど定常になっていることがわかる。このことは擾乱の水平スケールが非常に小さく、しかも 30 時間以後は主な変化がほとんど 10 km 以内の眼の壁付近だけで生じていることを示している。この他山岬は擾乱の力学的、熱力学構造を示した上で、この実験で、擾乱の構造は、水平スケールなどを除けば、眼や眼の壁、現実的な接線風速の分布、地表付近に集中した摩擦収束など、台風の構造の特徴をよく再現できたと結論している。

4.8. 積雲の降水機構

積雲活動に伴う降水機構の数値シミュレーションに



第30図 降水形成の微物理過程を考慮した暖かい積雲の数値シミュレーションで得られた雲の中心付近の凝結水量 (Q) の時間高度断面と 2,200, 3,800及び5,400 m の高度における水滴の粒径分布の時間変化 (椎野).

は、雲と周囲の空気との相互作用を記述する力学と、水滴の生成、成長に関する複雑な雲の微物理過程の両方を、しかもその相互のからみ合いを含めて取り扱わねばならない。しかし、これは非常に困難であるので、従来は、例えば前記山岬の例のように、雲物理過程は簡単にパラメタライズし、主として雲の力学的振舞をしらべる研究か、その反対に、力学過程は例えば一次元モデルにして単純化し、雲物理過程に重点をおいた研究かの二つに分れていた。吉崎 (1978)、クレンプとウィルヘルムソン (1978) の研究は、三次元の対流雲の運動を取り扱ったもので前者のカテゴリーに属する研究である。

椎野 (1982) は二次元軸対称モデルで暖かい積雲中の水滴の変化の数値シミュレーションを行っている。ディープ・コンベクションのための方程式系を用い、微物理過程としては凝結核への水蒸気の凝結、水滴の拡散による成長、水滴の確率的な併合、蒸発および落下過程での分裂を取り上げている。ここで取り上げた水滴の併合についての確率モデルと従来のパラメタライズしたモデルを比較すると、水滴の取り扱い方の違いによって、雨滴の成長の様子だけでなく、対流雲の力学的な様相まで大きく変わり、微物理過程の取り扱いが、雨の降り始めの時刻

や降水効率の決定に極めて重要なことが指摘される。

第30図は椎野の数値実験で得られた、雲の中心付近の凝結水量 (Q) の時間高度断面と高度2,200, 3,800および5,400 m における水滴の粒径分布の時間変化を示したものである。この図から、水蒸気の凝結によって生成された小さな雲粒が雲の発達とともに成長し、約15分後に3,800 m の中層に達するとともに、雲粒も急速に大きくなり、遂に大粒の雨滴となって地上に落下してゆく様子がわかるのである。

数値シミュレーションにはこの他、大規模山岳の大気大循環に対する効果、海陸風、山越え気流など局地風の問題、火星、金星大気の大循環などがあるが、紙数の関係でここでは割愛した。

5. おわりに

以上みてきたように、数値予報および数値シミュレーションは、電子計算機の発展とともに、この100年の間で全く“無”の状態から出発して今日の進歩をかちとった、数少ない気象学の中の分野の一つである。しかし、例えば大気大循環の数値シミュレーションの結果は“モ

デルとモデルの差よりも、モデルと実況の差の方が大きい”といわれるように、数値予報、数値シミュレーションのいずれもまだまだ改良すべき点が多いのも事実である。特に筆者は早急に解決しなければならない問題としてサブ・グリッド・スケールの現象のパラメタリゼーションと上部境界条件の問題があると考えられる。

4.4. 節で述べたように現在の対流のパラメタリゼーションは大気大循環の起動力としての熱量を得るには効果的であるが、熱帯地方の擾乱を多発させる傾向があるようにみえる。対流のパラメタリゼーションをはじめ、サブ・グリッド・スケールの効果のパラメタリゼーションの新しいアプローチとして、グリッド・スケールの変数の時間変化の式と、サブ・グリッド・スケールの効果の時間変化の式を連立して解くことも考えられる。また、リンツェン等(1968)が指摘しているように、上部境界を固定した境界条件から生じる“にせ”の自由振動をおさえることも重要になってきている。

このような問題を含めて、数値予報と数値シミュレーションの飛躍的な発展をかちとるためには、再度数値予報の発展の歴史——リチャードソンの方式を否定して準地衡風近似に進み、それを否定して再びリチャードソンのプリミティブ方式に戻ったという弁証法的な発展の歴史——を振り返ってみる必要がある。すなわち、観測事実から出発して大気を大胆にモデル化し、主要なものとは主要でないものを分離し、しかもそれらの相互の関連性を考慮するという方法論でドラスティックに理論を進展させた1950年前後の教訓に学ぶ必要があるのではなからうか。また、準地衡風近似モデルの精度をあげるためにプリミティブ・モデルに進もうとした時冒した失敗、すなわち“赤ん坊の産湯を変えるために、赤ん坊ごと流してしまった”ように、計算機を使うという点を除けば、リチャードソンの時代にまであと戻りしてしまったような失敗を再び冒してはならないと思う。

今後、計算機はより大型化し、より高速化するであろう。その中で、“考える前に計算を”とか“数値モデルはブラック・ボックス”などと十分な理論的考察もなしに、やみくもに項を加えるという傾向が生じないとは限らない。例えば、最近話題になっている気候変動の数値シミュレーションの問題でも、水循環を含めた“大気海洋大陸”系として考え、海水温の変動はもちろん、雲量、雲形、雲高の変動、砂漠や植生、土壌の性質の地理的变化から大気中のエアロゾルの変動まで考慮しなければならないのは当然であろうが、観測結果にもとづいた

十分なオーダーエスティメーションに立った単純化がなされないと、何が主要で何が主要でないかわからなくなり、悪くすると不可知論におちいるおそれがある。したがって、常に数値予報の発展をささえた思想に立ち返り、プリミティブ時代の幕明けの時に冒した過ちを繰り返さないようにしなければならないと思う。

謝 辞

本文を執筆するにあたって、気象研究所の時岡達志、木田秀次、椎野純一の諸氏には現在「気象集誌」に投稿中または投稿予定の最新の数値シミュレーションの結果の使用を許可して頂きました。また、気象庁予報部電子計算室の大野久雄、金光正郎、古賀晴成、平木 哲の諸氏には、各種の数値予報モデルによる予想結果を比較するための資料作製に直接御協力頂きました。気象研究所今井博子氏には多くの図を描いて頂き、熊谷 豊氏には各種の文献を見出すのに御協力頂きました。これらの諸氏に心から感謝の意を表します。

文 献

- Arakawa, A., 1966: Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion; Two dimensional incompressible flow. Part I, *J. Comput. Phys.*, 1, 119-143.
- and W.H. Shubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with large-scale environment, *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701.
- Bjerknes, J., 1919: On the structure of moving cyclones. *Geophys. Publ.*, 1, No. 2, 8 pp.
- and H. Solberg, 1921: Meteorological conditions for the formation of rain, *Geophys. Publ.*, 2, No. 3, 61 pp.
- , 1937: Theorie der aussentrophischen Zyklonenbildung, *Met. Z.*, 54, 462-466.
- and J. Holmboe, 1944: On the theory of cyclone, *J. Met.*, 1, 1-22.
- Bjerknes, V., 1904: Das Problem der Wettervorkersage betrachtet von Standpunkte der Mechanik und Physik, *Met. Z.*, 21, 1-6.
- Charney, J.G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current, *J. Met.*, 4, 135-162.
- , 1948: On the scale of atmospheric motions, *Geophys. Publ.*, 17(2), 17 pp.
- and A. Eliassen, 1949: A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies, *Tellus*, 1, 38-54.
- , R. Fjørtoft and J. von Neumann, 1950: Numerical integration of the barotropic vorticity

- equation, *Tellus*, 2, 237-254.
- and N.A. Phillips, 1953: Numerical integration of the quasi-geostrophic equations for barotropic and simple baroclinic flows, *J. Met.*, 10, 71-99.
- and A. Eliassen., 1964: On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.
- 藤原咲平, 1922: 渦動の一性質 向対称の原理と其気象学上の応用, *気象集誌*, 4, 77-92.
- , 1922: 渦動に関する研究第二報 岡田の法則及び其拡張, *気象集誌*, 4, 133-139.
- , 1922: 渦動に関する研究第三報 ヘッセルベルグ公式と其変形, *気象集誌*, 4, 403-410.
- Gambo, K., 1950: The criteria for stability of the westerlies, *Geophys. Note*, 3, No. 29, 13 pp.
- , 1957: Three-dimensional treatments of equations of motion without using the geostrophic approximation, *J. Met. Soc. Japan*, 35, 1-11.
- Kurihara, Y. and M.A. Bender, 1982: Structure and analysis of eye of a numerically simulated tropical cyclone, *J. Met. Soc. Japan*, 60, 381-395.
- Kida, H., 1982: General circulation of air parcel and transport in stratosphere and troposphere derived from GCM, submitted to *J. Met. Soc. Japan*.
- Kuo, H.L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.
- Lindzen, R.S., E.S. Batten and J.-W. Kim. 1968: Oscillations in atmospheres with tops, *Mon. Wea. Rev.*, 96, 133-140.
- Lorenz, E.N., 1967: The nature and theory of the general circulation of the atmosphere, *W.M.O.*, 161 pp.
- Manabe, S., D.G. Hahn and J.L. Holloway, Jr., 1979: Climate simulation with GFDL spectral models of the atmosphere; Effect of spectral truncation, *GARP Publication Series*, No. 22, 1, 41-94.
- , R.T. Wetherald and R.J. Stouffer, 1981: Summer dryness due to an increase of atmospheric CO₂ concentration, *Climate change*, 3, 347-386.
- and Hahn, 1981: Simulation of atmospheric variability, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2260-2286.
- Ooyama, K., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development, *Geophysica International*, 4, 187-198.
- Phillips, N.A., 1956: The general circulation of the atmosphere; A numerical experiment, *Q.J. Roy. Met. Soc.*, 82, 132-164.
- , 1970: Models for weather prediction, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 2, 251-292.
- Platzman, G.W., 1967: A retrospective view of Richardson's book on weather prediction, *Bull. Ame. Met. Soc.*, 48, 514-550.
- , 1979: The ENIAC computations of 1950—Gateway to numerical weather prediction, *Bull. Ame. Met. Soc.*, 60, 302-312.
- Richardson, L.F., 1922: *Weather prediction by numerical process*, Cambridge University Press, London, 236 pp.
- Rosby, C.-G. and Collaborators, 1939: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action, *J. Mar. Res.*, 2, 38-55.
- Sasaki and Miyakoda, 1955: Prediction of typhoon tracks on the basis of numerical weather forecasting method, *Proceedings of the UNESCO Symposium on Typhoons*, 221-223.
- 沢田竜吉, 1947: 上層・中層及び下層低気圧に就て (附・所謂「漏斗状成層圏底」に就て), *気象集誌*, 25, 71-107.
- Shiino, J., 1982: Evolution of raindrops in an axisymmetric cumulus model, to be submitted to *J. Met. Soc. Japan*.
- 正野重方, 1940: 大気擾動の研究 (渦動の波動論) 其一 (序報), *気象集誌*, 18, 354-364.
- , 1941: 大気擾乱の研究 (渦動の波動論) 其二, *気象集誌*, 19, 16-22.
- , 1941: 大気擾乱の研究 (渦動の波動論) 其三, *気象集誌*, 19, 44-58.
- , 1941: 大気擾乱の研究 (渦動の波動論) 第四報, *気象集誌*, 19, 243-253.
- , 1941: 大気擾乱の研究 (第五報), *気象集誌*, 19, 401-418.
- Syono, S. and Collaborators, 1950: On numerical prediction (I), *J. Met. Soc. Japan*, 28, 77-99.
- Tokioka, T., A. Kitoh, I. Yagai and K. Yamazaki, 1982: A simulation of the tropospheric general circulation with the MRI atmospheric general circulation model. Part I, to be submitted to *J. Met. Soc. Japan*.
- Yamasaki, M., 1977: A preliminary experiment of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection, *J. Met. Soc. Japan*, 55, 11-31.