

# 我国の数値予報システムの現状\*

## (2) 全球解析予報システムの過去・現在・未来

佐藤 信 夫\*\*

### 1. はじめに

数値予報解説シリーズ第1弾(木田, 1990)にも述べられているように, 1989年11月全球数値予報モデルが更新され, その予報精度が世界のトップレベルに躍り出た. この全球モデルにより毎日8日子報が行われ, 週間天気予報・航空気象予報のための予測資料を提供している. 前半の4日子報までは安定した予報精度を保ち, 8日子報の実況との(傾向)相関係数も0.65以上ある. また全球解析予報システムの出力である全球解析値は, 全球的な水・エネルギー収支や大気と固体地球を合わせた角運動量収支の研究(内藤, 1989)にも利用され成果を上げている.

これらの成果は, 数値予報開発30年の歴史の上に達成されたものである. 本稿では全球(北半球)解析予報システム開発の歴史を概観すると共に, その現状を報告する. 従来, 全球モデルは総観規模擾乱の週間予報を目標として開発されてきた. 今後は, 力学的長期予報がその主要な課題となるであろう.

このモデルは大気大循環モデルと同等の物理過程を取り入れている. 長期時間積分における性能を評価する研究は始まったばかりであるが, 気候シミュレーションモデルとしての可能性も持っている. 一方で, 将来の計算機演算速度の強化と共に, 全球モデルと領域メソモデルの区別は次第に解消し, メソスケール擾乱も全球モデルで予報する. 全球メソモデルが登場するだろう.

なお, 数値予報の基本概念と用語については, 木田(1990)を参照されたい.

### 2. 全球(北半球)数値予報モデル開発の歴史

気象庁が数値予報を開始して30年, 北半球(全球)を予報領域とする広域モデルが稼動してから20年が経過した. この30年間に気象庁の予報中核計算機は5回更新されている. 計算機の演算速度・記憶容量の飛躍的發展により, 今では総観規模擾乱の発生・発達・運動の短期予報については完璧とは言えずとも満足できる予報精度を達成している. 台風などの数百km前後のメソスケールの擾乱も予報の対象として考慮すべき時代となってきた.

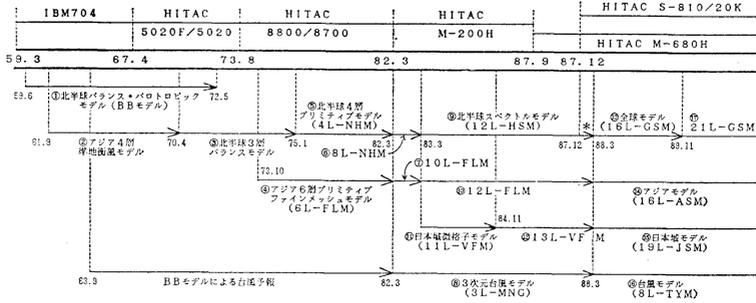
勿論この間に, 数値予報モデルは質的変貌を遂げた(第1図). 当初は非発散渦度方程式により500mb面一層の渦度を予報するのみであった. 渦度を流す風の初期値を, 500mb高度からバランス方程式\*を用いて求めたため, バランスパロトロピックモデル(BBモデル)と呼ばれた. この方程式は, 水平スケール数千kmの総観規模現象については水平発散の小さい大気中層で渦度が近似的に保存するという性質を用いている. 当然, 低気圧の発達は予測不可能であった. また太平洋高気圧など超長波スケールの波については鉛直スケールも大きく, 500mb面を非発散面と見なすことはできず, 位相が西進するという欠点をもっていた.

順圧モデル(1層モデル)から傾圧モデル(多層モデル)への移行は, 1970年4月の北半球3層バランスモデル\*によって実現された. このモデルは, BBモデルと

\* The current status of numerical weather prediction systems in Japan (2) The past, present and future of the global analysis and forecast system in Japan Meteorological Agency.

\*\* 気象庁数値予報課.

\* バランス方程式とは発散方程式で発散の時間微分を零とした方程式である. 流線関数と高度の二階偏微分方程式で, 高度を与えると流線関数(風の非発散成分)が求まる. さらに簡略化すると高度と風の地衡風バランスを表わす式となる. 境界値問題としてのバランス方程式は, 楕円型の偏微分方程式という条件を満たさないと解けない. この条件はコリオリパラメタの小さい低緯度で破れる.



数値予報課の計算機とモデルの変遷

\* 観測には87年12月より全球モデルを採用する(12L-HSMの全球版)

モデルの水平分解能

- PS:ポララー・ステレオ(北緯50°基準) LL:ガウス格子
- LM:ランペド(北緯30.6°基準)
- ① PS381km ② LM304.8km ③ PS381km
- ④ PS152.4km ⑤ PS381km ⑥ PS381km
- ⑦ PS127km ⑧ PS381, 191, 95km
- ⑨ LL2.8125° ⑩ PS127km ⑪ PS83.5km
- ⑫ PS83.5km ⑬ LL1.875° ⑭ PS75.5km
- ⑮ PS40km ⑯ LM50km ⑰ LL1.125°

第1図 数値予報課の計算機とモデルの変遷

第1表 予報時間の変遷

期間	予報時間	モデル
59.6-	毎日 12 UTC から48時間	北半球バランバロトロピック
70.4-	毎日 12 UTC から48時間	北半球3層バラン
73.10-	毎日 00, 12 UTC から48時間	同上
76.12-	毎日 00, 12 UTC から48時間	北半球4層プリミティブ
	日曜・水曜 12 UTC から96時間	
78.4-	発散バロトロピックモデルによる96-192時間予報を追加	同上
79.9-	192時間予報をプリミティブモデルで通して行う	同上
88.3-	毎日 00 UTC から72時間	16層全球スペクトル
	毎日 12 UTC から192時間	

同様にフィルタードモデルといわれる。気象現象のうち、水平規模数千 km の長波を表現するようスケールアナリシスを経て簡略化された方程式を、基本方程式とするからである。よって、音波は勿論、重力波も全く表現されない。傾圧バランモデルにも基本方程式を構築する際の仮定から発する問題が存在した。コリオリ・パラメータが小さい低緯度の予想ができない。渦度を予想するモデルのため山岳の影響や物理過程を導入することが難しいことなどである(増田, 1981)。

4層北半球プリミティブモデル\*\*が稼動し始めたのは、75年1月のことであった。プリミティブモデルの登

場により延長予報への道が開かれた(第1表)。4層プリミティブモデルはチベット高原の西側で気温が下降、東側で上昇という顕著な系統的誤差を持っていた(増

\*\* 水平スケール 100 km 以上の大気の運動は、そのアスペクト比からして鉛直方向よりも水平方向の運動が卓越している。このような場合、静力学近似は非常に良い精度で成立する。静力学近似のみを仮定した方程式を、プリミティブ方程式、数値モデルをプリミティブモデルという。このモデルではラム波以外の音波は取り除かれる。積乱雲そのものを扱うのでなければ、このプリミティブモデルは格子間隔約 10 km まで有効である。

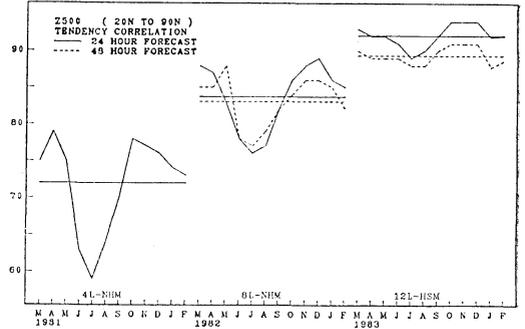
田, 1981). 大気がチベット高原を迂回せず, 昇り降りするためであった. この問題は 8 層北半球モデルの導入によりほぼ解決された. 予報値を解析の第 1 推定値とする解析予報サイクルを組むことにより, 初期場の流れが山に馴染むようになったこと, および鉛直分解能の増強が改善をもたらしたと考えられる.

BB モデルを初めとし, 8 層北半球モデルまで, 総観規模の高・低気圧の東進の位相速度が系統的に遅れるという誤差を持っていた. 現場の予報官は, 数値予報による 48 時間予報を 36 時間予報とみなすというような解釈をしていた. 水平・鉛直分解能が不十分で, 空間切断誤差が大きかったこと, 西風ジェットが予報で維持出来なかったことなどの原因があげられる. これらのモデルの水平格子間隔は 381 km (北緯 60 度を基線とするポーラステレオ投影図での, 北緯 60 度での値) であった.

1983 年には, それまでの格子モデルに代わって, スペクトルモデルが登場した (Kanamitsu *et al.*, 1983). スペクトル法は, 物理量を格子点上で定義するのではなく, 水平方向に波に分解して表現する方法である. 切断波数は 42 で, 格子モデルとの比較は単純ではないが, 270 km の格子間隔に相当すると考えられる.

スペクトルモデルの物理過程として, 新たに放射過程 (太陽放射と赤外放射) が導入された. それまでは, 海面から大気への顕熱・潜熱フラックスは計算されても, 放射過程が考慮されなかったため陸面温度が計算されず, 陸面での顕熱・潜熱フラックスは無視されていた. また一定値に固定されていた陸・海面の抵抗係数が, 安定度に依存するようになった. 同時に安定度に依存する大気境界層内の鉛直拡散が導入され, 乾燥対流調節は廃棄された. さらに湿潤対流のパラメタリゼーション\*\*\*として, Kuo (1974) の方式が対流調節にとって替わった.

このスペクトル法の導入を契機として, モデルの物理過程パラメタリゼーションに, より注意が払われるようになった. 計算機の演算速度・記憶容量の不足により, それ以前のモデルの水平・鉛直分解能は不十分だった. そのため空間切断誤差が隘路となって, 物理過程を少し改良しても予報結果は改善されなかったのである.



第 2 図 1981-83 年度の解析予報システム更新に伴う予報精度の向上.

500 hPa 高度の 24, 48 時間予報値 (一初期値) と対応する時刻の解析値 (一初期値) の相関係数 (傾向相関係数と言う) の月平均値を示す.

Miyakoda (1975) も, 当時の数値予報モデルの予測誤差の主要な原因として空間分解能をあげている.

1981 年から 83 年へかけて, 4 層—8 層北半球格子モデル—12 層北半球スペクトルモデルとモデルがめまぐるしく更新された. この更新によって予報精度が飛躍的に向上したことが第 2 図に示されている (中山, 1984). 4 層北半球モデルの 3 月の 1 日予報の相関係数 0.75 という値は, 最新全球モデルのその 6 日予報の値である (第 12 図). 興味深いことに, 予報精度が向上すると共に, その季節変化の振幅も減少している. 空間分解能の向上, 物理過程のパラメタリゼーションの向上により, 大きなスケールの山岳や冷・熱源分布による外力が表現され, 系統的誤差が減少したことが主因だろう.

予想精度の向上に寄与したのは, 数値予報モデルの改善ばかりではない. 観測データの利用, 客観解析, 初期値化のいずれについても, 新しい方法が導入された. この点で 1970 年代後半から活動を始めたヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の果たした役割は大きい. ECMWF は最新のスーパーコンピュータを導入し, 予報モデルの物理過程を重視しつつ高分解能モデルを構築した. また衛星データを積極的に利用し, 最適内挿法 (3, 4 参照) や非線形ノーマルモードイニシャリゼーション (NLNMI, 3.3 参照) という初期値化の手法を導入した解析予報サイクル (解析の第 1 推定値として予報値を用いる手法. 4 次元データ同化ともいう. 3.5 参照) を実現して解析の質と予報精度を飛躍的に向上させたのである.

\*\*\* パラメタリゼーションというのは, モデルの格子では表現できない格子スケール以下の大気現象が, 格子で表現できるスケールへ及ぼす集団効果を, 格子点での物理量で以て表現することである.

第2表 気象庁の客観解析モデルの変遷

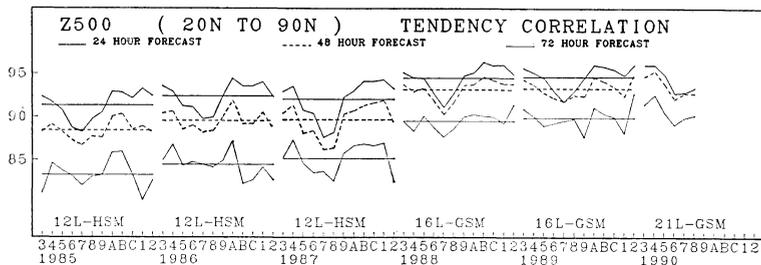
	北半球解析	全球解析
期 間	71.3-	83.3-
解析時刻	00, 12 UTC	00, 06, 12, 18 UTC, 88.2まで00, 12 UTC
データ打ち切り時刻	解析時刻の6h後	解析時刻の5h30m-7h30m後
格子系	ポーラステレオ	等緯経度
空間分解能	北緯60度で381km	1.875度, (88.2まで2.5度)
格子数	51×51 (82.3から65×65)	192×97, (88.2まで144×73)
第一推定値	海面気圧と高度は12(24)時間予報値, 風は海面気圧と高度の第一番目の解析値, 飽差(地上)は地上気温-5度C, その他の飽差は直下の層の解析値(82.3から全要素について12時間北半球予報値)	6時間全球予報値
解析レベル	地上-100hPa, 7層	地上-10hPa, 16層
解析要素	地上…海面気圧, 気温, 風, 飽差 800, 700, 500 hPa …高度, 風, 飽差 300, 200, 100 hPa …高度, 風 (82.3から成層圏解析開始)	地上…海面気圧, 風, 気温, 相対湿度 1,000 hPa 高度 850, 700, 500, 400, 300 hPa …高度, 風, 気温, 相対湿度 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa …高度, 風, 気温
解析法	繰り返し修正法 (82.3から最適内挿法, 成層圏は関数当てはめ法)	地上-100hPa 最適内挿法 70-10hPa 関数当てはめ法
使用データ	SYNOP, SHIP, TEMP, AIREP, ボーガスデータ (SATO B を79.12, SATEM を82.3から使用)	SYNOP, SHIP, DRIBU, TEMP, PILOT, AIREP, SATEM, SATOB, PAOB, ボーガスデータ, GMS 雲情報 (83.7から)

数値予報課では79年末から静止気象衛星の雲移動ベクトルから求めた風データ (SATO B), 82年から NOAA の極軌道衛星による鉛直気温プロファイルデータ (SATEM) を客観解析に利用するようになった。それまでは、ゾンデデータや地上観測・船舶観測データが主であった。

客観解析法についても、繰り返し修正法に代わって最適内挿法を採用した(第2表)。客観解析は様々な観測誤差を持つ非一様な空間分布をする観測データから、規則的な格子点での値を求める方法である。繰り返し修正法は格子点での解析値と推定値の差を、格子点周囲の観測点での観測値と推定値の差の重みつき平均で表わす。最適内挿法も同様であるが、重みの決め方に違いがある。繰り返し修正法での重みは、格子点と観測点の距離

と観測誤差により決まる。最適内挿法での重みは、予報誤差、観測誤差、観測点の配置などによって決まり、内挿誤差を最小にするよう線形連立方程式を解いて求められる。データ分布が一樣で密な場合は、両者は同精度の解析を可能にする。

繰り返し修正法による客観解析では、当時のモデルの精度が不十分なこともあり、第一推定値としての予報値(24時間、後に12時間予報値)は、海面気圧や高度場など一部が用いられたのみであった。よってこの時代は4次元データ同化をしていたとは言えない。解析のレベルも地上から100hPaまでの8層であった。82年3月、第一推定値として北半球8層プリミティブモデルの12時間予報値を用いる北半球解析予報サイクルが組まれた。翌年には、解析予報サイクルのために全球スペクトルモ



第3図 第2図と同じ。ただし、1985-90年度の72時間予報までの傾向相関係数

デルが運用され、全球4次元データ同化システムが稼動し始めた。

解析値をそのまま予報モデルの初期値として使うと、短周期の振動を生じ4次元データ同化に悪影響を及ぼす。初期値化はこの振動を取り除く過程である(3.4参照)。初期値化の手法としてNLNMIが出現するまでは、等圧面高度からバランス方程式を用いて非発散風を求めていた。ただしバランス方程式を境界値問題として解けるようにするため、低緯度ではコリオリパラメータをやや大きい値に修正して解を求めたのである。よって低緯度の風の解析は不十分で、亜熱帯高気圧、ひいては台風の子報にも悪影響を及ぼした。

この様に、全球解析は、全球をカバーする衛星データの利用と最適内挿法、全球モデルとNLNMI、それらを組み合わせた4次元データ同化によって可能になったことが納得されるであろう。

これまで述べた改善の他に、85年12月のマイナーなモデル更新(インクリメント内挿法の採用—3.5参照—。温度と仮温度の区別)で海面水温として月毎の気候値ではなく、数値予報課の毎日解析値(Baba, 1986)を使うようにしたこと、GMSの雲データを湿度解析に利用し、熱帯の擾乱の解析と予報に大きなインパクトを与えたこと(Baba, 1988)が特筆される。88年3月の更新は大規模なもので、物理過程が全面的に更新され、空間分解能もアップした。85年12月、さらに88年3月、89年11月とモデル更新毎に予報精度の向上が見られることは第3図に明瞭に見て取られる。

### 3. 全球解析予報システムの現状

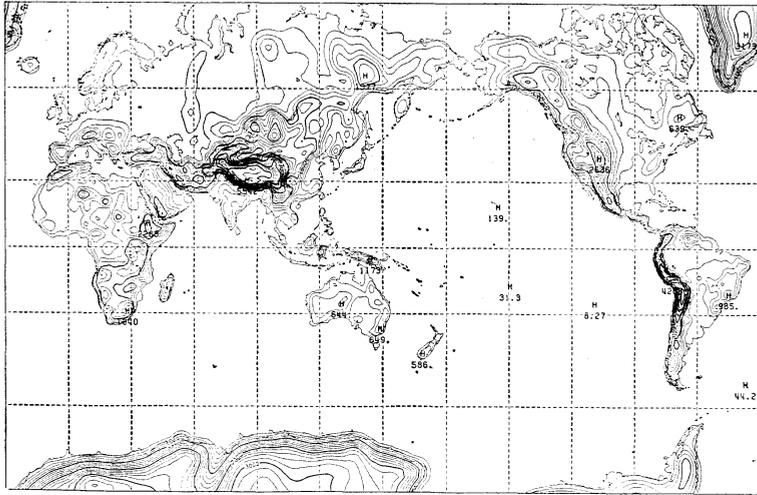
気象庁全球解析予報システムは、毎日発表される週間予報と航空予報のための予報資料を提供することを目的とし、12 UTC (グリニッジ標準時、日本時間21時)

に8日子報、00 UTCに3日子報を行っている。また、その予報値は、アジア域スペクトルモデルや台風スペクトルモデルの側面境界条件を与えている。1988年3月全球モデルの空間分解能が増強され、物理過程が全面的に更新された。その結果、モデルの水・エネルギー循環はより気候値に近いものとなり、予報精度も飛躍的に向上した(Sugi *et al.*, 1990)。さらに、1989年11月、大きな台風や寒気場内の極渦などの、総観規模擾乱より小さな規模の擾乱の予報を目的として、高分解能化を計った(以後、この89年版全球モデルをGSM 8911と記す)。同時に陸面水文過程のパラメタリゼーションモデルとして生物圏モデル(Sellers *et al.*, 1986)を導入した。この結果、世界的に見ても精度の高い予報プロダクトを出力するシステムが稼動するようになった。

解析予報システムは予報と客観解析からなる。後者は、規則正しく配列された格子点上の大気物理量を求める手法であるが、広い意味では、気象電報の解説や観測データの品質管理も含む。従来、解析予報システムのなかで、解析に比べ予報モデルの構築と改良に重点が置かれてきた傾向がある。予報モデルの性能不足により、解析を少々手直したところで、予報精度が向上しなかったためであろう。しかし近年の予報モデルと解析モデルの改善により、予報精度の向上にとって、初期値の精度向上が決定的であると見られている。この結果、解析、特に観測データの品質管理を重視する現在の潮流が生じている。

#### 3.1 力学フレームと時間積分法

全球モデルの予報変数は、風の東西・南北成分から導びかれたスカラー量である渦度と発散、および気温・比湿・地上気圧である。予報方程式はプリミティブ方程式で、静力学的近似を行っている。よってラム波以外の音波は方程式から除かれている。これは、積乱雲等の小ス



第4図 GSM 8911 で用いている地形。等値線の間隔は 200m。

ケールの気象擾乱を直接予報対象としない限り妥当な仮定である。方程式系は、ナビエストークスの方程式から導かれた渦度方程式・発散方程式と、エネルギー保存の式、水蒸気保存の式、質量保存の式からなる。渦度・発散方程式には摩擦項、エネルギー保存の式には放射や凝結・乱流による加熱項、水蒸気保存の式には凝結や蒸発などの項、即ち物理過程と総称される項を含む。

鉛直方向には差分法によって離散化している。鉛直座標としては、地表面近くでは地形に沿うような $\sigma$ 座標、成層圏では $p$ （等圧面）座標で、その中間で $\sigma$ から $p$ 座標へ緩やかに移行するハイブリッド座標（以下 $p$ 座標と呼ぶ）を採用している（木田，1990，第1図）。山の斜面での気圧傾度力の見積りをより正確にすると共に、地表面から遠く離れた成層圏で、偽の山岳の影響がでることを防ぐのが目的である（例えば、水平拡散を $\sigma$ 面で適用すると、山の上の成層圏の気温分布が歪められることに現れる）。層数の少ない成層圏で、解析の行われる $p$ 面と、予報を $\sigma$ 面で行った場合の $p$ - $\sigma$ 変換に伴う誤差を小さくするという目的もある。GSM 8911は21層からなる。地上から850mbまでの大気境界層に5層、100mb以上の成層圏に5層ある。

各 $p$ 面での物理量は球面調和関数で展開され、その展開係数を時間の関数として積分するスペクトル法が採用されている。純粹に波数空間で行われる計算は時間積分と水平拡散のみである。いっぽう、方程式の移流項などの非線形項や物理過程の計算は、波から格子点値へ変換

した物理量でもって格子上で行われる。格子点で得られた時間変化傾向は波に変換される。Orzag (1970)により提唱されたこの変換法と高速フーリエ変換(FFT)により、初めてスペクトルモデルが実現したのである。スペクトルモデルの水平分解能は切断波数によって決められる。GSM 8911は切断波数106（三角形切断）で、変換格子は東西320×南北160（約 $1.125^\circ$ ）から成る。

時間積分間隔 $\Delta t$ については、安定に時間積分を行うためにとれる CFL（クーラン・フリードリッヒ・ルーイ）の条件がある。

$$\Delta t < a / (M C_{\max})$$

ここで $a$ は地球半径、 $M$ は切断波数、 $C_{\max}$ はモデル大気最大の位相速度である。スペクトルモデルでは、長い時間間隔 $\Delta t$ でも安定に時間積分を行うために、発散方程式・エネルギー保存の式・質量保存の式で重力波を生ずる項について線形化し、陰に解くセミインプリシット法を用いている。モデルの重力波（特に外部重力波）の位相速度を変えて、 $C_{\max}$ が最大風速で決まるようにしている。GSM 8911から、さらに $\Delta t$ を長く取るため、渦度方程式で東西風による移流項の一部をインプリシット化する時間積分法を採用した。このモデルの $\Delta t$ は約700~900秒である。1日積分に100回以上の繰り返し積分が必要である。

GSM 8911で用いている山岳分布を第4図に示す。もとの $10^\circ \times 10^\circ$ のU.S. Navyデータから $1^\circ$ メッシュデータを作成し、T106のスペクトルに展開し、高波数

を減衰するフィルターを通した後、格子点値に変換している。チベット高原などの大規模山岳は良く表現されている。ただし日本の中部山岳は 500 m 程度の半球状の山である。

3.2 物理過程

全球モデルによる予報期間が1週間、さらに1か月・季節予報へと延長されるに伴い、モデルの物理過程の重要性が増す。大気の大規模運動が初期条件によって規定されるよりも、大気内部や地表面との相互作用による熱源の分布に影響されるからである。

GSM 8911 で考慮している物理過程は、湿潤対流及び過飽和による水蒸気の凝結、浅い対流、放射による大気・地表面の加熱、山岳波抵抗、大気と地表面間及び大気中の乱流による、顕熱・潜熱・運動量の輸送などである。各々の物理過程については、数値予報課報告別冊

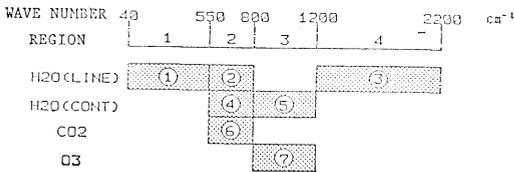
(杉ら 1988, 佐藤ら 1989) が詳しいので、それらを参考にしたい。

放射過程としては、長波放射（赤外放射）と短波放射（太陽放射）が考慮されている。放射、特に長波放射の透過関数の計算に非常に時間を要するため、長波放射は3時間毎、短波放射は1時間毎に計算される。さらに各格子毎でなく、4格子平均の放射束と加熱率を求めることによって、計算時間短縮を計っている。

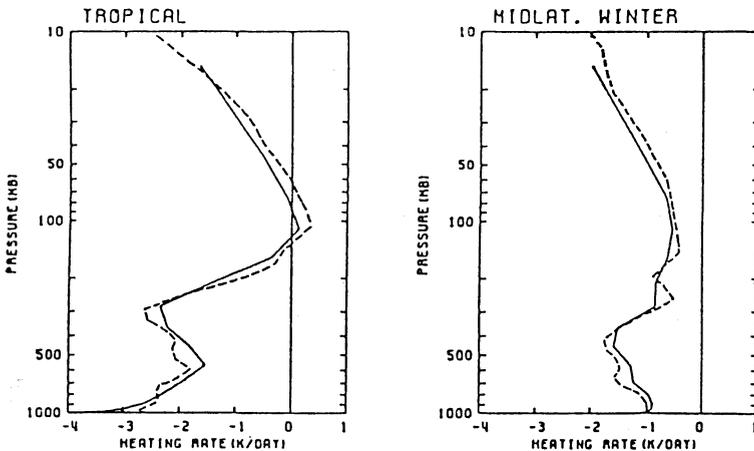
長波放射の吸収物質としては水蒸気、二酸化炭素及びオゾンを考慮している。水蒸気は予報変数であるから、予報された値を用いる。オゾンについては緯度と高度の関数として季節毎の気候値を、二酸化炭素は時間空間によらぬ 330 ppm の一定値を与えている。これらの気体による透過関数は波長帯毎（第5図）に Goody (1952) のランダムモデルによってあらかじめ計算され、気温と吸収物質の量の関数としてテーブルにしてある。吸収帯が重なる場合の透過関数は、各吸収物質の透過関数の積として表わされると仮定する。3時間の間に地面の温度が変わる影響は考慮されている。

標準大気について上記のランダムモデルによる加熱率と吸収線毎に厳密に計算した加熱率を比較すると、第6図に示すようにほぼ 0.2 度Cの範囲に収まっている。このように晴天の場合、長波放射による加熱率は精度良く求められる。

短波放射スキームは Lacis and Hansen (1974) を修



第5図 GSM 8803 (8911) の長波放射スキームで考慮されている吸収物質と波長帯、H<sub>2</sub>O (CONT) とはダイマー (H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub> による連続吸収。



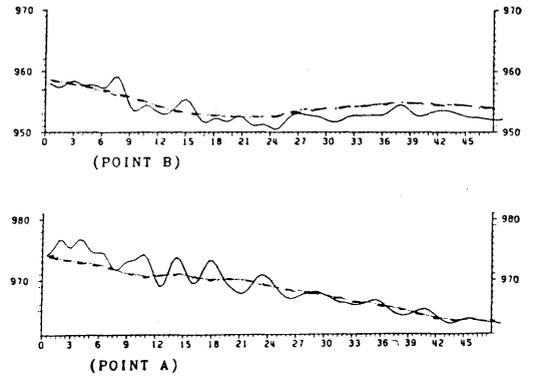
第6図 全球モデルの長波放射スキームにより解散された加熱率（実線）とより厳密に吸収線毎に計算した加熱率（破線, Shibata and Aoki, 1989). 左図では熱帯、右図では中緯度冬の標準大気の温度、湿度の鉛直プロファイルを仮定した。

正したスキーム (Harshvadahn *et al.*, 1987) によっている。大気各層および大気と地表面の間の多重散乱、大気と地表面での吸収が考慮されている。0.9  $\mu\text{m}$  より短い波長 (散乱部分, 全太陽放射エネルギーの65%) については空気分子によるレーリー散乱・雲によるミー散乱・地表面による反射・吸収, およびオゾンによる吸収を計算する。0.9  $\mu\text{m}$  より長い波長 (吸収部分, 35%) については水蒸気による吸収, 雲による多重散乱と吸収, 地表面による反射・吸収を計算する。短波放射のチューニングは, 雲量に対する散乱パラメタの比例係数によって, プラネタリーアルベードが衛星観測で求められた気候値の0.3になるよう行っている。

短波放射も含めて放射による加熱率を求める計算における今後の問題は, 透過関数の計算や放射伝達方程式の解法よりも, 雲量を如何に表現するかにある。雲量は上・中・下層雲別に, 予報された相対湿度の2次関数として診断的に求めている (Saito and Baba, 1988)。中・下層雲の射出率は1.0とし, 上層雲のそれは0.5としている。ただし後者の効果は, 上層雲量を半分にするという形で表現している。また各層の雲はランダムに重なっていると仮定している。この様にして求めた雲量を, ISCCP (国際衛星雲気候計画) の全球雲量分布と比較すると, 地理的な分布のコントラストが小さい (Kimoto, 1988)。モデルでは完全な曇天がなく, 地表面は必ずいくばくかの日射を受け, 日変化を示す。相対湿度から雲量を求める関数が統計的に求められ, 雲量の値の範囲が狭いからである。

湿潤対流による水蒸気の再配分と凝結による大気の加熱は, 基本的に Kuo (1974) のパラメタリゼーションによる。ある格子点在一定以上の相対湿度を持ち, 条件付き不安定にあり, かつ水蒸気収束があれば, 対流が起こり降水があるとしている。ただし雲の中の鉛直温度プロファイルの計算にエントレインメント (対流セル周囲の空気の混入) を考慮し, 雲底は持ち上げ凝結高度から決めている。モデルの熱帯の降水はほとんどの形態で起こる。モデル内の他の降水形態は, 中高緯度の格子点での過飽和によるものである。

偏東貿易風帯に代表される背の低い対流雲の効果は, 境界層と自由大気の水蒸気, 顕熱, 運動量の乱流拡散としてパラメタライズしている。背の低い対流雲の存否は, 条件付き不安定にあることと, 雲頂が700 mb以下, かつ Kuo スキームの湿潤対流が起こらないという条件によって決めている。これによって大気境界層の



第7図 非線形ノーマルモードイニシャリゼーション (NLNMI) をする前の二つの格子点での地上気圧の時間変化 (実線)。NLNMI適用後は (破線), 最大振幅5hPa, 周期数時間の振動が除かれている。

湿り過ぎと亜熱帯高気圧帯の自由大気での乾燥し過ぎを押えている。

大気中, 特に境界層での乱流による, 顕熱・水蒸気・運動量輸送は, Mellor and Yamada (1974) のレベル2のクロージャーモデルによっている。このスキームでは, 鉛直拡散係数は安定度と風の鉛直シアの関数として診断的に求まる。

地表面と大気間の潜熱・顕熱・運動量の交換を決める抵抗係数はバルクリチャードソン数と地表面の粗度による (Louis *et al.*, 1982)。海上の粗度は, Charnock (1955) の式で与えている。海面水温の気候値からの偏差は, 過去7日間の船舶データと, NOAAの極軌道衛星によるデータにより, 毎日解析した値を用いている (Baba, 1986; 馬場, 1990)。予報期間中, 月毎の海面水温の気候値を予報の日付に1日毎に内挿し, 初期値の水温偏差を加えている。海水がある場合, その厚さを2mとして熱伝導を考え, 氷面で熱バランスを解いている。海水分布は月毎の気候値で与えられる。

陸面水文過程は生物圏モデル (SiB, Sellers *et al.*, 1986; Sato *et al.*, 1989b) による。このモデルは, 土壌水の根からの吸収と, 蒸散の葉の気孔による制御を陽に表現することに特徴がある。土壌温度, 土壌水分, 積雪量などが予報変数であり, 大気との潜熱・顕熱の交換, 積雪・融雪, 土壌水の浸透・流出などの過程がパラメタライズされている。SiBでは各格子点毎に12種の植生タイプのいずれかを与える。それぞれの植生タイプに

ついて土壌や植生の物理定数を与えている。葉面積指数(単位面積当たりの鉛直に積算した葉の面積)などは落葉樹であれば月毎に変化し、土壌の透水係数などは季節によらぬ一定値を与えている。粗度やアルベドなどもそのパラメタのひとつである。雪氷分布は月毎の気候値を与えている。積雪量は永年氷でなければ、水当量 10 cm としている。土壌水分の初期値は気候値 (Wilmott *et al.*, 1985) を変換して与えている (Sato *et al.*, 1989 a)。深層土壌温度の初期値としては、モデル高度における、層厚から求めた気温の気候値を与えている。

1980年代、数値大気モデルが高分解能化するにつれ、かえって増大した系統的誤差があった。それは北半球の亜熱帯ジェットが北上強化されることであった。この誤差の軽減のために、山岳波による抵抗が導入された (Palmer *et al.*, 1986)。山岳波が上層に伝播し圏界面や成層圏で砕波する時その場所の西風を減速することをパラメタライズしている。気象庁の全球モデルには、成層圏で抵抗として効く水平スケール約 100 km の山岳波による抵抗と、対流圏下層で効く水平スケール約 10 km の山岳波による抵抗を考慮している (Iwasaki *et al.*, 1989)。後者は気象庁モデル独自のスキームである。

### 3.3 初期値化

気象庁の解析システムでは、熱帯を除いて、風と高度の解析を両者が地衡風関係を満たすよう同時に解析する、所謂多変量解析を行っている。このようにしても、解析値をそのまま予報モデルの初期値として用いると、運動と質量場(高度場)が完全にはバランスしていないことから、地上気圧にして数 hPa の数時間周期の重力波振動を惹起する(第7図)。この短周期振動は、物理過程との相互作用が弱く、また振動も1~2日で減衰するため、単発の予報には大きな影響を及ぼさない。しかし解析予報サイクルにとっては重要である。推定値が短周期振動によって汚染されていると、取り入れられるべき観測データが捨てられることがある。というのは、観測データの品質管理の一つとして、推定値(=予報値)との差が、観測誤差の標準偏差よりも余りに大きい観測データは捨てているからである。この初期値化の一手法が、非線形ノーマルモードイニシャルゼーション(NLNMI, Machenhauer, 1977; 工藤, 1984)である。ノーマルモードとは線形方程式の固有解のことである。線形化したプリミティブ方程式の固有解は、西進重力波、東進重力波と(西進する)ロスビー波に大別される。その固有解を、 $X_k$ 、固有値を  $\Omega_k$ 、プリミティブ方程式の非

線形項 NL (移流と物理過程) の固有解  $X_k$  への投影を  $(NL)_k$ 、 $K$  をモデルの自由度とする。このときプリミティブ方程式は次のように表現することができる。

$$\frac{dX_k}{dt} = -i\Omega_k X_k + (NL)_k, \dots k=1, K$$

NLNMI とは、固有値がある周期より短い重力波成分についてその時間微分が零となるように、重力波成分の位相と振幅を変えるものである。つまり

$$0 = -i\Omega_k X_k + (NL)_k$$

から  $X_k$  を求める。この様に  $X_k$  を決めると、非線形項  $(NL)_k$  の値も変わるので、繰り返し計算により求める。気象庁全球モデルでは、全物理過程(浅い対流を除く)による強制力を含む、固有周期48時間より短い全鉛直モードのイニシャルゼーションを行っている。

### 3.4 客観解析と品質管理

全世界で観測された気象データは、全球通信組織(GTS)を経由し、また国内のデータは L-ADESS (地方気象資料中継編集システム)を経由して気象資料総合処理システム(COSMETS)に入電する。これらのデータは英数字で表わされ、観測地点番号、観測時刻、観測種別などを示すヘッダーを持っている。この情報から電文を分類し、通報式に従って解読して後の計算処理のために整理する過程をデコーディングと読んでいる。

ところで入電する電報のうちデータの種類によっては10~20%が定められた通報式から逸脱したものである。これは、観測データをコード化する際の誤り(高層気温データの奇数偶数による氷点以下・以上の誤りなど)、左右上下一文字誤りなどのタイプミス、あるいは伝送途中のバケなどによる。観測データはひとつたりとも大切であるから、型式からはずれた電文は、上記以外にも様々なエラーの原因を考え、復元するようにしている。また船舶データは時に陸上にあったりするのでそのチェックも必要である。その他に気象学的に不自然なデータのチェック、ゾンデデータの超乾燥断熱の有無などの鉛直整合性チェックなどが行われる。

この他にも、解析の第一推定値から、標準偏差の一定倍以上離れた観測データは除外する。この倍数は観測の種類や要素、データの密度などによって決められる。第一推定値は予報値、前回の解析値である。品質管理においてこの部分の取り扱いには難しい。許容範囲を大きく取れば誤った観測値を取り込む可能性が増え、逆に小さく取れば正しい観測値を拒否するかもしれない。特にデータが少なく、第一推定値自身が疑わしい海上で問題とな

る。ここに述べた気象データの品質管理は解析と予報の精度向上にとって重要課題となっている。

第2表に全球解析の概要を示す(柏木, 1990)。解析法として100 hPa以下の対流圏では最適内挿法, 70 hPa以上の成層圏では関数当てはめ法を採用している(平木, 1983)。成層圏で最適内挿法を取らない理由は、第一推定値として用いる予報値が成層圏で非常にバイアスが大きいため、および成層圏のデータが対流圏にもまして少ないことである。ただしGSM 8911では、鉛直層数を増し、放射による加熱率を改善したことにより、予報値のバイアスが減少したため、最適内挿法を適用した解析予報サイクルが可能な環境にあり、実用化のための実験が行われている。

さて最適内挿法は、不規則に分布しかつ様々な観測誤差を持つ観測データから、規則的な格子点上に、誤差を最小にするよう内挿する手法である。Fを任意の気象要素とし、上付き添字O, P, I, tで観測値, 第一推定値, 内挿値(格子点の解析値), 真の値を表わす。下付き添字gで内挿点と内挿される要素, iで観測点と観測される要素を表わす。nで内挿に使用される観測値の数<n>でアンサンブル平均を表わそう。

解析値を得たい格子点での解析値と第一推定値との差:  $F_{gi}^I - F_{gi}^P$  を格子点の周囲の観測値  $F_{i0}^O$  と第一推定値  $F_{i0}^P$  の差の線形結合として表わされると仮定する。

すなわち

$$F_{gi}^I - F_{gi}^P = \sum_{j=1}^n w_j (F_{i0}^O - F_{i0}^P) \quad (1)$$

ここで  $F_{i0}^P$  は  $F_{gi}^P$  から内挿して求める。重み  $w_j$  は多数の解析をしたときの解析誤差

$$\langle (F_{gi}^I - F_{gi}^t)^2 \rangle$$

が、最小になるように求められる。重みを与える式は次の連立一次方程式となる。

$$\sum_{j=1}^n (\sigma_{ij}^P + \sigma_{ij}^O) w_j = \sigma_{gi}^P \quad (2)$$

ここで  $\sigma_{ij}^P$ ,  $\sigma_{ij}^O$  は予報誤差, 観測誤差の共分散である。つまり

$$\sigma_{ij}^P = \langle (F_{i0}^P - F_{j0}^t) (F_{j0}^P - F_{i0}^t) \rangle$$

ただし(1), (2)式を導く際に観測と第一推定値の誤差は各々バイアスが無く、またお互いにも独立であるとしている。

現行の全球解析は等圧面上でその面上のデータのみを用いて解析する2次元解析である。アジア解析では上下の等圧面のデータも使う3次元解析を行っており、全球

解析も3次元解析に向けてテストしている。また、風と高度場の解析については、地上と熱帯を除き、地衡風の関係を仮定した多変量解析を行っている。

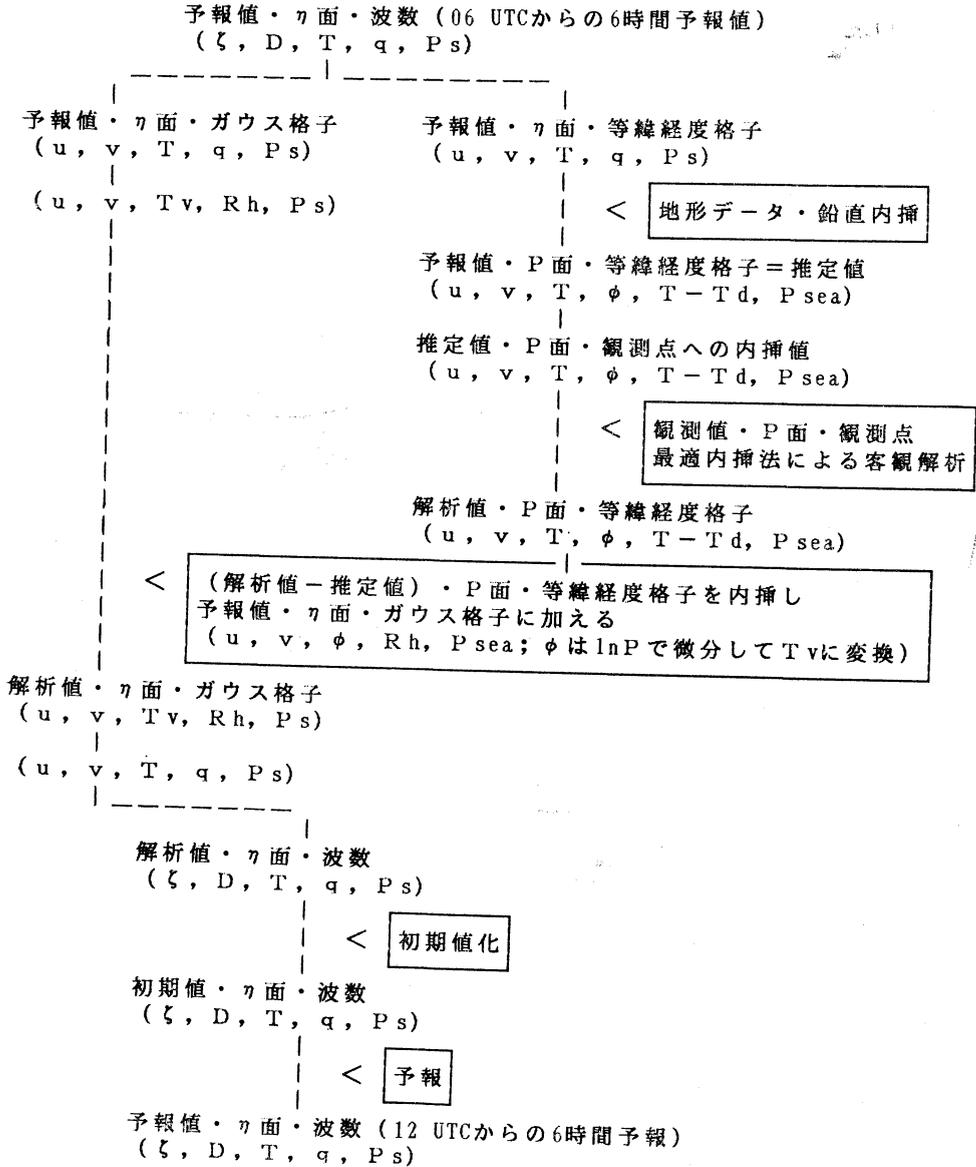
全球解析では第一推定値として、6時間前の初期値から出発した6時間予報を用いる、いわゆる解析予報サイクル(あるいは4次元データ同化)を行っている。これは、データの少ない領域、特に海洋上で、良い推定値を得ようとするために始められた。大気の3次元観測にとって最も信頼のおけるゾンデデータのある大陸からの大気の情報、流れに乗って下流の洋上に伝播する。この波や気塊の移動に伴う情報伝播を予測するのは数値予報そのものであり、予測値を第一推定値とすることによって、上記の目的が達成される。解析予報サイクルを開始して凡そ1週間すると予報モデルの推定値が全球に行き渡り、システムとして安定する。この方法の特徴は、予報モデルが良くなると推定値も改善され、よって解析値の精度も向上し、解析値を初期値とする予報結果=推定値も良くなるという、正のフィードバックが期待できることにある。

### 3.5 4次元データ同化におけるデータのの流れと処理

第8図は、4次元データ同化システムにおける、データのの流れを示す。予報は $\eta$ 面の波数空間(物理過程などは $\eta$ 面のガウス格子)で行われる。解析は等圧面( $p$ 面)の等緯経度格子上で行われているので、波から $\eta$ 面格子点値に変換した後、 $\eta$ 座標から $p$ 座標への内挿を行っている。 $p$ 面の解析値は直接 $\eta$ 面へ内挿し、 $\eta$ 面波数空間へ変換して予報の初期値とすることもできる。しかし現行システムではそうせずに、 $p$ 面・等緯経度格子の解析値と推定値の差を、 $\eta$ 面・ガウス格子の予報値(=推定値)に加える、インクリメント内挿法を取っている。

この手法は、単に内挿誤差を小さくするという技術的問題に留まらない。その根底には、推定値の力学的バランスを可能な限り保存して、大きなスケールについては観測データで修正し、力学的バランスのとれた解析値を得るというアイデアがある。近年の予報モデルは鉛直・水平解像度共に増し、観測データの分解能を上回る場合もでてきた。たとえばゾンデデータは、地上の次は850 hPaに飛ぶ。いっぽう予報モデルでは1,000 hPaと850 hPaの間に予報レベルが5層ある。予報モデルで得られた、境界層の構造を壊さずに観測データを取り込むために、インクリメント内挿法が考案されたのである。水平方向についても、予報モデルのガウス格子間隔は

u, v は各々東西・南北風、 $\zeta$ ; 渦度、D; 発散、T; 気温、Tv; 仮温度  $\phi$ ; 高度、 $q$ ; 比湿、Rh; 相対湿度、Ps; 地表面気圧、Psea; 海面気圧  
 解析は 1.875 度の等緯経度格子、予報の物理過程は約 1.125 度の  
 ガウス格子で行われている。温度の解析値は予報には利用していない。



第8図 解析予報サイクルの手順

1.125°であるのに、解析の分解能はそれより劣る。インクリメント内挿法により、予報値ばかりでなく、初期値のエンストロフィーも、理論的に予想される2次元乱

流の波数スペクトル:(波数)<sup>-3</sup>を示すようになった。  
 ここで、解析を予報モデルの物理過程が計算されるガウス格子上で行えば、水平方向の内挿は不要となる。ま

た ECMWF で採用されている 3 次元 7 面解析を行えば、(1) 式から分かるように、自然にインクリメント解析となる。この方法はアメリカ気象センター (NMC) などでも実験されているが、 $p$  面解析との優劣はつけ難い。

力学的にバランスした場を解析するという本来の目的を再考すれば、非断熱過程で保存する等温位面上の渦位 ( $Q$ ) を可能な限り保存する解析が考えられる。現在の 4 次元データ同化で得られた解析値から  $Q$  マップを作り動画にすると、時間的連続性があまり良くない。将来は  $Q$ -解析が可能になるかもしれない。

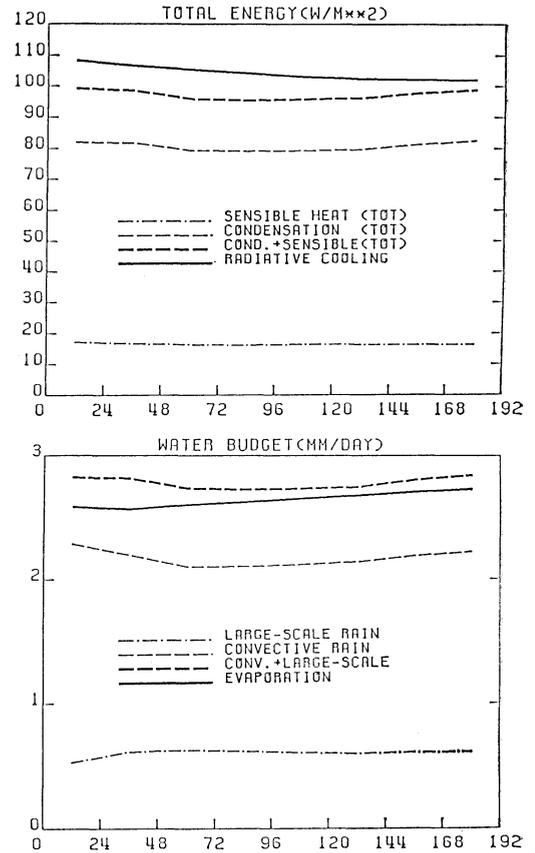
#### 4. GSM 8911 の予報の特徴と精度

##### 4.1 水・エネルギー収支と系統的誤差

数値モデルによる予報期間が延長されるに伴い、モデルの水・エネルギー循環が現実の大気のそれを再現しているかどうかが問題となる。第 8 図 a, b は 8 日予報での水・エネルギー収支を表わす。これ等の値はほぼ気候値に合っている (岸保ら, 1982)。全球平均降水量は 12 層北半球スペクトルモデルの時代までは約 1.7 mm/日と少なく、熱帯のハドレー循環、ウオーカー (東西) 循環も共に弱かった。16 層全球モデル (GSM 8803) の長波放射のパラメタリゼーションとして、Katayama (1970) に代わって 3.2 節で述べた新しいスキームを採用した結果、長波放射による全球平均の冷却率が 1.0~1.1 K/日から 1.4 K/日へ増加した。この冷却率を補うように凝結による加熱が増え、全球平均降水量もほぼ 2.7 mm/日となった。熱帯の循環も強まり予報期間中維持されるようになった (Sugi *et al.*, 1990)。

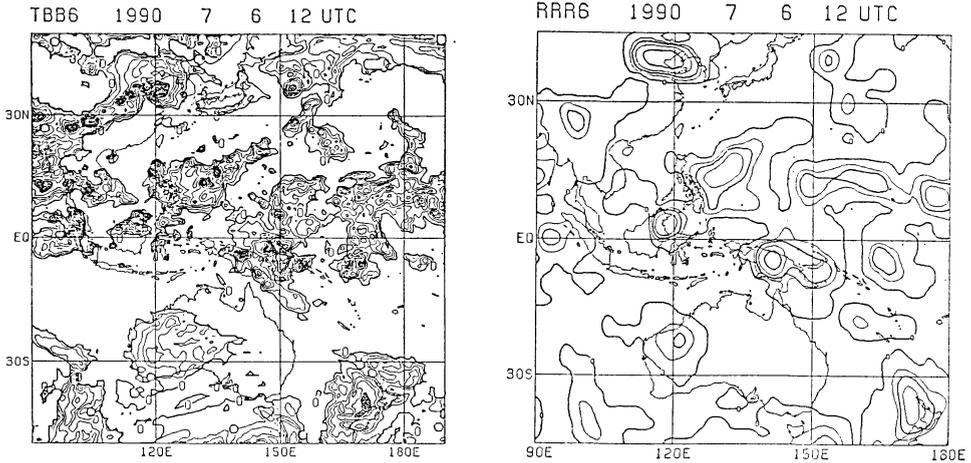
つい最近まで、“スピニングアップ”といわれる問題が数値予報モデラーを悩ましていた。これは解析値がモデルに馴染んでいないため、モデルの降水やその他の物理過程が平衡状態に達するまでに時間 (2~3 日) を要するという問題である。第 9 図 a, b は水・エネルギー収支が 1 日目からほぼ平衡状態に達していることを示す。この問題を解決したのは気象庁全球モデルが最初である (Tada *et al.*, 1989)。より詳しい毎時の収支解析によると、水収支は予報の初めからバランスしている (Kasahara and Tamiya, 1989)。このように全球モデルのスピニングアップの問題は、全球平均の意味では解決されたが、局所的には未解決である。

GSM 8911 から、従来の 8 日予報の物理過程モニター (長波・短波放射、凝結による 3 次元的加熱率分布な

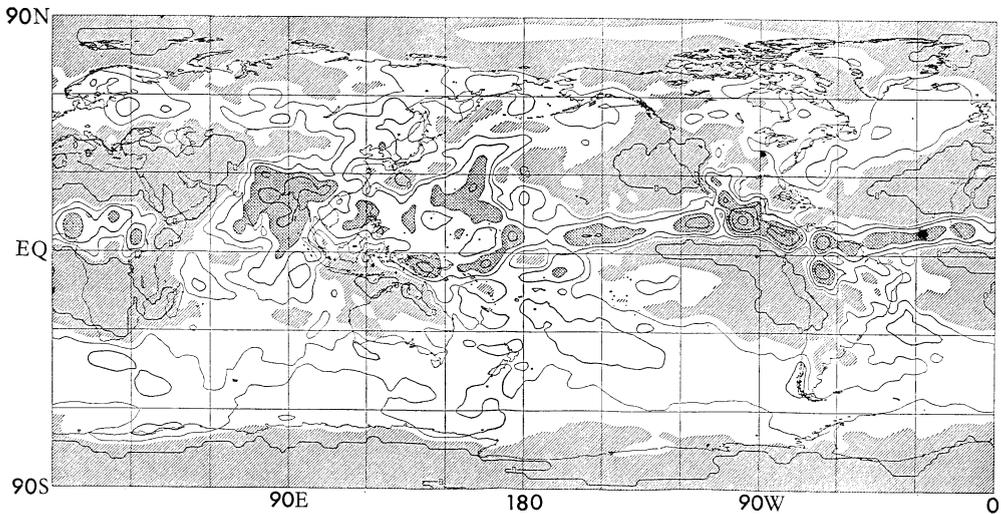


第 9 図 GSM 8911 による 192 時間予報での日平均したエネルギー収支と水収支

どの月平均値)に加えて、4 次元データ同化システムの出力として 6 時間積算した地表面での顕熱・潜熱・運動量フラックス、正味の長波・短波放射、降水量と、1 ヶ月積算した 3 次元的な物理過程診断値を保存するようになった。第 1 の目的は観測値の少ない海洋循環の 4 次元データ同化である。即ち大気から海洋への外力として、放射・顕熱・潜熱・運動量フラックスなどを与え、海洋観測データを取り入れつつ海洋大循環モデルを時間積分することにより海洋循環を求めようとするものである。こうして海洋循環の初期値が得られれば、大気海洋結合モデルによる季節予報を試みることができる。第 2 に、全球的な水・エネルギー循環の季節内変動・年々変動を診断すること、第 3 に、物理過程パラメタリゼーションの改善に役立てることである。90 年代後半に設定されている WCRP の総集編、GEWEX (地球規模の水・エネ



第10図 a 6時間間隔4次元データ同化システムから得られた1990.7.6.12 UTCの6時間積算降水量。等値線は4mm/日。左図はGMSにより得られた1990.7.6.12 UTCの等価黒体温度



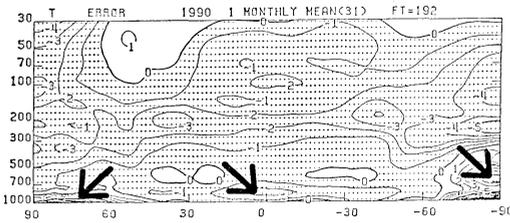
第10図 b 4次元データ同化システムから得られた1990年7月の1ヵ月積算全球降水量分布。等値線は0, 2, 4, 8, 16, 32 mm/日。1 mm/日以下に斜線, 8 mm/日以上に網かけを施した。

ルギー循環実験, 武田, 1990)でも4次元データ同化が主要な課題となっている。

1例として第10図aに6時間積算降水量とGMSひまわりの等価黒体温度(TBB)を対比する。熱帯では、雲が広がっているTBBの低い領域とモデルの降水域とは、その移動を含め、大概一致している。ただし月積算降水量と月平均TBBを比較すると、モデルの降水量はニューギニアの上で多すぎるようだ(第10図b)。海洋

大陸の島の上にモデルの降水域が固定されるこの系統的誤差は延長予報で顕著である。

第10図bの様に、4次元データ同化によって、降水など気候形成に関与する素過程の全球的分布を求めることが可能である。第10図bの降水域は、Jaeger(1976)の7月の気候値と比較するとほぼ一致している。4次元データ同化によって、水・エネルギー収支の年々変動などが定量的に表現し得るかが今後の問題である。



第11図 1990年1月の12 UTCを初期値とする192時間予報31例についての、带状平均気温の誤差。

予報時間が延長されるに伴い、予報された場が解析値あるいは氣候値から離れて、モデル自身の氣候値に近づき、誤差が増大する。この誤差のうち、系統的にあるいは多数の平均をとっても現れる誤差を、系統的誤差という。GSM 8911の系統的誤差の代表的な例として第11図に8日予報の带状平均した気温偏差を示す。全般に負のバイアスがある。そのなかで第一の特徴は熱帯下層850 hPaを中心とする負偏差、及び高緯度の地表面付近の正偏差である。後者はGSM 8803では弱かったのて、陸面水文過程の変更によるのであろう。

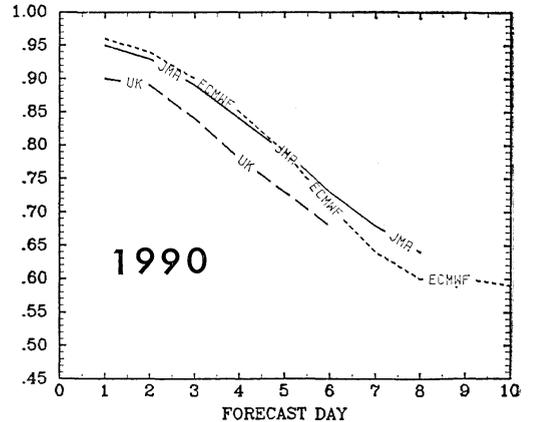
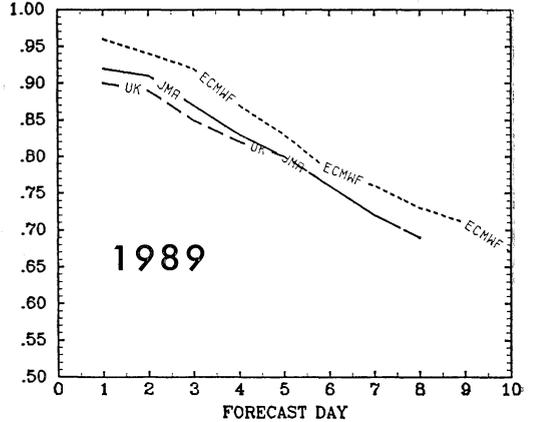
前者のエラーは熱帯海洋上の対流活動が盛んな場所で大い。この系統的誤差は鉛直安定度を安定な方向に変えることから、湿潤対流に影響を与える。実際、熱帯の降水量は8日予報で時間と共に減少する。積雲対流のパラメタリゼーションに問題があるのではないかと推測する。これらの系統的誤差の原因は重要な課題として研究中である。

4.2 予報例と精度

第2, 3図に示されているように、全球(北半球)モデルの予報精度はモデル更新毎に向上している。それでは世界の主要な数値予報センターのモデルと比較したとき気象庁のモデルはどのような位置にあるのだろうか。第12図は89年3月(GSM 8803)と90年3月(GSM 8911)の1~8日予報のECMWF, イギリス気象局(UK), 気象庁(JMA)の予報精度を、海面気圧の傾向相関係数で示している。89年11月の更新前はUKと同程度であったが、更新後ECMWFに並ぶようになった。米国気象センター(NMC)も気象庁と同等である。ただしUK, NMC, ECMWF共に既に新計算機を導入し、近々モデルのグレードアップを図っており、油断はできない。

さて実際に総観規模擾乱、それより水平スケールの小

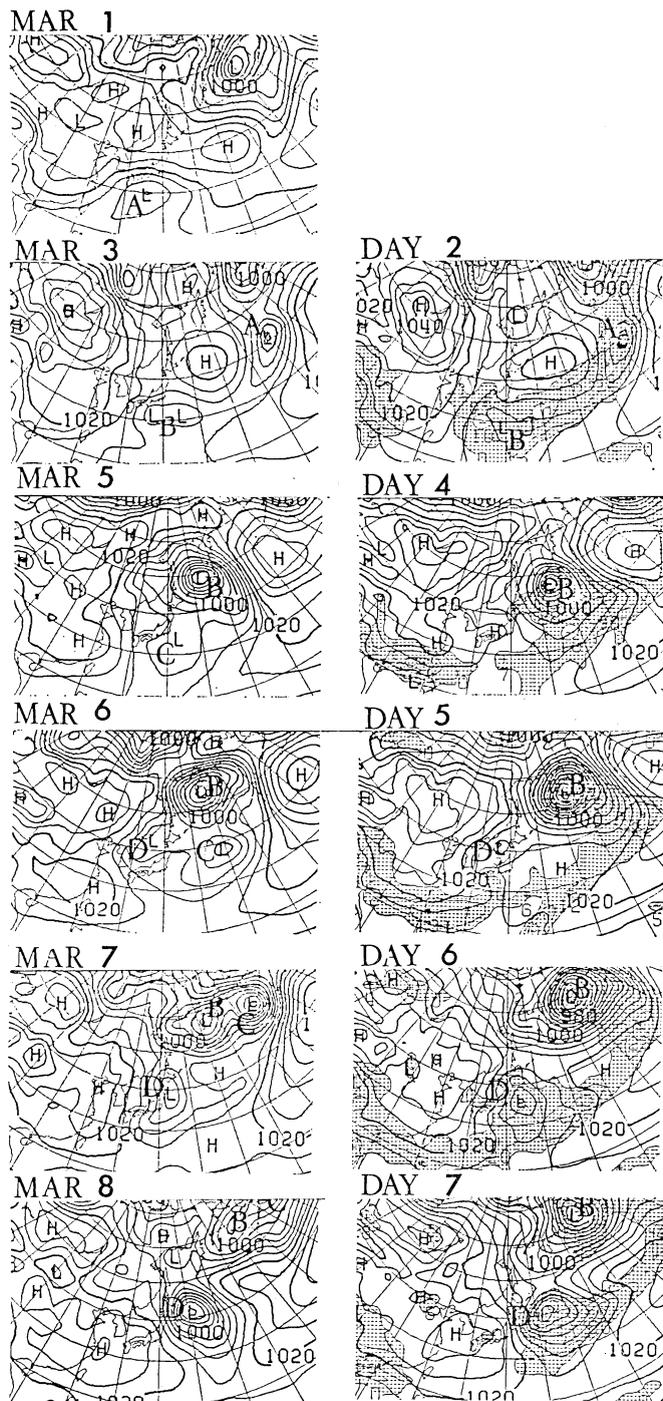
20N-90N SEA LEVEL PRESSURE TENDENCY CORRELATION IN MARCH



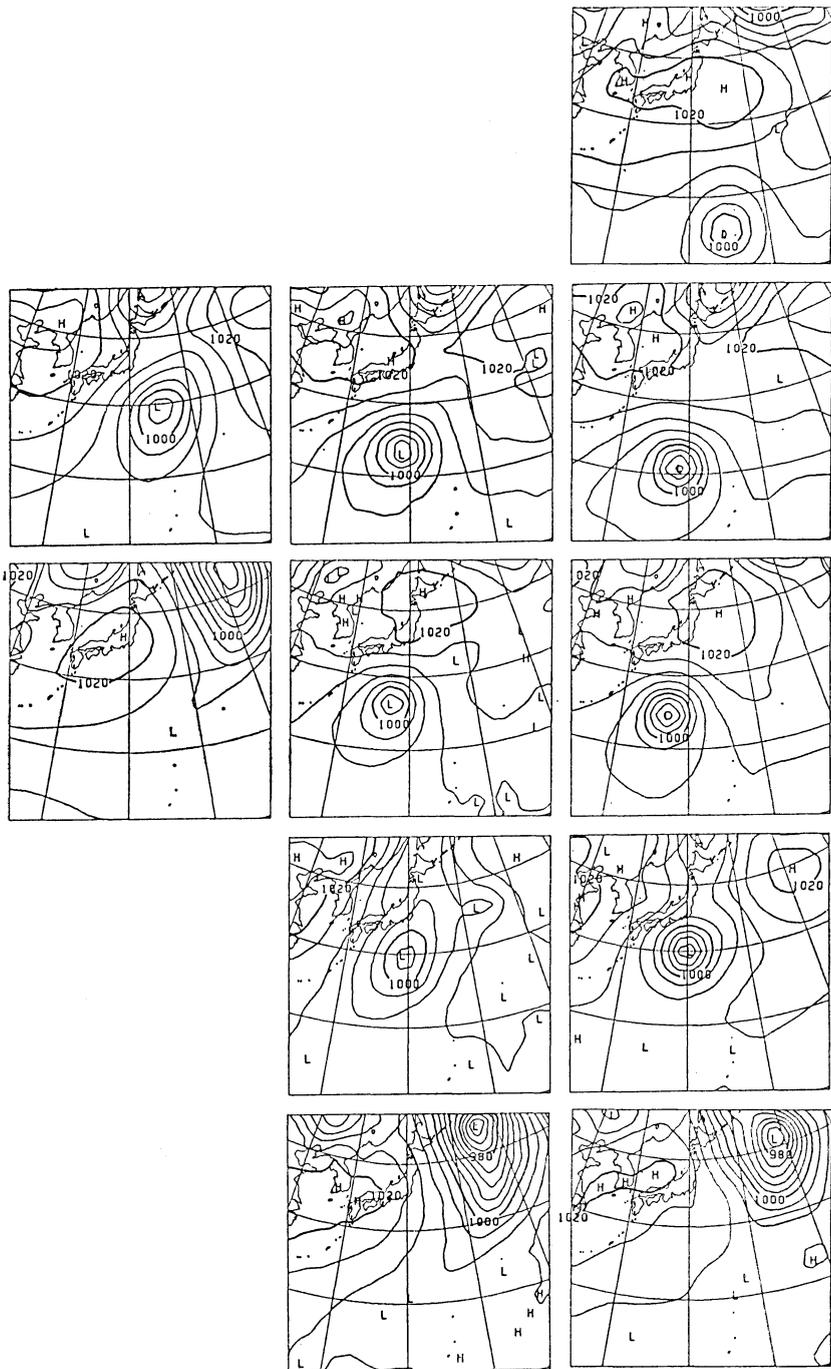
第12図 気象庁(JMA), ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF), 英国気象局(UK)の全球モデルによる6-10日予報の精度を海面気圧の傾向相関係数で表わした。上は89年3月(GSM 8803), 下は90年3月(GSM 8911)。

さい台風がどのように予報されているか、その例を示そう。第13図は、低気圧が日本付近で凡そ2日という短周期で発生し、東進発達した例である。初期値で日本の南岸にある低気圧Aの東進発達の予想は当然として、B, C, Dの3個の低気圧のうち、2日予報でB・5日予報でDの発生と、その後の発達と進路を予測している。ただ低気圧Cの発生は全く見逃している。

第14図に台風の予報例を示す。現在の全球モデルでは、空間分解能が不十分なこともあって、台風の発達(例えば中心の海面気圧)まで精度良く予報するのは難

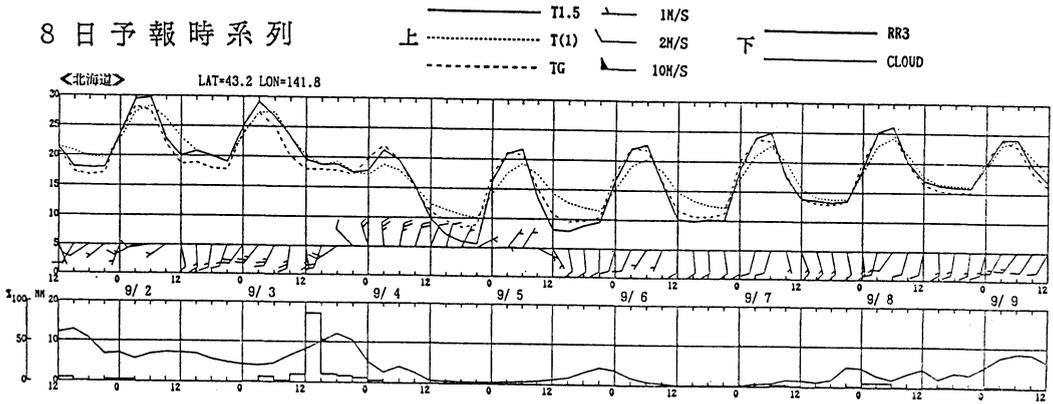


第13図 1990年3月1日 12 UTC を初期値とする 2, 4, 5, 6, 7 日予報の海面気圧(右列)と対応する時刻の解析値(左列).

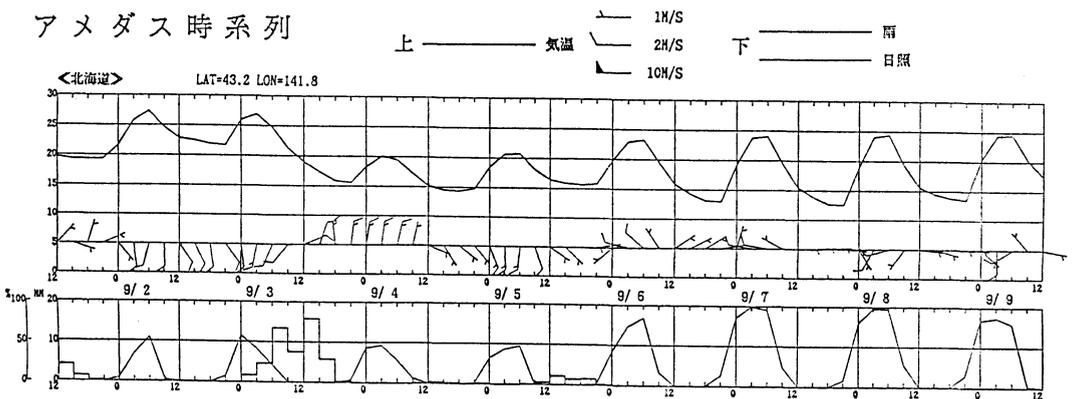


第14図 1989年10月24日 12 UTC を初期値とする台風予報の比較。左；GSM 8803 による2、3日予報，中；GSM 8911 による2、3、4、5日予報，右：対応する時刻の解析。一番右上の図は初期場を表わす。

8 日 予 報 時 系 列



アメダス時系列



第15図 GSM 8911 による北海道付近の格子点での地上気象要素の8日予報(上)の3時間毎の値と、同じくアメダス4要素による3時間毎の実況(下)。

しい。進路予報を目的としている。16層 T 63 モデルでは台風の北上が速く、かつ台風の渦が維持できずに、3日予報で既に温帯低気圧に変わっている。いっぽう空間分解能が向上した21層 T 106 モデルでは、台風はゆっくり北上し、予報5日目の温帯低気圧への移行を見事に予想している。

ただしすべての台風予報が上記の例のように順調ではない。全球モデルは大型台風を予報する水平分解能を持ち始めたばかりである。いっぽうで、従来に比較して水平分解能が増したため台風が発生し、かつ維持され易くなり、台風が西進するとき北上する系統的誤差と相伴って、予報場を極端に乱すことがある。また数値予報モデル一般に共通な問題として、観測データが疎らな海上で、台風と台風の周囲の精度の良い解析を如何に行うかという問題が残っている。台風の発生と進路の週間予報は、次世代の全球モデルの重要課題である。

数値予報モデルの結果の利用法として、予報された気圧や高度場を人間が総観気象の知識を基に解釈して天気予報に反映させる形態の他に、予報された物理量の格子点値を直接利用する形態もある。アジアモデルの予報値とアメダス降水実況を統計的に処理して得た、雨の確率予報などが後者の例である。全球モデルの予報格子点値も航空予報や気温の週間予報などに使われている。

第15図は、全球モデルにより予報された札幌付近の格子点の気象要素である。バイアスの補正その他の統計的操作用はなんら加えていない。格子間隔は1.125度であるから約1万 km<sup>2</sup> を代表する値である。その領域の中には山あり平野あり、地面被覆も様々であるから、領域の中にある平均したアメダス観測値の時系列と比較する際は注意を要するが、気温や降水の傾向が大まかには合っているように見受けられる。今後モデルの空間分解能が向上し、物理過程のパラメタリゼーションが改善される

に伴い、天気要素を直接モデルで表現する利用形態の比重が増すであろう。

### 5. 全球数値予報の将来

これまで、気象庁全球（北半球）モデル開発の歴史と現状を概観した。1970年代の第1次全球大気実験計画（FGGE）の目標である、大規模擾乱の中期予報の精度向上は、おおそ達成されたといつてよいであろう。勿論、解決しなければならない問題は残されている。大規模擾乱の擾乱の予測についても5日から先になると初期値による変動が大きい。台風など水平スケールは小さいが寿命が長く、日本付近の天気大きな影響を与える擾乱の予測も今後の課題である。また予報された格子点値を天気予報に直接利用するには更に改善が必要である。

今後の数値予報の目標は、力学的長期予報と、集中豪雨などの激しいメソスケール現象の量的短時間予測である。両者とも従来に無い難しさを伴っている。大規模擾乱の運動は第1近似でポテンシャル渦度保存の式で記述出来る。非断熱過程があると保存しないが、それは短期予報の範囲では摂動とみなしてよい。そのため、計算機の演算速度・容量が増強され、予報モデルの格子間隔を小さくすればするほど、力学部分は良く再現される。力学的長期予報や激しい降水を伴うメソ擾乱の予測では、第1次近似でも非断熱と仮定することはできない。様々な物理過程が影響するので、そのパラメタリゼーションが重要になる。ところが雲と放射の相互作用のように、物理過程のパラメタリゼーションには未解決な問題が多くある。また、力学過程自体の持つ不安定性と非線形性により、初期値の小さな誤差が時間と共に増大して、モデルによりシミュレートされた解が真の解から離れるという問題もある。

現在、全球モデルによる1ヶ月予報実験が進行している。大規模擾乱の理論的予報可能限界はせいぜい2週間と見られている。このため1ヶ月予報では個々の大規模擾乱でなく時間的に平均された場が予測の対象である。これまでの実験結果によると、冬期の成績が良い。延長予報では初期値の僅かな差によって、予測された場がかなり変動する。この初期値の影響を取り除くために、少しづつ異なった初期値（12時間とか6時間づつ離れた連続した数例の初期値）から予報したアンサンブル平均によって、予報精度を上げようとしている。LAF (Lagged Average Forecast) と呼ばれるこの方法によって、予報精度は確かに改善される (Yamada *et al.*, 1990)。ただ

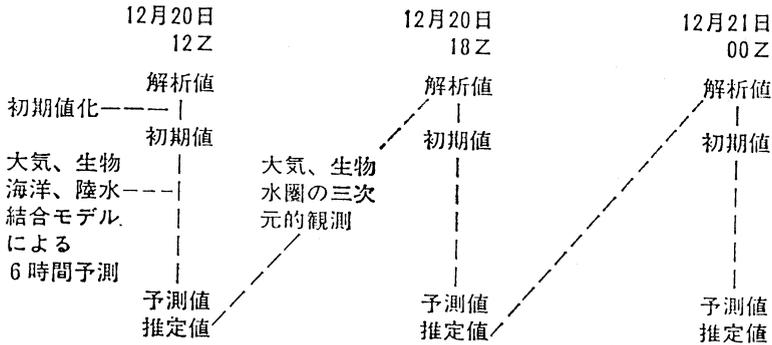
し冬期であっても予報が良い場合と悪い場合がある。今後の課題は、前もって「予報の信頼性を予報する」ことである。

力学的季節予報となると、海面水温の変動も考慮しなければならないので、海洋大気結合モデルによって予報することになる。海洋の観測データは海面水温を除いて大気データよりも遙かに少ないので、海洋モデルの初期値を作るには3.3節で述べた4次元データ同化の手法で作るしかない。GFDLの都田らはこの手法で海洋運動の初期値を作り、エルニーニョの予報実験を行い、ある程度の成果を上げている。問題は結合モデルにすることにより、系統的誤差が増幅することである。またエルニーニョが予報できたからといって、季節予報ができたことにはならない。熱帯はS/N比が小さく、海面水温に対する大気反応も単純である。いっぽう中緯度大気は熱帯の海面水温だけで決まらない。

電子計算機の演算速度と記憶容量は今後も増大すると思われる。次世代の全球モデルは30層以上で格子間隔は50 km程度になるだろう。台風や寒気場内の極渦など、メソスケール擾乱でも寿命が長く、天気大きな影響を及ぼす現象の予報が目的である。このように全球モデルの空間分解能が増強され、メソ擾乱も予報対象になると、局地モデルとの境界が曖昧になる。次世代の全球モデルは全球メソモデルと言って良いだろう。

観測データの密度や精度の向上が遅々としている間に、予報モデルの空間分解能が向上しても果たして予報精度が上がるのかと、疑問を持たれる読者もあるだろう。予報モデルの分解能を向上させる根拠は、ひとつには大規模場の状態を与えると、それに応じてスケールの小さい場も予報モデルが作ってくれるという期待されるからである。特に地形によって誘起される現象に対してはその期待が大きい。地表面付近の気象要素を数値予報に基づいて直接出力・利用する場合は、異質な地表面被覆の影響を取り入れるために高分解能が必要である。また大気運動の空間スペクトルは連続していて、それらの非線形相互作用が簡単にパラメタライズできるとは思えない。その簡単な1例として、現モデルで用いている線形の水平拡散がある。これは小スケールにエネルギーが溜まるスペクトルブロッキングという現象を抑えるための便宜的な方法であって、物理的な洞察に基づいている訳ではない。今後の予報精度を向上させるには、予報モデルとしては系統的誤差の軽減がある。系統的誤差の原因は、物理過程が主だろうが、未だ（特に鉛直方向

予報解析サイクル



〔地球環境監視予測システム〕

と名づけるべき

目的

1. 地球の大気圏、水圏、生物圏の時々刻々の状態と運動を監視する。
2. 大気、海洋、生物圏、陸水結合モデルにより地球環境の将来を予測する。

第16図 近未来の予報解析サイクル。

層圏の)空間分解能が不足しているためかも知れない。

予報モデルが改善されると最終的に予報精度を決定する要因は、観測データである。観測データの分布は北半球のしかも陸上に偏っている。静止気象衛星や極軌道衛星によって全球的な風や気温のデータが得られているが、鉛直分解能が低いことと精度がゾンデに比べて悪いのが問題である。90年代に地球観測衛星 ADEOS をはじめとして、多くの実験的衛星の打ち上げが予定されているが、その成果が数値予報にも現れることを期待したい。

数値予報モデルが改良されて系統的誤差が消え、観測データが今になく得られて精度の良い初期値が得られたとしても、大気運動の不安定から生ずる予報の限界が厳然と存在する。数日から先は決定論的予報ではなく、数値モデルによって僅かに異なった初期値から多数の予報を行い、現象の発生確率を求める力学的確率予報が出現する可能性も大いに有る。既に力学的1ヶ月予報は確率的予報の方向に進んでいる。週間予報の時間スケールでは、気圧パターンの出現確率ではなく、降水量や気温などの天気要素の確率分布を直接求めるのでなくては意味

が無い。力学的確率予報が成功するためには、予報値のバイアスを小さくしなければならない。また莫大な計算機資源を要するが、いずれ現行の統計的確率予報にとって代わるであろう。

新しい観測データを入手し、品質管理によってデータの質が向上し、新しい解析法が開発され、予報モデルがさらに改善されたとき、予報の精度は直線的に向上するのだろうか？ 筆者は何時かは頭打ちになるだろうと考える。その時フロンティアをどこに求めたらよいだろうか？ 数値予報の予測値は波浪モデルや海水モデルに供給されて、海上の波高や海水分布などの予測に利用されている。将来は結合モデルによる海流や海面水温の予測が可能になろう。汚染物質の拡散をシミュレートするモデルもある。数値予報の将来は境界領域にあると考える。この領域の研究開発が進めば、経済活動にも影響を与える応用分野が続々出現するだろう。

筆者は来世紀の数値予報の姿として、地球環境監視予測システムを提唱したい(第16図)。地球の大気・水・生物の各圏は縫い目の無いシステムを構成している。これらの結合モデルによって4次元データ同化を行い、地

球環境の時々刻々の状況を監視すると共に、同じ結合モデルによって未来の環境を予測する。来世紀には衛星による遠隔測定が現在の比でなく発展しているだろう。それらの観測データは同化システムに取り込まれることにより初めて生きてくる。水や無機的なエネルギーの循環ばかりでなく、炭酸ガスの交換過程なども記述する様なシステムに成長させるのが目標である。1910~20年代に V. ピヤークネス, F. リチャードソンがみた数値予報の夢に代わり得る夢となるであろうか。

## 謝 辞

この稿を起こすにあたって、気象庁数値予報課の岩崎俊樹、田宮久一郎、里田弘志、山田慎一、瀬上哲秀の諸氏に資料を提供して頂いたこと、また重久陽亮、柏木啓一、馬場厚、隈健一の諸氏には貴重なコメントを頂いたことを感謝いたします。

## 参考文献

- 柏木啓一, 平木 哲, 滝川雄壯, 巽 保夫, 1983: 北半球およびファインメッシュ予報モデルと解析システム, 電子計算室報告別冊, 29: pp 93, 気象庁予報部.
- 柏木啓一, 野村(馬場)厚, 楠 昌司, 1990: 気象データと客観解析, 数値予報課報告別冊, 36, pp 131, 気象庁予報部.
- 岸保勘三郎, 田中正之, 時岡達志, 1982: 大気の大循環, 大気科学講座4, 東京大学出版会, pp 256.
- 木田秀次, 1990: 我国の数値予報システムの概要(1), 天気, 37, p 591-p 602.
- 工藤達也, 重久陽亮, 1984: ノーマルモードイオン化リゼーション, 電子計算室報告別冊, 30, 22-22.
- 佐藤信夫, 木本昌秀, 露木 義, 里田弘志, 1989: 力学的長期予報をめざして, 数値予報課報告別冊, 35, pp 138, 気象庁予報部.
- 杉 正人, 多田一正, 隈 健一, 瀬上哲秀, 山田慎一, 長谷川直之, 斎藤和雄, 栗原和夫, 上野 充, 1988: 数値予報モデルの物理過程, 数値予報課報告別冊, 34, pp 131, 気象庁予報部.
- 武田喬男, 1990: GEWEX (全地球エネルギー・水循環実験観測計画), 天気, 37, 490.
- 内藤勲夫, 1990: 地球の角運動量収支における大気水圏のシステムの役割, 天気, 37, 231-241.
- 中山 嵩, 1984: 気象庁数値予報ルーチンモデルの精度について. 天気, 31, 441-459.
- 増田善信, 1981: 数値予報—その理論と実際—, 東京堂出版, pp 278.
- 増田善信, 遠藤有礼, 長野美文, 清水喜允, 住明正, 湯本幸治, 柏木啓一, 1976: 客観解析, 電子計算室報告別冊, 22, pp 81, 気象庁予報部.
- Baba, A., 1986: An Objective Analysis of Sea Surface Temperature, JMA/NPD Tech. Rep., 5.
- Baba, A., 1987: Improvement of the Estimation Method of Moisture Data from Satellite Cloud Soundings, JMA/NPD Tech Rep., 15.
- Goody, 1952: A statistical model for water vapour absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. J. Atmos. Sci., 31, 118-133.
- Harshvadah, R. Davis, D. Randall and T. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models., J. Geophys. Res., 92, 1009-1016.
- Iwasaki, T., S. Yamada and K. Tada, 1989: A parameterization of orographic gravity wave drag with the different vertical partitioning, Part I; Impact on medium range forecasts., J. Meteor. Soc. Japan, 67, 11-27.
- Jaeger, L., 1976: Monatskarten des Niederschlages für die ganze Erde. Ber. Dtsch. Wetterdienst, 18 (139).
- Kanamitsu, M., K. Tada, T. Kudo, N. Sato and S. Isa, 1983: Description of the JMA operational spectral model, J. Meteor. Soc. Japan., 61, 812-828.
- Kasahara K. and K. Tamiya, 1989: Spin-up of Precipitation Forecasts with a Global Atmospheric Model, JMA/NPD Tech. Rep., 29.
- Katayama, A., 1972: A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere, Tec. Rep., 6, Department of Meteorology, UCLA pp. 77.
- Kimoto, M., 1988: A Preliminary Intercomparison between Satellite-derived and Model-generated Clouds and Radiation, JMA/NPD Tech. Rep., 23.
- Kuo, H.L., 1974: Further Studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow., J. Atmos. Sci., 31, 118-133.
- Lacis A.A. and J.E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. J. Atmos. Sci., 31, 118-133.
- Louis, J.M. Tiedtke and J.-F. Geleyn, 1982: A short history of PBL parameterizations at ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, ECMWF, 59-80.
- Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model with applications to normal mode initialization, Beitrage zur Physik der Atmosphäre, 50, 253-

- 271.
- Miyakoda, K., 1975: Weather forecasts and the effects of the sub-grid scale processes. *Seminars on Scientific Foundation of Medium Range Weather Forecasts, ECMWF, Part II*, 380-593.
- Orzag, 1970: Transform method for calculation of vector coupled sums; Application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.*, 27, 890-895.
- Palmer, T.N., G.J. Shutts and R. Swinbank, 1986: Alleviation of systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 1001-1039.
- Saito, K. and A. Baba, 1988: A statistical relation between relative humidity and GMS observed cloud amount. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 187-192.
- Sato, N., P.J. Sellers, D.A. Randall, E.K. Schneider, J. Shukla, J.L. Kinter III, Y.-T. Hou, and E. Albertazzi, 1989 a: Implementing the Simple Biosphere Models (SiB) in a General Circulation Model; Methodologies and Results. NASA Contractor Report 185509.
- Sato, N., P.J. Sellers, D.A. Randall, E.K. Schneider, J. Shukla, J.L. Kinter III, Y.-T. Hou, and E. Albertazzi, 1989 b: Effects of Implementing the Simple Biosphere Model in a General Circulation Model, *J. Atmos. Sci.*, 46, 2757-2782.
- Shibata, K. and T. Aoki 1989: Infrared radiation scheme for numerical model of weather and climate. *J. Geophys. Res.*, 94, 14923-14943.
- Sugi, M., K. Kuma, K. Tada, K. Tamiya, N. Hasegawa, T. Iwasaki, S. Yamada and T. Kitade, 1990: Description and Performance of the JMA Operational Global Spectral Model (JMA-GSM 88), *Geophys. Mag.*, 43, 105-130.
- Tada, K., W. Bourke and T. Hart, 1989: An intercomparison of the Numerical Predictions of the BMRC and JMA Global Spectral Models, *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 705-729.
- Wilmott, C.J., C.M. Rowe and Y. Mintz, 1985: Climatology of the terrestrial seasonal water cycle, *J. Climatology*, 5, 589-606.
- Yamada, S., S. Maeda, T. Kudoh, T. Iwasaki and T. Tsuyuki, 1991: Dynamical One-Month Forecast Experiments with the JMA Global Prediction Model, *J. Meteor. Soc. Japan* in press.



藤井清光・田中彰一著

新時代の海の利用

東京大学出版会, 1990年7月刊  
207ページ, 定価 2,575円

気象と海のかかわりについては、機会があるたびに、その重要性が叫ばれているが、海洋工学的な立場での海の利用技術については意外に知られていないのではなからうか。本書は、海洋工学に長年たずさわった研究者が、アメリカ訪問記なども含めながら網羅的にまとめたもので、実用的な知識を短時間に吸収するのに便利である。

本書の中で取上げられている問題は、波力発電、沖合人工島、深海潜水調査船「しんかい6500」、石油掘削リグ、マンガン団塊などに関連した技術から、海洋性リゾ

ートの条件までと多岐にわたる。前書きにも述べられている通り、索引を広げ、おもしろそうなものを選んで、百科事典のように読むのも良いであろう。目次は次の通りである。

- 第1章 海と人間の新しい関係を考える
- 第2章 海のリゾート開発を分析する
- 第3章 海の国際問題
- 第4章 海洋空間の利用
- 第5章 海中利用の新しい方向
- 第6章 海洋エネルギーの利用
- 第7章 深海底の調査と鉱物資源
- 第8章 海洋石油・天然ガスの開発
- 第9章 海の問題
- 第10章 アメリカの海洋開発
- 第11章 新時代の海の利用を考える

(気象庁海上気象課 羽鳥光彦)