長期予報研究

グロースベッター

第 9 巻　第 2 号

目　　次

1970年　12月

L. F. グループ

数値延長予報の問題点と将来性

J. Smagorinsky

Problems and Promises of Deterministic Extended Range Forecasting.
(Bull.Amer.Meteor.Soc, 50, No.5, 286－311, 1969)

この報文は１９６９年１月，New York で開かれたアメリカ気象学会総会でなされたWexler記念講演にもとずいたものである。そのため，Wexler の業績について多く述べているが，本題に関係ない部分はすべて省略した。

要約　過去２０年，大気と海洋の研究分野でめざましい進歩が果され，大気の状態を数値積分的に予報する新しい時代が来つつあることを予告している。ここでは，大気－海洋系のモデル化の最近の進歩とそれに伴い，おこってきた問題点や将来に対する要望と展望について述べる。

1. つちかわれた基盤

１９４６年，von Neumann と Rossby はプリンストン大学の高級研究所の電子計算機開発プロジェクトの一環として気象グループをつくる事を決定した。その主題は数値予報の開発であつたが，数年間の努力により一応の成功を収めた。その直後の１９５３年，Wexler の決断によりアメリカ気象局の中に合同数値予報ユニットと呼ばれるルーチン予報グループがつくられた。

その後，１９５５年にプリンストンに於いて Dynamics of Climate (Pfeffer, 1960) についてのシンポジアムが開かれた。この会議はその前年に発表された Phillips の先駆的な大循環の数値実験に刺戟され勇気づけられて開かれたものである。その会議で，von Neumann は次の様に提言した。

“予報という問題を考える時，予報の時間スケールによつて，大気の運動を３つのカテゴリーに分けるのが便利である。第1のカテゴリーは，主に初期状態によつて決定される運動で，初期の傾向をこきざみに時間外捜してゆく事により予報可能な短期のものである。第2のカテゴリーは，その逆の極端で，実際的には初期状態には無関係な運動である。このような運動を予報するには，循環の平均的な特性を対象にする事となる。この両極端の間にもう一つの第3のカテゴリーが存在する。この流れは，初期状態の影響をそれと見出す事ができない程，予報された循環は初期の状態とは異つている。しかしながら，日日の変動には初期の影響を無視できない。以上の３つのうち，解を決めるのに最もやさしいのは，時間外捜が比較的短い短期予報である。時間外捜が非常にながく，無限大に近い長時間後の漸近解を求めることが必要な第２のカテゴリーの予

報は，それ程やさしくない。しかし，もつと難かしいのは，短期でもなくむやみに長期でもない中間の予報である。それ故，まず最初に短期数値予報がなされるべきであり，次に循環の特徴に焦点を置いた長期予報，最後には，簡単な流体力学系で取扱うにはなが過ぎ，平衡理論で取扱うには短かすぎる中間的予報を企てる事となろう。”

そして，von Neumannは第3のカテゴリーの予報期間を３０日～１８０日とした。彼の述べた様な事は実際には，もつと短い期間にもあてはまる。筆者は中間予報の下限は２～３日にすべきだと考える。

大循環モデルの研究をけなす人々は，それを用いての実際の数値予報は中緯度では上手くゆかないだろうと言う。彼等は，メソスケール系のもつ多量のエネルギーのため大規模現象はマスクされてしまうと考える。しかし，かかる悲観論は誇張であるし是認し得ない。強制されたメソスケール現象はかなりの長期間，物理的に予報可能とみてよい。例えば，小規模な山や海岸での熱的なコントラストでおこるメソスケールの現象などがこれにあたる。他方，自由波的なメソスケール現象の決定論的な予報可能期間はたぶん数時間のオーダーであり，そのため，それらの変動と大規模現象を統計的に関連づけるためのパラメタリゼーションを必要とする事は確かである。このようなパラメタリゼーションを通じて，格子間隔以下のスケールが大規模現象に及ぼす効果を導入しなければならないが，まだ完全には解決されていない。

2. 予報可能性の理論的限界

ここ数年の間に“予報可能性”（predictability）についてさかんに議論されだした。また，一般概念はまだ莫然としているが，“２週間予報”について話されるのをよく聞くようになつた。大気の予報可能性の先天的な限界について，初めて明解な表現を与えたのはThompson（１９５７）であつた。簡単な解析に基き，彼は予報の限界は存在する筈だと強調し，１週間予報などでたらめにすぎないと結論した。Lorentzは１９６３年と１９６５年の論文で，もつと問題を明確にし決定論的（deterministic）な限界は，大気のもつ物理的な不安定性，生来の非線型で分散的な特性に帰せられる事を示した。そして彼は非常に簡単でわかりやすい方法で，初期条件がごくわずか違う２つの物理系は，究極では全く無関係なものになつてしまうことを示した。Lorentzは２８の自由度をもつモデルを用いて数値実験を行つたのであるが，シノプティク・スケールの予報の限界のオーダーは数日から数週間であろうと結論した。１９６６年にCharneyは大循環モデルを用いて，ごくわずか初期値の違う２つについて時間積分を行い，その分離の有様から予報可能性の問題を取扱うことを提案した。彼はかかる数値実験を通じて，中緯度の傾圧不安定波の線型的な成長率を求め，それに基いて，初期値に典型的な観測誤差が存在することによる予報限界はやく２週間であると結論した。また，最近Robinson（１９６７）は大気のエネルギーのスペクトルの消散特性を仮定して問題をとき，だれよりも悲観的結論を得た。しかし，彼の用いたやり方はやや粗雑であつた。いずれにせよ，以上述べてきたすべての研

究は，用いた方法はかなり異なるが，大気の予報可能性の限界について，同じ概念と定性的特徴を与えている。この限界について，定量的にはまだはつきりしていない。気象学ではオーダーの見積りをよく行う。しかし，予報の限界の場合，それが1週間か4週間かであるかは実際的には重大問題である。factorが二つ変つても，我々の将来の展望がくるつてしまう。

以上の概念をもつと明らかにするため，次の問題を設定してみる。もし我々が

1）現実の大気を物理的に忠実に記述するモデル

2）すべてのスケールのスペクトル成分について初期値を与え得る能力

3）非線型微分方程式を数値積分するとき，切断誤差をもたない保証

が与えられるならば，すなわち，完全無欠なセットがある時，初期から無限に遠い将来まで，大気の変動を正確に予報することが可能であるか？　あるいは逆に，蝶のはねのはばたきが，究極において大気の大規模現象を変えてしまう程増巾されるのであるのか？　すべての波数の擾乱が無相関になつてゆく速度は同じであるか？　蝶のはばたきの代りに，初期値における観測誤差や数値積分における切断誤差を考えてもよい。

以上の設問は決して純学問的な興味だけからではない。これに対する解答は，我我が切望している予報可能性の究極的限界に関する情報を与えてくれる。この限界をこしては，それ以上に初期値を上手くきめ，もつと現実に近いモデルをつくり，そしてよりはやい計算機をつかつてみても，予報可能性をます事はできない。

この問題の解答はやさしくない。しかし原理的には，現実の大気のエネルギー・サイクルの本質的特性をシミュレートし得る数値モデルがあれば，アプローチが可能である。エネルギー・サイクルの本質的特性とは

1）帯状有効位置エネルギー（これは放射の南北傾度によつて生成される）から運動エネルギーへの変換

2）非線型相互作用によるスケール間のエネルギー交換

3）運動エネルギーの摩擦消費

である。そのアプローチとしては，Charney によつて提案された方法を用いる事にする。原理

---

*）訳注：いまスケールLの現象のlife timeは近似的にL^2/Kで示される。ここでKは一種の渦拡散係数である。Robinson はこのlife time以上の予報は無駄であるとする。擾乱のスペクトルにgap がないとし，大規模現象の運動エネルギーは連続的により小さいスケールに移り最終的には分子粘性で消費されるというcascadeの考えを採用し（ごく最近の2次元乱流の理論からこの考えは正しくないようである），かんたんなモデルでKを求めlife timeの推定を行つた。5000kmのスケールに対してはやく5日，500kmスケールで1日，5kmスケールで2時間を得た。それ故，彼の考えによれば大規模現象の予報の限界はやく5日となる。一般的には受けいれられていない。

は非常に簡単である。大循環モデルを用いて長期間の数値積分を行ってみる。そして，この1系列を現実の大気の変動とみなす。次に前の実験の初期値に，ある領域にわずかのじよう乱を何らかの方法（前述の蝶のひとはばたきでもよい）で与えてやり，もう一つの数値実験を行う。そして前者と後者を比較して，パターンが時間と共にどのように異つてくるかをしらべる。かかる実験は初期値にあつた誤差がどのように成長するかをシミュレートしてくれる。誤差の原因としては，観測値自体の誤差，観測値の空間的内挿すなわち客観解析法によるもの，それに観測されていないが計算に必要な物理量の求め方（初期値問題に関連する）によるものがある。かかる一時的な誤差源とは別に，モデルの物理的あるいは微差表現式の欠陥により，時間積分の間，連続的に生ずる誤差もある。

ここで用いたモデルは都田ら（１９６９）の Experiment 3 で用いられたものと全く同じである。簡単にのべれば，９層プリミテイブ・モデルで，領域は北半球である。水蒸気の予報も含み，相対湿度が８０％をこした時，凝結がおこるようにしてある。積雲対流効果は大気成層が条件付不安定であり，湿度が８０％こす時，湿潤断熱減率に調節する方式で導入する。放射の計算では，吸収ガスとしては水蒸気，炭酸ガス及びオゾンを考えるが，これらの分布は高さと緯度のみの関数としての気候値を与え，時間と経度によらない。山や海陸分布の効果は勿論はいつている。地表の抵抗係数は海陸同じと仮定した。陸地からの蒸発の計算では，水面とみなした時の蒸発量の半分とする。陸氷と海氷の表面温度については異つた扱いをする。雪線の位置は時間と共に変化しないとする。

水平方向の格子間隔も問題になるが，ここでは２つの場合について夫夫一組の実験を行つた。すなわちN＝２０とN＝４０である。N＝２０とは，極と赤道の間に２０点があることを示し，極で格子間隔は６４０km，赤道で３２０kmとなる。N＝４０では間隔は当然この半分となる。初期値として１９６６年1月４日 12Zの状態を用いる。このまま時間積分を行つたものを control run，初期値に小さなじよう乱を与えて積分を行つたものを perturbed run と夫夫よぶことにする。積分期間は３週間，小じよう乱として，振巾の標準偏差0.5℃であるようなランダムな気温のじよう乱を９層全部に与える事とした（ランダムじよう乱としては計算機でつくられた乱数系列を用う）。明らかにこの小じよう乱は蝶のひとはばたきよりずつと多くのエネルギーをもつている。各レベルでの気温の予報誤差の標準偏差 $\sqrt{a}$ は次のように定義する：

$$a = \left[\Sigma \frac{(Ta - Tb)^2}{m^2} \Big/ \Sigma \frac{1}{m^2} \right] - \left[\Sigma \frac{Ta - Tb}{m^2} \Big/ \Sigma \frac{1}{m^2} \right]^2 \qquad (1)$$

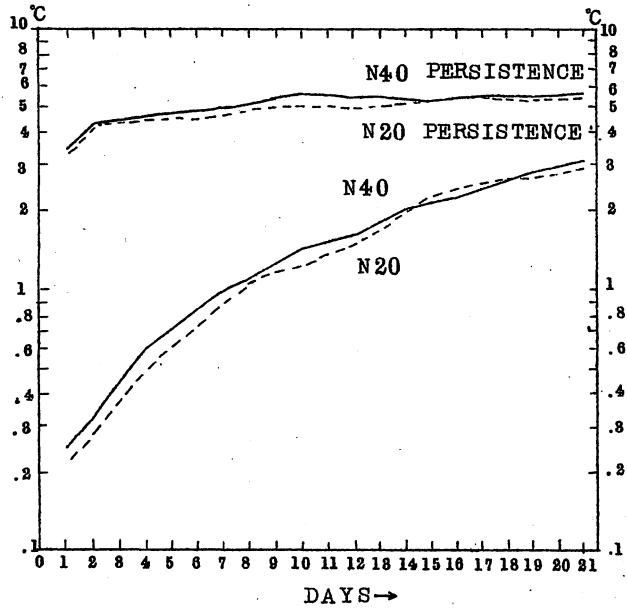
ここで，Ta，Tb，は夫夫 control run 及び perturbed run で得られる，格子点毎の気温である。$m = 2/(1+\sin\phi)$ でステレオ投影による拡大因数を示す。Σは各各のレベルで北半球全体の格子点の値の総和を表わす。aの水直方向の平均は

$$A = \sum_{k=1}^{9} a_k \triangle Q_k$$

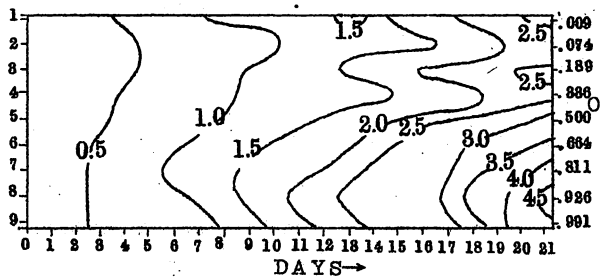
$$\triangle Q_k \equiv Q_{k+\frac{1}{2}} - Q_{k-\frac{1}{2}}, \quad P = P_* Q$$

で求める。kは垂直のレベルを示す指数であり，P及びP_*は夫々任意のレベルの気圧及び地表面気圧を示す。Qは0から1までの値で，例えば$Q=1$は地表面となる。

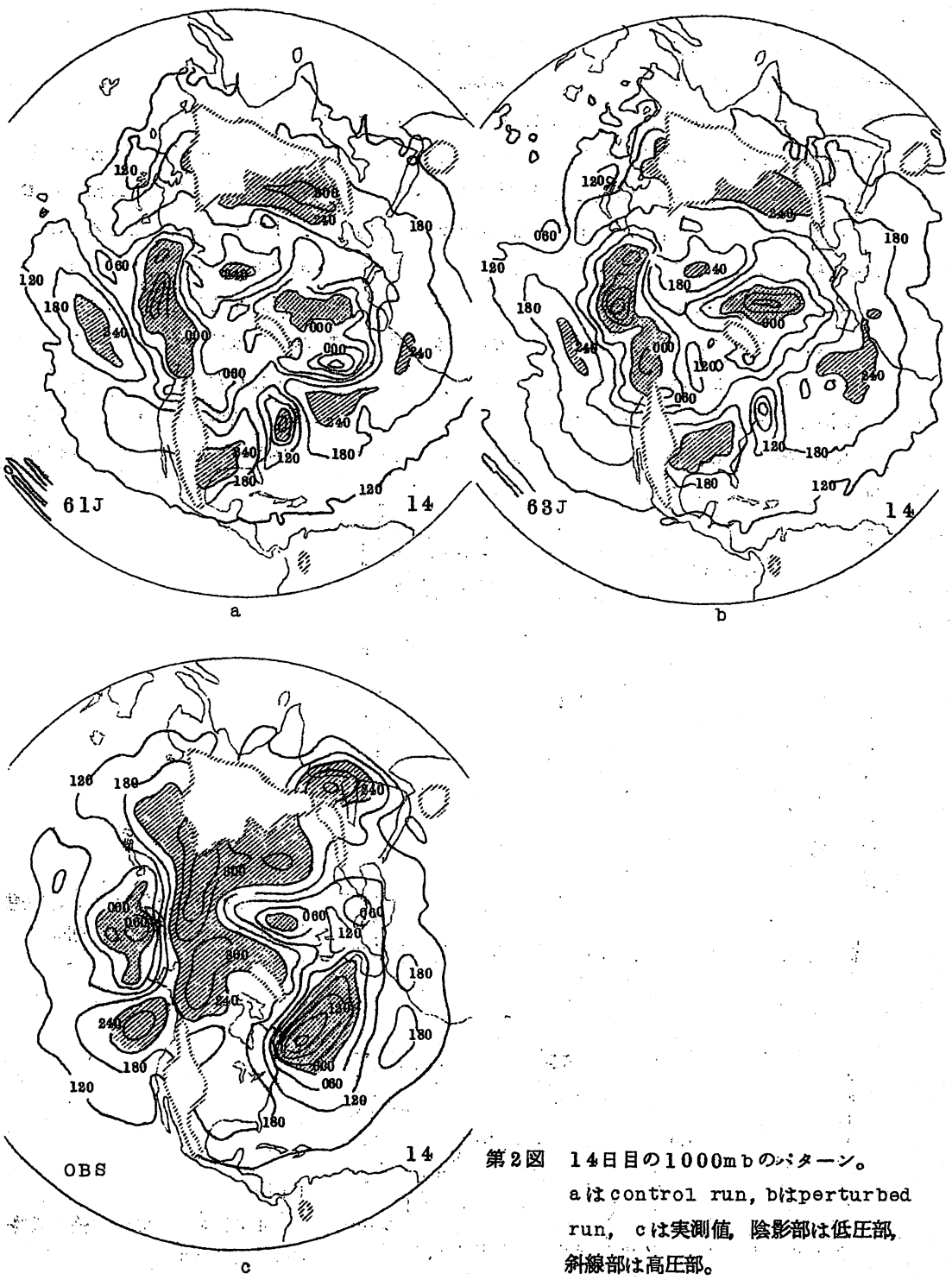
気温誤差の成長の状態は第1a図にAにより示されている。persistence と示されているのは，初期値そのものを予報値とした仮想的予報の場合の標準偏差である。これは(1)式にT_bの代りに初期の T_a を入れて求め得る。この値は最初増加するが，すぐ平坦になつてくる。この曲線の漸近的レベルの値は，此の期間の気温の自然の変動率の目安であると考えてよいだろう。もし気温の予報誤差の標準偏差がこのレベルに達すれば，それ以上予報することは意味がなくなると考え，これをここでは予報可能性の限界の定義とする。標準偏差は最初の日には，0.5℃から0.2℃にへる。これは，初期に小じよう乱を与えられた事により変化したthermal wind（熱因風）の場と小じよう乱を与えられていない初期の風の場の間に不均衡があるため，地衡風調節作用が起つた事を反映している。その後，誤差は7日まで指数関数的に増大し（これを線型



第1a図
鉛直的に積分した気温の誤差の標準偏差（℃），横軸は予報期間をあらわす。



第1b図
N＝40 における気温誤差の標準偏差の鉛直分布。



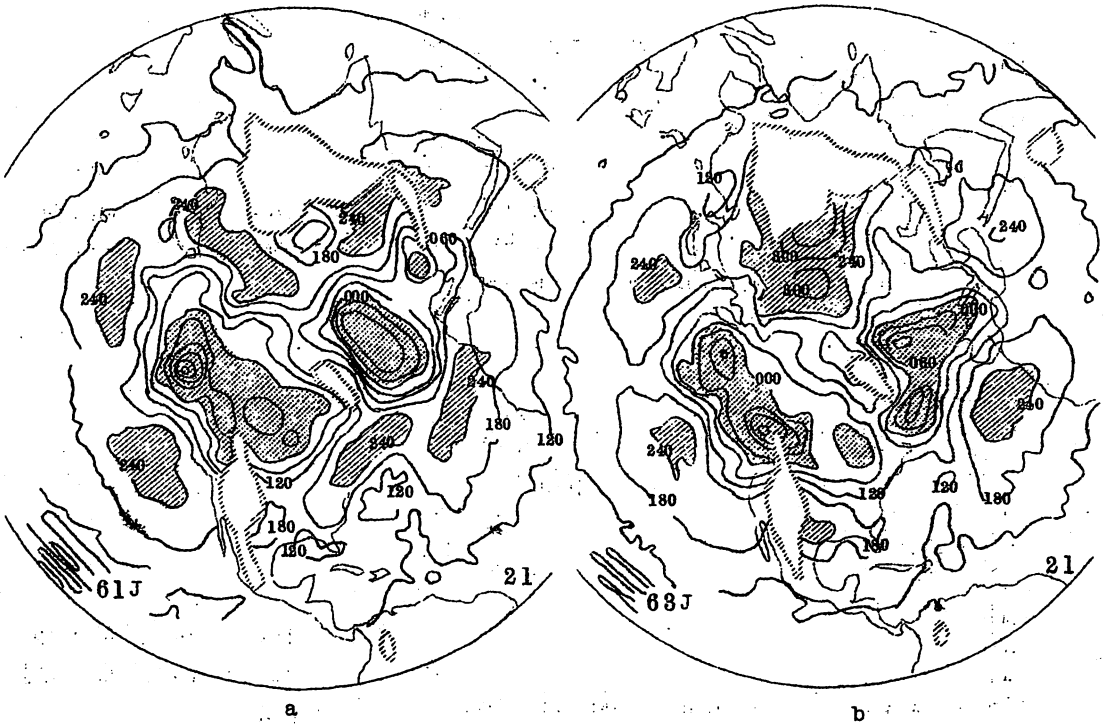
第2図　14日目の1000mbのパターン。
aはcontrol run, bはperturbed run, cは実測値, 陰影部は低圧部, 斜線部は高圧部。

的成長という），倍増時間は大体2.5日である。1週間後は増大率は減少し，非線型的な増大に移行する。persistence のレベルはN＝40，N＝20共にやく5.5でである。3週間後においても気温誤差の標準偏差はこの半分である。第1b図には各レベルの値の時間的変化を示した。温度誤差の増大が非線型的振舞に移行する7日後からは，特に下層程大きくなる。

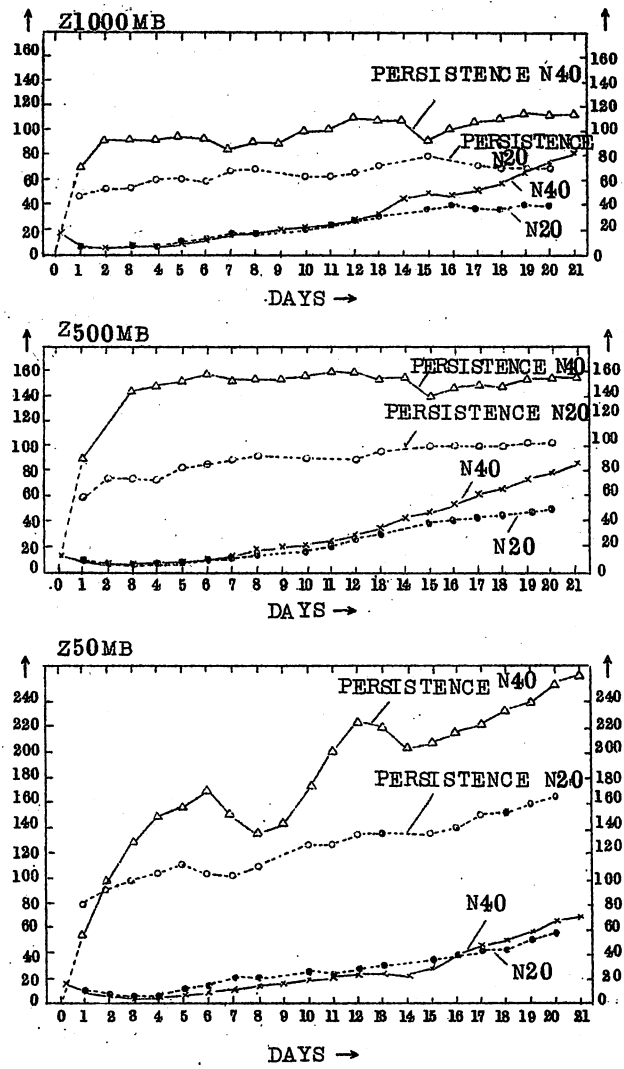
第2図と第3図には，N＝40の時の14日目と21日目の1000mbのパターンを夫々示す。第2図は(a) control run, (b) perturbed run の結果で(c)は実測である。14日目，21日目のaとbをくらべてみると，北大西洋でかなりの違いがみられるが，まだまだ無関係とみるには似すぎていて，決定論的な予報限界に達していないと見てよい。しかし，第2図で観測とくらべてみれば，実用的（practical）な限界を超している事は明らかである。

第4図には，等圧面高度について同様な計算をした結果を1000mb，500mb及び50mbに対して示した。第1a図の気温の場合とちがつてN＝20と40に対するpersistence レベルが非常に離れてみえる。これは縦軸が対数スケールでない事と第1a図のように垂直に平均されていることにも原因している。一方，高度誤差の方は，2週間後1000mbと500mbで2つが離れる事は別として，全体として殆んど一致している特徴がある。また50mbでは誤差の増大は非常にゆるやかである。

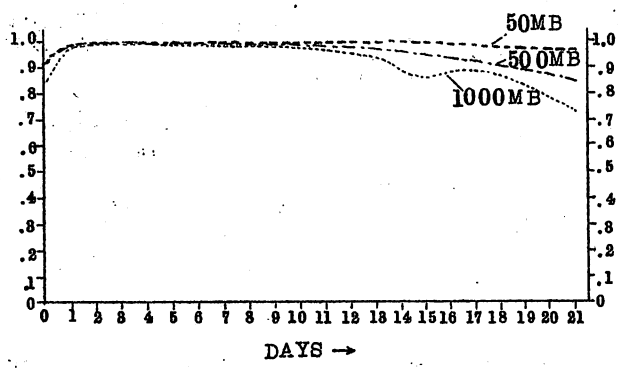
次に，高度そのものでなく，高度の時間変化に注目し，control とperturbed との間の相関係数をとつたものを第5図に示した。やはり下層程，相関係数の減少ははやい。さて，さらに



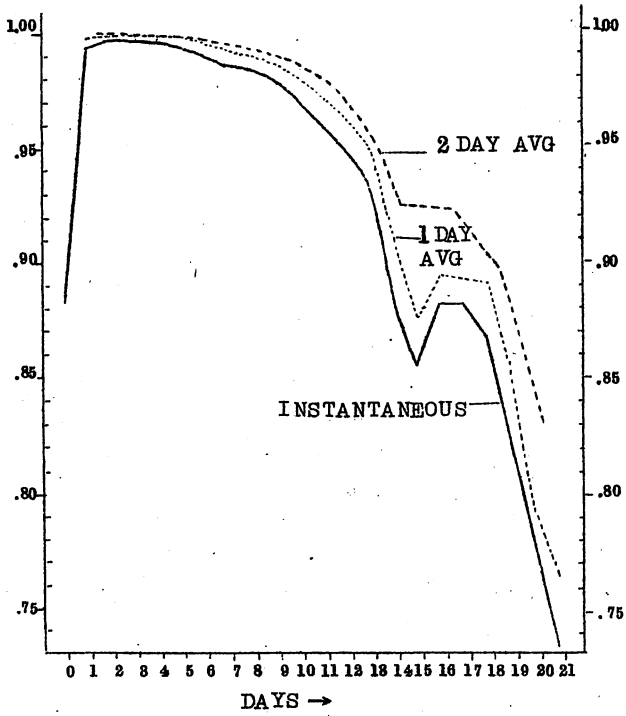
第3図　21日目の1000mbパターン。aはcontrol，bはperturbedのrunである。



第4図　1000, 500及び50mb面の高度の予報誤差の標準偏差



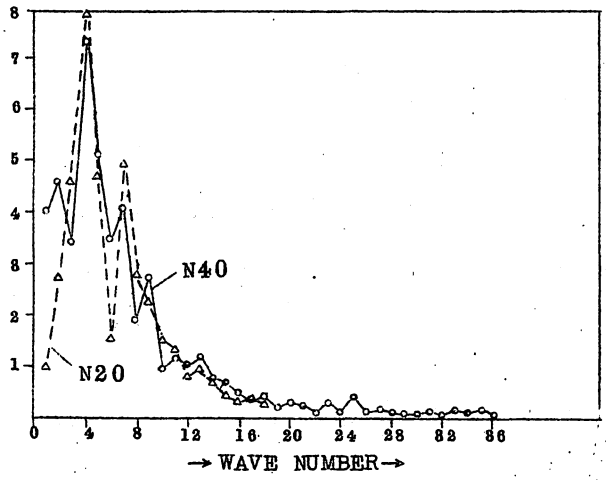
第5図　1000, 500及び50mb面の高度の時間変化の間の相関係数



第6図

perturbedとcontrol high nesolution experimentによる1000mb高度の時間変化の相関係数。比較のために第5図のinstantaneous correlation curveをのせてある。

1日平均，2日平均された高度の時間変化の間の相関係数の変化を1000mbに対して示したものが第6図である。図中でinstantaneous としてあるのは平均操作をほどこさないもので第5図の1000mbの線と全く同じである。平均され，高い振動数（短い周期）の波が除去されるにつれて予報可能性のレベルが増加してゆく事がわかる。これは，例えば，個個の低気圧の予報よりも，低気圧の経路の位置などの予報の方がその期間を大巾に延長し得る事を示唆している。次に，東西方向の波数によつて，予報可能性がどのように変るかをしらべてみる。第7b図は，35°N～45°Nの緯度圏にそつて，500mb高度の予報誤差（controlとperturbedの間の違い）の標準偏差をフーリエに分解して波数毎の時間変化を示したものである。この値は，第7a図に示された，persistence の場合の波数別の誤差で割る事により規格化されている。そのため，値が1.0である事は，ここで言う予報の限界に達した事になる。図がかなり複雑になつているが，これは1例しか行つていないためである。何回も実験を行い平均すれば，当然平滑化された結果を得るであろう。それにもかかわらず，Nの2つの場合のいずれも，短波の予報精度は急速におちている事がわかる。N＝20で，もつとも誤差の増大のきついのは，波数14～18で，これはこの格子間隔で分解可能な波の限界に近い。N＝40では，予報可能性の極大（図に示された値は極小である事に注意）は波数14に現れている。そして，傾圧不安定の強い波数6～12の間で2次的な極小が存在し，予報がむづかしい事を示している。これは，N＝20の時にもみられる。そしてまた両者共，超長波には極大が存在し，予報期間の限界が，かなり延



第７ａ図
35°N～45°N の緯度圏にそう500 mb面高度の persistence の時の予報誤差のスペクトル。15～21日の間の平均を示す。単位は10ｍ。

長し得る事を示唆している（但し，この極大は地理的に固定したpersistence 予報に基く誤差で規格化したため，強調されすぎている事に注意すべきである）。Ｎ＝２０の場合，波数１で極小になっているが，これは規格化因子が非常に小さくなつている事による（第７ａ図をみよ）。２つのＮに対し，波数１の規格化因子が，なぜこんなに異なるかの原因ははつきりしない。

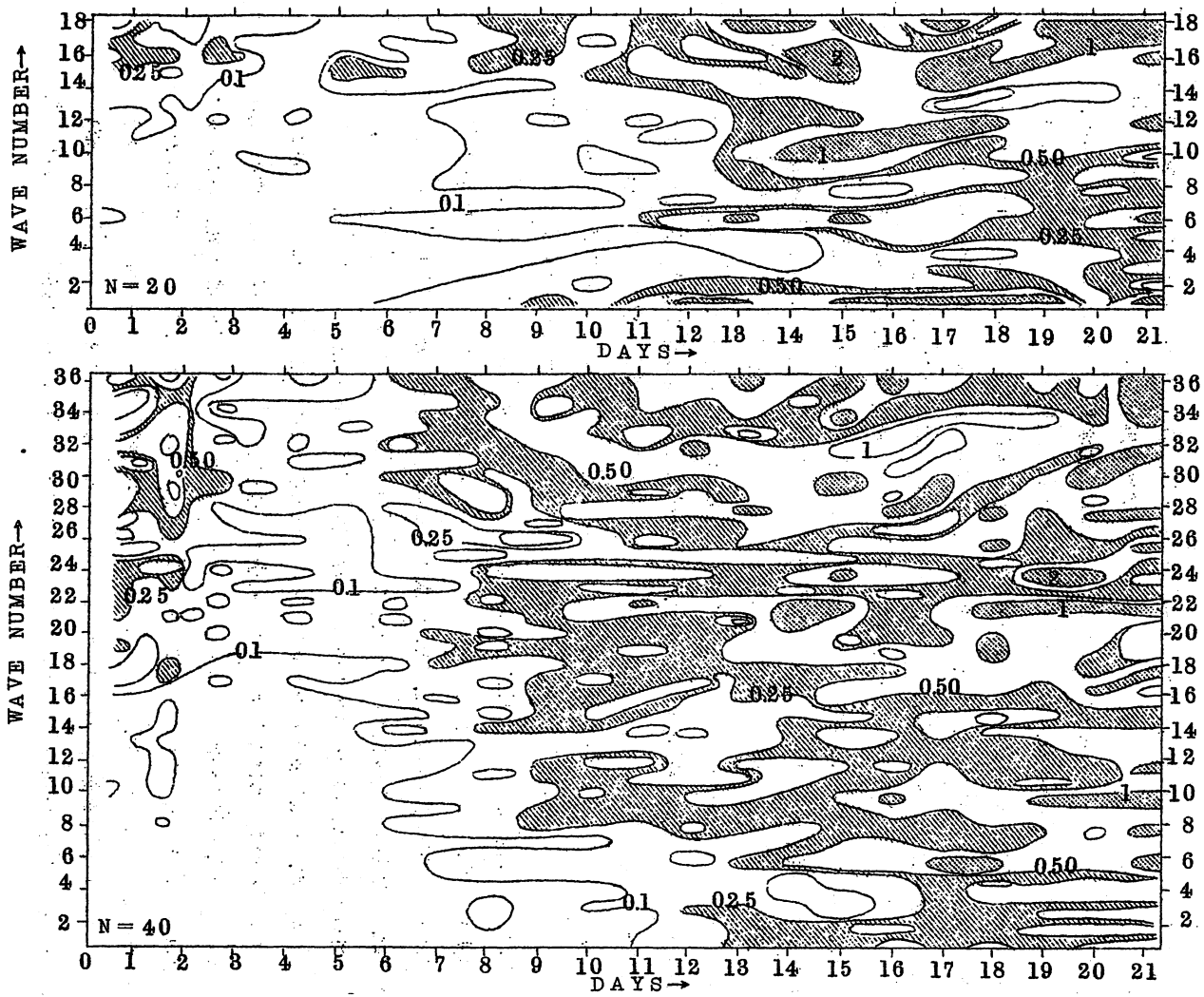
勿論この種の実験からの結論が一般性にかけている事は明かである。かかる実験から得られる予報の限界は，じよう乱の性質（４次元的スペクトル，振巾及びじよう乱をうける物理量）やじよう乱が与えられる側の状態の性質などによるであろう。このような事を考慮して，これらの実験から，シノプチック・スケールの予報可能性の限界は，少くとも３週間であると結論したい。ところで，現在の実用的な予報限界は多分１週間を少しこす程度である。このギヤツプは，もし数学的・物理的及び初期値の誤差を減らす事が出来れば短縮されるはずのものである。

3. 観測と資料（省略）

4. モデルと大気

(a) 理論的シミユレーシヨンは適切であるか。

ここで，過去１５年間に達成されたモデルの進歩について，詳しく述べる時間はない。しかし，その成功により予報期間が飛躍的に延長された事は確かである。大気大循環を理解し再現しようとしての，モデルづくりの努力から種々の発展が招来された。これらのモデルの流体力学系としてプリミテイブ方程式が採用され，それを上手く処理できるようになつたのもよい例である。また，地球面をどのような格子網でおおうか，あるいは，やや技巧をこらした差分技術も生れてきた。物理的観点からは，同様な動機から種々のパラメタリゼーションの努力がはらわれた。すなわち，境界層，湿潤断熱過程，対流調節作用，小規模な拡散，大気ー海洋の相互作用などの導入



第7b図
35°N～45°Nの緯度圏にそう500mb面高度の予報誤差（controlとperturbedとの間の誤差）の標準偏差の波数毎の時間変化。その各々は第7a図で示したpersistenceレベルの値で割られ規格化されている。N＝20と40の時を示す。

の研究がなされた。

その結果，観測から得られた大循環の様相を，非常に詳細に理解し，説明できるようになつた。一例として，対流圏と成層圏の相互作用や成層圏の流れの場の維持，その熱的特性や水蒸気の分布などがある（訳注：対流圏から$\omega\phi$の形でのエネルギーの垂直輸送で成層圏の流れが維持される事，何故冬季に50°N近辺にwarm beltが出来るかの理由がわかつた）。また熱帯の力学的特性もよりよく理解されるようになつた。

最近の数値実験の結果により，3～4日以上の予報では，海面の影響を無視し得ない事が再確認された（都田ら，1969）。この事は，メキシコ湾流や黒潮のような暖流が流れる海洋の西側で特にはつきりする（かかる領域では，1日か2日以内に顕著な影響が現れる）。この場合，主な相互作用は顕熱と潜熱の乱流交換である。そのため数日以内の短期予報でも，少くとも表面海水温の気候的分布を考慮に入れる必要があるのである。海洋の表層（海表面から1～10mの深さの層）は，1週間以内でも，大気の効果を受けて海水温が気候値から相当はずれる事は充分あり得る。それで，将来は1週間以上の予報では，海水温の時間的変化も考慮しなければならなくなるだろう。大気と海洋との大規模な相互作用についての観測的事実は，NamiasやBjerknesにより強調されている。特に，Bjerknesの研究（訳注：東部熱帯太平洋の表面海水温が冬期に上昇すると，ハードレイ循環が強まり，その影響で中緯度太平洋地域の偏西風は強まり，アリューシャン低気圧は東偏し，そしてその影響はヨーロッパ，シベリヤにも及んでゆく）刺戟されて，イギリス気象局のRoundtree（1968）は，我我のモデルを用い，Bjerknesの推論をテストするための数値実験を行つた。彼は，東部熱帯太平洋に極大値3.5℃の海水温の正偏差を与えて時間積分を行つた。そして，ノルマルな海水温の初期値から出発したものと比較する。2つの実験で500mbの気温に2℃以上の差がある領域を目安にして，その影響の伝播の状況をしらべてみた。8日以内にその影響は緯度圏にそつて熱帯全域に及び，また偏差を与えた経度域では45°Nまで北上した。12日には，2℃以上の差異の領域はヨーロッパに達し，16日後にはシベリヤに及んだ。これは正にBjerknesの仮説を劇的に支持している。一週間程度のオーダーでの大気の変動の予報に於て，表面海水温の観測に依存する部分がある事を示す。より長い期間では，海水温偏差の変化はかなり大きくなり得る。そのため，2週間をこす予報には，初期に観測された表面海水温をそのまま用いる事は不適当であり，海水温を予報しなくてはならないだろう。もはや，大気と海洋とを独立した系とみなす事ができなくなり，それらを組合せた大気一海洋モデルをつくらねばならない。さらに季節予報を考える時には，明らかに，大気一海洋系の下限を海洋表層に限るわけにいかずseasonal thermocline（季節的温度躍層）の深さ（100m～200m）までさげる必要がある。この要求を充たすべく，GFDLでは過去5～6年間Bryanの指導のもとに，第1段階として海洋循環のモデルづくりに格段の努力がはらわれた。そして最近2年間はManabe（1969）とBryan（1968）により，大気と海洋モデルを結びつける仕事が行われた。最終段階としては当然長期予報への応用を目指している。彼

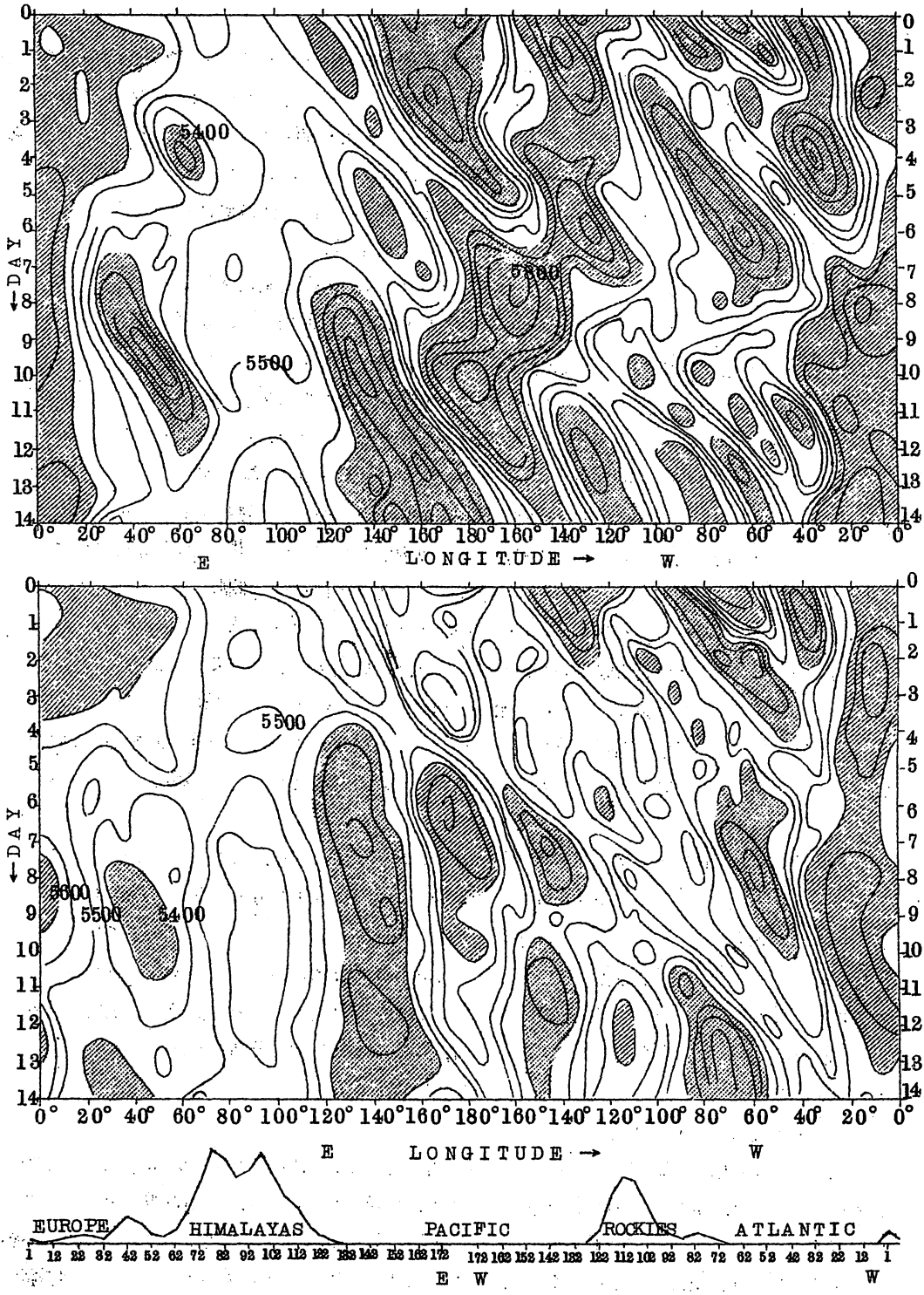
等のモデルは特に水収支にくわしく，大気中の水蒸気，降水，蒸発のみならず，土壌水分の変動，表面流出量，積雲や海氷の予報まで考慮されている。ManabeとBryanは現在，準平衡状態における機構の議論に適切である非常に長期（１００年）の大気・海洋の相互作用に注目しているので，海洋の方のモデルの下限は海底（４０００m）に及んでいる。しかし，より直接的に，季節予報や１カ月予報に適用できる連合モデル（例えば下限を季節的温度躍層にとつたようなもの）も，近い将来，当然の成り行きとしてつくられることが期待できる。

以上のような大循環のシミュレーションの進歩は単に長期予報の将来に関係があるだけでなく，その他色色の応用の場がある。例えば，もしモデルが大気の自然の振る舞いを再現できるようになれば，地球上の人間活動が大気に及ぼす悪影響をシミュレートする事が可能になる。しかし，自然的な大気の変動と人間活動によつて影響された大気の変動の微妙な差異を識別するには，まだ現在のモデルでは充分でないと思う。しかしながら，その可能性は潜在的に進歩しており，もうすぐできるようになると楽観している。HuntとManabe（１９６８）は最近，ＧＦＤＬの初期のモデルを用い，熱帯の下部成層圏に放出されたトレーサー物質の長期にわたる拡散特性をしらべた。この数値実験は，現実的には核実験による放射性タングステンの放出を想定している。人道的な議論はさておき，この物質の拡散を監視するために行われた観測結果は，HuntとManabeの結果を検証する異常な機会を与えてくれた。観測された拡散の本質的特性を見事に再現する事が出来たのである。特に拡散速度が非常におそいのは，大規模なじょう乱による輸送と平均子午面循環とによる作用が逆に働き，それらが殆んど釣合つているためであることがわかつた。以上の事は，地球上の他の区域（熱帯と限らない）から，別の時間的特性（核実験のように一時的でない）での汚染物質の大気や海洋中における大規模で長期の拡散についての実験に適用できることを示唆している。

もつと間接的な結論についてしり得る実験も考えられる。ずつと前，National Academy of Sciece（１９６６ｂ）の天気と気候の人工調節の委員会は過去１００年間の工業化とそれによる大気中の炭酸ガスの増加傾向が，気候の何等かの特性を系統的に変え得るかどうかについて調査した。さらにＳＳＴが成層圏にまき散らすであろう莫大な水蒸気によつて大気の熱的バランスを変えてしまうかどうかも討論の対象になつた。この問題に対して，その当時は暫定的な解答しか可能でなかつた。大循環モデルによる実験は，これらの設問に充分答え得るように遠からずなるであろう。

(b) 特殊な大規模現象の延長予報

前に，大気の究極の予報可能性の限界について述べた。しかし，それは実際の目的には抽象的すぎる。ここでは，現在での実際的予報の限界について話したい。まず，都田ら（１９６９）の２週間予報の結果をのべる。第１０図に５００ｍｂの３５～４５°Ｎでの高度イソプレットを示したが９日から１０日頃に予報はわるくなり，１３日にはランダム的な関係になつている。図には示さなかつたが，１０００ｍｂでは７日頃からわるくなり，１０日にはランダムな関係となる。



第10図　500mb面でのトラフ・リッヂ図。上は実測で下は予報を示す。35～45Nの緯度圏にそう500mb高度を10m単位でとつてある。

しかし，東部大西洋に2週間存在した，ブロッキングはかなりよく予報されていた事は注目に値する。

1日予報の問題は，中緯度中部対流圏の大規模な擾乱の伝播の問題と考えてよく，一応順圧モデルで記述し得る。2～3日予報の問題はそれに加えて，そのじょう乱が発達するか，減衰するかを決めねばならぬ。これは，断熱的な簡単な傾圧モデルでかなりの部分を記述し得る。3～4日以上の予報では，初期には存在しなかつた新しいじょう乱の発生の予報という，本質的に新しい問題に当面する。大循環モデルを用いる事により，我我は米国やアジアの東海岸周辺において2世代，時には3世代の低気圧発生を予報できた。

昨年には，全球的な実験予報が試みられた（都田ら，1968）。その準備として，1965年3月の1カ月間の資料をあつめ，それを検討し，北極から南極まで，地表から100,000ftにわたる統一的なfull data setをつくるために3年を要した。このような試みの目的は多岐にわたつている。まず第一に，現在存在するすべての資料源を用いて（気象衛星資料や普通には通報されない航空機や船舶の報告も含めて），どの程度よく初期状態を決定し得るかを調べる事を企てた。第二に，両半球間の相互作用をしらべる制御実験を行う事であつた。この実験を通じて，予報期間がどの程度長くなると，半球間の相互作用を無視し得なくなるかを明らかにされる。第三に，熱帯に対して，その短期間の振る舞いと予報可能性の問題や，また半球間の相互作用の媒介としての役割に興味がある。

我々の最初の全球的予報実験について結論的な事はいえない。より決定的な結論を引き出すには，もつと実験を繰返す必要がある。一つのシリーズとして，初期条件の特性を変えたり，相互作用のパラメタリゼーションの方式を変えたりして遂行される事となろう。ここでは，赤道の壁を取り除いた事により得られた結果の一部をのべておく。北半球の中緯度の予報では1週間後では，多くの点で全球的予報の方がまさつていた（南半球の影響が及ぶ事を示唆する）。さて，この実験での南半球の予報をしらべてみると，その悪化は北半球より急速である。これには2つの理由が考えられる。高層観測網は北半球の1//10にすぎないので，初期値がどうしても悪いものになる。さらに，南半球では陸地部分が少ないので，海陸のコントラストや山による強制波は北半球より弱い。このため，強制モードのじょう乱に原因する北半球の予報可能性の限界の延長は南半球では顕著でない。

次に，大気中には比較的まれにしかおこらないが，重要な現象がある。それらを，どの程度予報できるかの問題である。その様な実験は既にある。成層圏の極夜うずは，毎年初春に急激に亜鈴型に分裂する傾向にある。都田は，その予報可能性をしらべる数値実験を行つたが，分裂を5日前から予報する事が出来た。しかし，彼の実験では，分裂に伴つておこる突然昇温は予報できなかつた。一方，真鍋は日射の季節変化を入れた大循環の数値実験で突然昇温が起つたのを見出した。極夜うずの分裂後の16日間に44℃の昇温が65°N，9mb面上の一点でおこつたのである。実際の大気で観測されるもの程，急速でないが，定性的な特徴をシミュレートしたとみて，

殆んど問題はないと思う。このような現象までシミュレートする事を要求するのはきつすぎるようだが，平常な現象と同様に異常な現象が記述できるようになるまでは，そのモデルを充分と考える事はできない。例えば，南部アジアで毎年１度おこる季節風循環系の反転は我我の実験ではシミュレートされていない。モデルのどこかに欠陥があるのかもしれないのである。

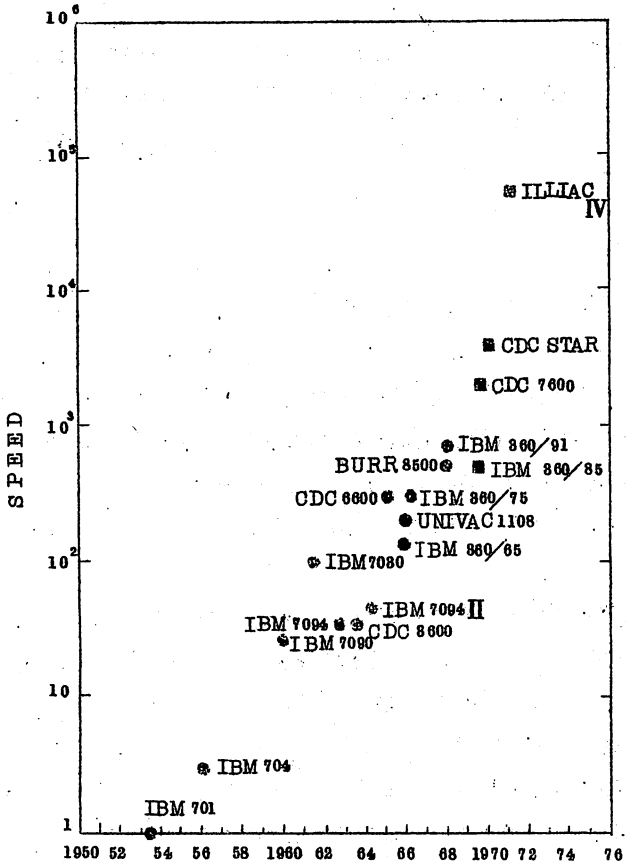
(c) 短期予報の問題

数値予報のはじまつた頃は，大体１日程度の短期予報であつた。そのような短期では，大気は慣性的に運動し，エネルギーの源とかsinkなどは多くの場合無視できる。傾圧過程すら順圧過程に対して従のものである。かかる推察は，１９３０年代後期から４０年代の初期にかけRossbyの仕事に基盤をおいている。その後，もつと技巧的なモデルが開発されるにつれて，５００ｍｂのパターンの予報を順圧モデルの結果以上に改良することは，非常にむづかしい事がはつきりし，１日予報の技術的限界は本質的には可成りまえに達成されていたと考えられた。しかしながら，初期値とモデルとの不均衡により生ずる調整過程の性質についての最近の研究により，上述の結論は疑問視される様になつてきた。１日予報の実際とのくいちがいの可成りの部分は観測資料を，順圧モデルよりもつと複雑なモデルにはめ込む時の不調和のため生じた一時的な重力波に原因するとしてよい。プリミテイブ方程式によるモデルや水蒸気を熱力学的にアクテイブな要素としているモデル（凝結熱を放出させるモデル）ではこの様な事がおこり得る。この問題は，調整に約１日かかる事を示す第１図（初期に0.5℃であつた誤差が１日目には0.２５℃に減少している。この調整時間は一般的には３時間から２日の間にある）からはつきりする。この調整時間の存在は短期予報には致命的なものである。そのため，初期の地衛風調節による重力波の発生を無視し得る程小さくするよう，上手く初期値を処理できるようになつた時，短期予報の精度が急速によくなる事が期待できる。

さて，空間スケールの特性も，短期と長期の予報を区別するのに重要である。この違いは，必要な観測と計算方式の両方にある。より小さいスケールの流れは，１日予報には充分な予報可能性をもつ。他方，長期予報にはそれらの個個の動きでなく統計的性質のみ重要である。この事は，イギリス気象局のBushbyらにより行われた，格子間隔の短い数値実験で強調されている。そのため，短期予報のためには，密度のこい観測網がより必要になつてくるし，部分的に格子点を密にして計算を行わねばならないだろう。これは，中緯度で線状的な水蒸気の場が，大規模な降水を引き起こす現実に注目すればもつとはつきりする。

5. 計算機の問題

１９５０年，最初の実験的な数値予報（順圧モデル）がCharneyの指導のもとに，プリンストン高級研究所のグループにより，ＥＮＩＡＣを用いて行われた。それは，勿論１層で北半球の限られた部分に対してのみである。すべてが上手くゆき，いよいよスタートにふみきつた時，１日の予報のために２４時間の計算時間を要した。それからやく２０年，計算機のスピートは驚異



第12図
計算機の相対速度，丸印は存在するもの，角位は計画されているもの（1967年現在のものである）。

的にました。第１２図を見ると，１９５３年のＩＢＭ７０１（これは勿論ＥＮＩＡＣよくずつと進歩している）からそのスピードがどの様に変化してきたかがわかる。それにもかかわらず，現在開発中の最も複雑なモデルは，やはり１時間の予報に１時間のオーダーの計算時間を要する。そのモデルは全球をカバーし，垂直には１０～２０層であり，導入されている物理機構は一段と複雑になつている。これは，いわゆる，パーキンソンの法則ーガスは常に容器に充満する一の一面が生じているに違いない。研究者は，使用可能な設備の最大能力いつぱいに使おうと試みる。１９５０年来，今もなお，我我は計算能力の限界との妥協をよぎなくされていると感じている。

モデルを用いての実験で，シリアスな数学的誤差が発生する事は明らかで，これは物理的に意味のある現象をみだしがちである。そのため，まだ確定していない物理機構を導入した時，それがよいかわるいか，またどのように改良すべきかを実験結果から見出す事がしばしば困難である。現実的な見積りから，我我が本当に欲しい計算機は，現在の最上のものより100倍から1000倍もはやく計算できるものである。この要求は，将来つくられるであろうモデルに対してでなく現在存在するモデルからのものである。この過酷にもみえる要求に対し，計算機製造会社は完全

には途方に暮れていない事は非常にさいわいである。その希望はvon Neuman のＭＡＮＩＡＣ以来受けつげられてきた計算機設計の論理からはずれ，平行処理の論理（parallel logic）の開発にたくされている（訳注：イリノイ大学でバロー社と共同開発中のＩＬＬＩＡＣⅣがこれに当る。１９７０年9月現在まだ完成していない）。

6. エピローグ

現存の大循環モデルを用い，注意ぶかく編集された観測を初期値として，この数年来行われた実験的予報により，初期には全然認められなかつた新しい低気圧の発生を予報する新しい段階に初めてはいり得た。さらにその次のじよう乱の発生すら，可成りの精度で予報できた。この予報は現在は，一週間でかなり悪化するが，悪化の既知の原因を取り除こうとする努力で，徐徐に予報情度の向上や予報期間の延長が可能になり，２週間には達し得るという確信がある。実用的な予報可能性の限度と本質的理論的な限界との間のへだたりは，順次短縮されてゆくものと期待してよい。

筆者が，実用的な長期数値予報の実施可能性について，楽観的である本質的な理由はあるが，まだまだ多くの障害がある事は明らかである。その上，計算機の問題がある。現在は我我の要求を充たすには程遠い。しかし，現在の驚異的な科学技術の進歩からみれば，遠からず解答が得られるものと確信する。我我は奇蹟の時代になれるようになつた――一瞬は仰天するが，すぐ次の奇蹟を待ちうけるようになつた。決定論的（数値的）な延長予報がルーチンになつた時，それはまたたく間に人間生活にとけこみ，ごくありふれたものとして受け止められるようになるのは明らかである。そのような時，気象局は，ルーチン予報を信用して１カ月後のある日に予定された野外パーテイが雨でお流れになつたというような苦情の投書になやまされつづける事になるだろうと，筆者は想像する。

最後に，ＧＡＲＰ計画は世界の科学者と政府の集合が，「その科学的技術的進歩が，もし人類の幸福をもたらすものであるならば，その開発のための機は今こそ熟している」との認識の上で企てられたものである。ＧＡＲＰの基本的目的は，大気をよりよく理解し，我々の切なる希望や夢を系統的に実現してゆこうとするものである。

（片山　昭）

参考文献

References

Bjerknes J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820－829.

Bryan, K., 1969: Climate and ocean circulation, Part III: The ocean model

(submitted for publication).

Burwell, R.R., and M.S.Timpson, 1968: Further work with the Bushby-Timpson 10-level model. *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, 94, 12—24.

Hunt, B.G., and S.Manabe, 1968: Experiments with a stratospheric general circulation model, II Large scale diffusion of tracers in the stratosphere. *Mon.Wea.Rev.*, 96, 508—539.

Lorenz, E.N., 1963: The predictability of hydrodynamic flow. *Trans.New York Acad.Sci.*, Ser.2, 25, 409—432.

—, 1965: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, 17, 321-333.

Manabe, S., 1969: Climate and ocean circulation. Part I: The atmospheric circulation and the hydrology of Earth's surface. Part II: The atmospheric circulation and the effect of heat transfer by ocean currents (submitted for publication).

—, J.Smagorinsky and R.F.Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon.Wea.Rev.*, 93, 769—798.

Miyakoda, K., and Staff Members, 1968: Extended prediction with a nine-level global model on the kurihara-grid, presented at the WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction, Tokyo (to be published).

—, and —, 1969: Prediction of the tropical weather with a nine-level global model. Presented at the American Meteorological Society 49th Annual Meeting, New York (to be published).

—, J.Smagorinsky, R.F.Strickler and G.D.Hembree, 1969: Experimental extended predictions with a nine-level hemispheric model. *Mon.Wea.Rev.*, 97, 1-76.

—, R.F.Strickler and G.D.Hembree, 1969: Numerical simulation of the breakdown of the polar-night vortex in the stratosphere, Part I (submitted for publication).

Namias, J., 1968: Long range weather forecasting—history, current status, and outlook. *Bull.Amer.Meteor.Soc.*, 49, 438-470.

National Academy of Sciences, 1966 a: *The Feasibility of a Global Observation and Analysis Experiment*. Publication 1290, Washington, D.C., 172 pp.

—, 1966 b: *Weather and Climate Modiftcation—Problems and Prospects*,

Vol.II—Research and development. Publication 1350, Washington, D.C., 198 pp.

Pfeffer, R.L., (Editor), 1960: *Dynamics of Climate*, Pergamon Press, 137 pp.

Robinson, G.D., 1967: Some current projects for global meteorological observation and experiment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 93, 409-418.

Roundtree, P.R., 1968: First interim report on experiments with sea temperature anomalies (unpublished manuscript).

Smagorinsky, J., S. Manabe and J.L. Holloway, Jr., 1965: Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 727-768.

—, and k. Miyakoda, 1968: The relative importance of variables in initial conditions for numerical predictions. Presented at the WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction, Tokyo (to be published).

Thompson, P.D., 1957: Uncertainty of initial state as a factor in the predictability of large scale atmospheric flow patterns. *Tellus*, 9, 275-295.

＜討　論＞

一か月予報と超長波

一カ月予報の方法を開発する方法や考え方について7月14日に討論会を開いた。本論はそれをまとめたものである。

討論に先きだち，和田は具体的に一か月予報法を開法を開発する分野について話題を提供した。その主なものは，ⅰ）一か月予報に関する文献と資料の整理，ⅱ）一か月予報の問題点の抽出，ⅲ）異常気象のポテンシャル予報，ⅳ）気象衛星の一か月予報への利用などである。さらに朝倉は一か月予報の現状と開発の方法について話題を提供した。

これらの話題を出発点として，討論が活発になされ，一か月予報の基本的な問題点や，考え方が明らかにされた。とくに超長波と一か月予報との関連についての討論は将来の一か月予報法の開発の糸口になるものと考えられ，また，週間予報にも参考となろう。

＜1か月予報の目標＞

広田　たとえば来月の今日の予報に意味があるといえるだろうか。

和田　2，3日ずれてもよい。融雪の時期を予報することを考えると，3月15日が17日になつても，予報としての利用価値はある。

広田　しかし，今日現在のもつ情報からの予報，明日新たに加わる情報からの予報が同じになるという保証があるのだろうか。1か月先までを毎日毎日予報するということは，意味のあることだろうか。

久保木　毎日1か月予報をするということでない。

和田　長期予報官は，1か月予報の場合，毎日の気圧のカーブを一応書いて予報している。当面は異常気象さえうまく予報してれば間に合う。しかし本当に30日毎日予報できればとも思つている。

片山　正確にという意味ではないですね。

和田　その通りで，傾向が正しく予報できればよい。現在でもペースは余り大きく間違うことは少なくなつてきた。これは何か基礎となる背景がでてきたことを示すものであろう。

菊池　ペースというのは，週間予報でいうペースの転換と同じ意味か。

和田　高温ペースとか，低温ペースとかいうもので，一応パターンを通して，また東西指数からペースを考える。

広田　週間予報でも，周期的に天候が変わるということはわかつても，一日一日の天気が逆になることがある。それは全くの意味ではずれたかというとそうではなく，この期間は周期的に低気圧と高気圧がくるという事実はうまくつかんでいる。ですから1，2日ずれて晴れ曇りが裏目に

でても予報としてはベースの正しいものをつかんでいる。そういう意味から1か月予報で毎日を予報するという意味がわからない。1か月さきの天候がどういうベースの上で変動しているかは予報の対称になつても，毎日毎日の天候を予報することは意味がないのではないか。

和田　2，3日ずれても利用価値があるので1か月の毎日予報を目標にしてやつてみたい。

菊池　利用価値からみると，毎日の予報と違つた観点でみなければならないということか。

森　だから，短期でやる毎日予報と，長期でいう毎日予報とは違うものである。

檜山　その通りで，使い方はよくP.Rしないといけない。

和田　私も，毎日がぴたりと当ると思わないが，たとえば中旬に暖いベースになつて雪がとけるということを正確にいえることが重要と思う。

荒井　その場合のベースを予報するのに，技術的にいつて何がもつとも有効なのか，個々の方法でよいものがあるのか，それとも総合した結果としてベースが予報できるのか。

＜1か月予報と超長波＞

広田　ここで考えている現象のtime-scaleについては明確でない。たとえば，明日の予報には今日の天気図があればよい。それが数値予報であれ，主観的な予報であれ，現在の情報があれば，明日の予報ができる。ところが長くなると，過去にさかのぼつて周期性とか，何かを使つて予報する。その場合，どの位さかのぼつて資料をとつた方がよいのか。情報量としてもつとも適確な期間というものをあらかじめ調査しておく必要がある。調和補外にしても同じであるが，経験的にわかつているのでしようか。

朝倉　余りはつきり結論がでてないが，予報期間内の大体5～6倍をとつている。

広田　その数字はどこからでたのか。

朝倉　経験的にいろいろためして得られた数である。ところで，1か月予報では30日以上の寿命のある現象をうまくとらえて予想資料にしたい。そこで5日平均500mb天気図にあらわれる波数1～5ぐらいの波に注目しているが，波数1が卓越したとき，それがどれほど持続するかわかつていない。

荒井　毎日と半旬とで違うが，いろいろな周期が考えられる。しかしそれに意味があるかどうかわかつていない。

朝倉　このような寿命の問題を議論するとき，こまかな波まで考えないといけないかどうかが問題となる。たとえば超長波を定常の部分と，非定常の部分にわけたとき，非定常の部分は波数6以下の短かい波で維持されている。そうなると，1か月予報を組みたてるのに，かなり細かな波をも考えの中に入れないといけないということになる。平均図上の波だけみても，それはうわべだけのものにすぎないということになると，1か月予報の前途はいささか絶望的に近いのではないか。

片山　そうでなく，超長波が期待されるのには，短かい波の役割が重要という事であつて，それ

をコントロールするものが超長波であれば，超長波だけをみていればよい。あえて小さなスケールの波を正確に追う必要はない。勿論小さなスケールの波の統計的性質をパラメタライズする事は必要である。

広田　その通りだ。短期の数値予報におけるもつとスケールの小さな，たとえばconvectionのようなものとの関係とanalogicalに考えられる。grid sizeより小さなじよう乱が低気圧を維持している。しかし，数値予報に必要なのは，低気圧の強さとか位置である。そのとき1つ1つの低気圧の中の積雲を追いかけるのでなく，低気圧にある形で効果をとり入れて，結果としては1つの低気圧だけをみていればよいことになる。全く共通な議論になる事で，絶対的になるか否かという点については，波数1－3にcontributeしてくるもつとtime scaleの小さいものとの関係がもし将来わかれば，1つ1つのcycloneがわからなくてもよいのではないか。希望はあるのでないだろうか。

和田　オホーツク海に高気圧ができた時，それが北半球で3－波数型のときなら長く続くが，そうでないときは長くても7～10日しか続かない。ブロッキングの場合でもその前に有効位置エネルギーができる強さ等が大きく関係している。そのよい例が1963年1月である。このときの極うずが10月に形成されたときから，著しく発達していた。そのようなときは，それにひきつづく現象は規模が大きくかつ持続性も大きい。1954年5月のブロッキングもそのよい例であつた。そのときは，小さな波からの補給でなく，初期の状態できまつているように思うのだが。

片山　将来力学的に予報するときに，ある日から短波も含めてだあーと予報しなければいけない。果たしてその方法で1か月さきまで予報できるという保証があるかどうかわかつていない。もし，できないとすると波数1－3で短波を表現する方法を見付けだすことによつて，もつと別な方程式を組んで予報できるようになるのでないか。たとえばAdemなんかの方法など批判も多いが，あれ式のもので何かよいものがないかどうか。

森　1か月予報でもつとも重要なのは超長波の動静ですか。

朝倉　超長波の動静がわかれば，まず大きな失敗はない。

荒井　それは波数1－4でパターンの大部分が表わせるからでないか。

森　概念的には，季節予報は超長波と考えてきたが，そうすると1か月予報というのは長波のようなものが大事ではないかどうか。

菊池　たとえば低気圧波が発達すれば雨量が多いというようなことで‥‥。

広田　降水量なんか考えると，超長波で雨が降るわけはないんで，もつと小さなスケールで降つているわけですが，超長波のパターンが正確にわかつたとき，どの位雨が降るかというのは，そのようなパターンの中で低気圧波がどのように発達するかという問題である。そこの間にもう1つの現象があつてはじめて云えることであつて，超長波と雨量との結びつきが必要となつてくる。

久保木　我々も経験的に，1か月予報をするとき1か月ベースの大きなものをおさえてつぎに細かいものをおさえている。そのとき大きいものが外れると，駄目である。

荒井　1か月のベースを見るとき，それが季節変化の中のベースと見るか，3か月程度の中のベースとみるかで違つてくる。偏差値だけをとつて季節変化を全く考えないのは問題があると思う。

森　1か月予報を毎日の予報にまで詳しくするとなると，超長波だけの予報ではすまないで，長波の予報も必要となるのではないか。

和田　そこで，予報に際しては超長波が動くかどうかを見極めねばならない‥‥。

＜超長波を解析するには＞

片山　freeな超長波が移動するときはどの位の期間そのまま移動するか。

荒井　1か月位のこともあるが，これはかなり著しい場合で，もつと短期間の場合が多い。

片山　5日ぐらい動いて，そのあと進むかどうか保証があるか。消えてしまう事もあるではないか。

荒井　そういうこともある。よくわからないがいま云つたことは，統計的なことにすぎない。

朝倉　何をどう調べたらよいかが問題なのだが，たとえば，directに1か月予報をするのにですね。

片山　何かうまい方法でtransientのものを取り出す事である。もう少し詳しくいえば，振動性のものと移動性の波が重なつている時，それをフーリエ分析で正確に分離する事は出来ない。停滞性の波でその振巾がある平均のまわりでふらふらしている時，その変化する部分は移動性の波として誤まつて解釈される。この分離がうまくゆくとかなりよいと思われる。

朝倉　その場合，地形の影響を定常的にうける日本付近だつたら，超長波は移動性のものより，振動性のものが大きいときめてやるわけにゆかないだろうか。

片山　それは駄目ですね。誤りをおかすおそれがあるから，まず如何にして分けるかということが必要ですね。

菊池　周期に分けてみるのがよいのでなかろうか。各周期の波について調べる。普通波数空間に分けるか，そうでなく，波数と振動数の空間に分ける。最近これについて二，三論文がでている。

片山　非定常と定常を分けるのに一番進んだやり方ですね。

菊池　非定常の中でも周期の短かいのと長いのと，性質が違つている。とくに超長波の場合にこのことは重要になる。そういう意味で周期別に超長波を分けてみるとよいのでないか。

菊池　周期別にみるとは軸を2つに分けることで波数と周期をとる。

荒井　たとえば5日周期の波はどういう性質をもつているかが統計的にわかれば，予報に使える可能性もでてくる。

広田　そうであつても，やはり片山さんが云つたように，周期の定義が2通りに解釈できる。形の変わらないで移動してくるのも周期と定義できるし，止まつてそこまで振動しているのも周期としてとらえられる。だからやはり分離出来ない。

菊池　そう，２つ含まれてしまう。それが出来ないので周期別に分けるしかないのでないか。

朝倉　具体的には，たとえば波数１の振巾をだして，その周期をみることになるのですか。

菊池　振巾（係数）の時系列をだしてそれを周期分析する。たとえば半年間の振巾を調和分析する。そこにある卓越周期があれば予報上参考になる。

朝倉　今は定常部分と非定常部分を分けようとするにはどうしたらよいかという議論だつたんですか。具体的にはまず，波数分析して振巾と位相角をだし，半年の資料ならその範囲で周期分析すれば，何日周期で波数１が卓越するかわかりますね。それによつて非定常部分の周期的な変化するところはわかるが，定常部分はどうするんですか。その平均値をとるわけですか。

菊池　半年間の資料を使つたときはその平均値が定常部分となる。

荒井　今まではこみにみていたのを，空間的スケールと時間スケールの両方からみることになる。

朝倉　それに近いことはルーチンでもやつています。宮川さん，５日平均５００ｍｂ高度のイサロバールがよく移動するのを紹介したら如何ですか。これは平均図上でトラフ，リッジや，高度偏差で追跡できないときでも，追跡できることが多いので，ルーチン作業に取り入れられている。ただ，動くのが何かという点はまだはつきりしていない。

荒井　少くとも定常部分はとれているわけですね。

朝倉　５日平均でしているので，３０日ぐらいの定常部分はとれてると思います。

宮川　このグラフは５０°Ｎに沿う５日平均５００ｍｂ高度の tendency を追跡したもので，縦軸に日付，横軸に経度がとつてある。大体２０～２５°経度／５日で東進したり西進したりする。１日で５°位の割合になり，安定していると直線的にきれいに追える場合がよくある。

朝倉　超長波に定常部分と非定常部分があるとすれば，これによつて非定常部分がわかることになる。

菊池　だけど，非定常部分のどの位の周期のものが卓越するかが大事なんで……，５日平均だから５日より短かいものはなくて，それから……。

檜山　１０日位の周期があるとそれは大きくでる。

片山　なるほど＋，－，＋，－となつている。

荒井　波数４位のものに相当するように思いますが。平均的に１日に４～５°になるので，大体合いますが。

片山　一番 primitive なことを誰もやつていないですね。まず移動部分，停滞部分，振動部分にわけて，それに適当な値を与えて合成する。そしてそれを今までの方法で逆に移動部分と停滞部分にわけた時，どういうふうになるかわかつていない。一応やつてみるべきだと思う。

荒井　動きの悪いときは波数が小さいですね。

宮川　くずれたときは波数８，７とか１，２とか３の場合がある。

荒井　どんな波数が卓越するかによつて動きがよい場合と，そうでない場合がある。

菊池　ブロッキングの場合は動きが乱れるのですか。

久保木　そうですね。

広田　これをゾーナル　インデックスと対応させるとどうなりますか。西進，東進のとき。

宮川　1対1のよい対応はない。高指数のとき東進，低指数のとき西進とは必ずしもならない。

和田　動くときは，これでプログノを描くとよく当たる。オホーツク海高のよくでるときなどが問題である。

荒井　いつその状態がこわされるか分からないと，本当の予報にならない。

朝倉　森さんだと思いますが，Blocking が起るとき，高緯度で V^2 が大きくなるというのがありましたね。これがそうでして，西進する前に高緯度の V^2 が大きくなつている。

広田　どの位前におこりますか。

久保木　精々1半旬前です。大体45°Nぐらいから日を追つて北上してゆく。V^2 が大きいということは分流していることの目安になる。

荒井　高緯度の V^2 にはいろいろな波が寄与しているので分けて考えないといけないのでないか。

檜山　波全体を考えると，90点だが，波数1～3を考えると60点ならその範囲内だけでやつてゆけるのでないか。

菊池　そうですね。波全部を考えるのでは大変だが，統計的に処理できれば波数1～3だけで，ある程度までゆけるのではないか。

荒井　本質的に non-linear なら高い相関は期待できそうにない。相関が0.6位なら予報に使えるが，やつてみないとわからないですよ。

朝倉　超長波の解析をまず確立せんと駄目ですね。

菊池　そうそう，超長波の解析をもつとよくして，性質を見なおす必要がある。

朝倉　週間では波数1～5までを加えて超長波天気図を作つている。そういうのは超長波をみるのに，利点があるのでしようか。

片山　分けた方がよいと思いますね。やはり定常部と非定常部とにね。

朝倉　それを更に分けることですね。定常の天気図と，非定常の天気図とを作つて解析すればよいという意味ですか。

菊池　定常とはどういうことか。一寸むずかしいのではないかな。

広田　僕はそれは原理的に出来る筈だと思いますけど。即ちある超長波があつて過去の情報がなくて，これが動いているか，とまつているものかの見分け法というものがある筈だと思うんですよ。たとえば，うず度方程式の各項が分かれば，バランスしてCがだせるはずでしよう。β 項と発散が釣り合つているか，移流項とどつちが大きいか，各項を見積ることができれば，ある瞬間の値として位相速度がわかる筈ですよ。だからその information が普通の解析で，できるかどうかが問題になるわけですよ。たとえば，地上と500mb，300mbで正確な発散量が見積もられるかどうかは疑問だが，原理としては，deterministic なものでないですか。

菊池　それで定常波と非定常波とがとりだせるかな。

片山　一寸むずかしですね。全体として見ればよいけど，波数に分けたら，むずかしいでしょう。

広田　波数に分けたつて成り立つでしょう。

片山　何れにしても定常と非定常に分けて，定常の部分がどのようにして維持されているかわかればいいのだが，そう簡単ではないでしょう。ではどうしたらよいかとなると，まず，南北の温度傾度，東西指数と定常部分との関係を知ることがまず必要である。

和田　５００ｍｂの４０－６０°Ｎの高度差で指数を作つているが，そういう意味では７００ｍｂの４０°と７０°Ｎの高度差が有効位置エネルギーに比例するので，その方がよいことになる。具体的には東西指数と天気がよく合うときと合わないときを集めて，他方の人達とも皆で解析するのも一方法だ。

朝倉　超長波の解析として今までのことをまとめると，まず超長波の寿命時間をきめること，つぎに超長波を定常部分と非定常部分に分けて解析することになりますか。

荒井　zonal harmonics だけでは不充分で，南北の mode も考えに入れたうえで，どのように違うか調べないといけない。

菊池　ルーチンで毎日だしてある資料で調べられます。

＜超長波と成層圏天気図＞

和田　５００ｍｂだけでなく，もつと高い所をみる必要はないか。１００ｍｂ以上になると超長波だけと考えられるが，３０ｍｂとなると対流圏との対応がむずかしくなつてくる。

朝倉　５００ｍｂで特徴的に発達したときは対応がよいですね。

菊池　５００ｍｂの波を周期と波数に分けてみると，成層圏との対応がうまくつかないかしら。ある波は対応して，ある波は対応しない。

朝倉　成層圏では波数１と２しかないから，１と２だけの対応をみることになりますね。

片山　真鍋さんの結果によれば，Non-linear interaction で５００ｍｂ付近で超長波が作られる。それがそのまま成層圏に伝わるがどうかはつきりしないが，５００ｍｂとの対応はよくなかつたと思う。５００ｍｂでは，超長波自体の振巾はそれ程大きくない。

和田　それをやろうと思えば，１００や３０ｍｂの資料があるから出来る。

朝倉　５００ｍｂと成層圏の波数１と３は逆相関で値が小さく，波数２は正相関で値が大きい。

和田　相関が大きくなつたときに，北半球的に何かが起つている。

菊池　波数１は特殊な波ですね。バロトロピック的というが，他の波からエネルギーをもらつている。波数２はバロクリニック的である。対流圏でね。

片山　真鍋さんの論文だと波数２までです。２までの波で波数１と zonal mean の運動エネルギーが non-linear 的につくられている。

広田　１カ月予報で重要なのは超長波の位相が重要である。日本の東にあるか西にあるかによ

って天気はすごく違う。北半球全体としては，波数3が卓越することは当たつても，位相がずれて，日本の天候の予想が当らなかつたというのはどの位経験していますか。

和田　それは大きな問題になつている。

片山　極うずが支配的な役割りをするとはどういうことですか。

荒井　極うずも超長波もある程度同じということでしよう。

和田　そう，大体同じことです。

片山　超長波というと余り実体のないものです。

和田　現場の者にとつては極うずの方が便利です。たとえば3波長になつたときは，極うずは分裂するし，1波長のときはシベリアに一つにまとまつていて，波数と平行した関係がある。

朝倉　広田さんの成層圏のモデル実験でできた極夜うずは何か意味がありますか。たまたまできたものにすぎないとみるかどうか。

広田　ええそうですね。対称的なものは実測から，天下りであたえてある。

＜極うずは実体か＞

朝倉　実験でみても，うずが北極付近にできているけど，そこに極うずができるものにすぎないのか。それとも北極に冷めたい空気があるのは事実ですね。その中心の位置がどこにあるかを極うずの位置としてみていて，意味のあるようにも考えられる。

片山　それは単なる副産物にすぎない。

朝倉　予報上はすごく便利なので重視している。その強さと位置がわかると，大よそのことが見当つく場合がある。高指数型か低指数型かもね。

広田　それは zonal mean の緯度分布とフーリエ分解した波数1の重ねと全く対等なものですね。

朝倉　そういうことですが，事実として北極にはつめたい空気のかたまりがあるというのは事実でしよう。それは大事なことでしよう。それが偏西風の運動の副産物にすぎないように考えられるけど，地面の状況で，非常に冷めたい空気が作られれば，それが main なもので，それが全体を支配する。

片山　今はそういう考え方でしよう。

和田　暖冬のときは，極うずの位置は変わらない。何かそうさせる原因がある筈でないか。

広田　だけど菊池さんの実験で示されたように，円形のものにある条件の下で forcing があつて波数1が卓越して，それで極うずの位置がきまつてくるという解釈でよいのでないですか。

菊池　私もそう解釈しますけど，両方の場合があり得ると思います。即ち熱的影響による場合と，山即ち力学的影響による場合です。冬の場合は力学的な影響が大きいと思います。気流自体が力学的影響できまつてしまいますからね。

檜山　冬の場合に，力学と境界条件できまるとしてですね，異常な暖冬とか寒冬というものをおこす理由がつけられるでしようか。

菊池　一般流の強さが変わると，山の影響を通して波が変わり，それがまた一般流にはねかえるというわけで，極うずの違いを生ずるけれども，どういうときにどうなるかということになると，まだ不明です。

広田　それはzonal meanとwaveに分ける考えが，どこまで妥当かという議論が今もつてある。たとえば全く規則的に分けると，中緯度の対流圏にthree-cellができると，それは形式的に分離したからできるのであつて，本当は蛇行しているジエットというものに付随して各点各点で断面図をとつていつて断面図解析をやつてみると直接循環で，間接循環はないんだという議論もある。こういうものを合わすと結果的に見えるという事と同じ事ですね。どちらも間違いでない。

菊池　数学的に分けたものも，実体でしようね……。

片山　実体という以上，自分で維持する能力をもつているかという事が問題になる……実体として考えるのは考えやすいけど。

石井　それをもつとつつこむ資料がありますか。

片山　冷やされているだけでは極うずを維持し得ない。うずの中心と寒気の中心は同じですか。

和田　一緒と考えている。

広田　そうですね，高緯度では一致しているが，中緯度では寒気の中心と谷とは$\frac{1}{4}$波長位相がずれる。

佐藤　地形とか海と陸が関係しているとしてもですね，谷が冬はシベリア，夏はベーリング海にあるというのは，その点では山脈だけの影響ではなさそうだが。

片山　数値実験ではトラフは夏になると極東からベーリング海にとぶ。海水面温を年平均の分布に保ち，太陽の季節変化を考えた1年間の数値実験によれば，トラフの位置は10月になるとベーリング海から，極東にとぶ。だからベーリング海が冷めたいか暖かいは，この事に関係していないように思う。

菊池　一般流は太陽高度で変わる。一般流が変わると地形の影響のしかたが変わるから，そのようなことが起り得る。

広田　今度発表しようと思つているけど，定常波で一般流が変わつたとき，どう変わるか村上さんのは一般流をgivenしているが，私のは一般流を時間的に変える場合どうなるかをみた。それで疑問に思つているのは，一般流を山にあたえると，山の上に尾根ができる。山の強制上昇があつて谷ができる。谷の前面がwarm。軸はずれる。定常解としてこうなる。強さを変えると振巾が変わる。それが上層下層でふれる。軸の傾きも変わる。ある面でみると，移動するように見えてしまう。さらにstanding oscillationといつても振巾だけ変わつて位相が変わらないということはない。cycloneの場合も同じで，発生から消滅まで同じ傾きということはない。動くということと傾くということの区別ができるだろうか。

菊池　standingという言葉をつかつているけどそういう意味で本当のstandingとい

うものはないのではないかと思つている。だから波を分けるのには周期がよいのでは……。

森　波数1は季節変化が大きい。180°近くあるのは，それが関係しているのか。

＜1か月予報の力学的方法の見通し＞

久保木　延長予報の見通しは如何ですか。

片山　いろいろなことがそこには要求されるので……Smagorinfsky によると波数4位までは3週間まで，波数6までを入れると全然だめになる。そういう意味では波数3ないし4の超長波ぐらいまでなら1か月予報できるかもしれない。

檜山　逆にいうと，谷の通過する2～3日の時期にずれがあつてもよいとすると，ある程度 information が得られるのか。

片山　その程度ならやれると思う。今すぐという事でなく，到達しうるという意味で。

広田　predicability の議論では一つ一つの cyclone を identify するのには2週間が限度だというが，何月何日に雨が降るかということは予報できなくても，その頃 zonal type になるか meridional type になるかは予想できる可能性がある。

久保木　それでよいとすると，どこまで先の予報ができるか。

片山　それはまだやつていないが，daily での予報の理想論的限界は1か月といわれている。もつと Large-scale の特徴の予報の限界はまだ誰も調べていないのではつきりとは言えない。現状では daily 予報はまだ精々1週間である。Large-scale の特徴の予報は1か月位までゆくのでないかと思う。

佐藤　Large-scale の予報とは分流のできることまで予報できるんでしようか。

片山　そこまで予報できなければ仕方がないと思う。

広田　もう1つ，長い先の問題で大事なのは偏差が序々に変わるものと，がたつと変わる特殊なものとがある。たとえば，雨量の予報は台風があるかどうかで月平均とか年平均でもすごく違う。月平均の気温でも梅雨前線が東北地方の北にあるか，南にあるかではその境い目の所の気温はすごく変わる。トラフが日本の東にあるか西にあるかで違う。そういう種類の問題となると all or nothing の危険性がたえずある。

和田　そうなんで秋の雨量は台風の1か月予報が正確にできないと何もできないし，絶望的とも云える。現象的に改めていくのも一つの方法だ。

片山　台風の予報はまだできないと思いますね。

和田　でも，たとえば日本付近のパターンの特性がわかれば，或る程度は可能性がある。

片山　そういう意味でなく，daily で予報して台風の進路までだすことは資料の点でむずかしい。

荒井　それで雨量まで予報することはかなりむずかしい……。

和田　台風がくるかどうか予報できればそれでよいのです。

朝倉　ゾーナル　インデックスの予報は可能性があるが，位相の予報まではむずかしいという結論が得られましたが，超長波の環流型の予報はどうだろうか。その場合，位相までは要求しませんが，波数2とか3の環流型が卓越するということが予報できると，我々は大よその見当がつく。たとえば，波数3の環流型だと，異常な高，低温があらわれ，パターンは定常化することが分かつている。

菊池　一般流が予報できれば，それによつて卓越波数がわかつてくる。一般流と卓越する環流型との関係に目安をつけておけば，超長波の予想がつくのでないか。

荒井　技術的にはむずかしいですよ。

朝倉　ゾーナル　インデックスの予報ができてから次の段階に進むということになるのでしょうか。

片山　ゾーナル　インデックスの予報ができるということは，超長波も予報できている筈だが。

菊池　cyclone wave が予報できなくても，ゾーナル　インデックスの予報ができるのは不思議ですね。

片山　低気圧の位置は予報できなくても，その超長波への効果は一応予報できるということです。

菊池　低気圧の予報がずれると，それによつて一般流がずれ，それで低気圧がずれる……半月もたつと大分違つた予報になるのではないか。

和田　一般場の予報で平均方程式は駄目ですか，Adem さんのようになつてしまうのですかね。焦点をしぼつて，例えばブロッキングの平均方程式ができるとよいですが。

片山　ブロッキングはとくに駄目ですね。Adem の方程式だと拡散的性質をもつた現象しか記述できない。

和田　拡散してゆくものが，平均状態であらわせられればいいわけでしょう。

片山　有用な平均方程式をつくることは一つの夢なんですけれど，最近は皆あきらめかけているようですね。

菊池　Adem の方式の外に栗原さんの方式もありますが，ノルマル分布の再現には適しているけれども，予報に使えるかどうかは分かりません。

荒井　帯状平均値の予報ですか。

菊池　そう，擾乱と擾乱の積の平均量も予報しようというわけです。

和田　これだけ資料があるんだから，逆に平均方程式の未知の量がだせるのではないか。

片山　ええ，統計的にだせればよいけど，私と朝倉さんとやつた結果では駄目でした。また Adem らの結果をみても，冬の場合は一応，拡散的（大規模なうず輸送を拡散形式で表現する）な方程式で記述できるが，夏の場合は負の拡散係数を与えない限りだめである。

広田　早いはなしが U の予報をしようと思うと $f\bar{v}$ 実測で daily にだそうとしても駄目なんで，非常に微妙なところで運動量の水平輸送と $f\bar{v}$ の差で1ケタ下がつたところでバランスしているわけですよね。だから実測だけではいかない。月平均ぐらいにするとなんとかだせる。さつき，

話しがとぶようですけど，最初にいつたように某月某日の予報が，過去どのくらいの期間の情報が価値があるかという問題ですけどね。もつとも理論的に考えると，支配方程式は時間に関して一次の方程式だから，初期条件だけわかれば，ときがわかる筈だし，過去のことは知らなくてよい。それは現在に集約されている筈ですよね。数値実験はまさにそれでやつている。ところが，現在あるわずかの誤差で次第に拡大して計算が駄目になつてしまう。そこで，ある日から出発して予報し，次の日からも予報してゆくと，過去どのくらいの期間の情報で予報すると，お互いの誤差が消されて，もつともよい成績になるかという問題がある。これは都田さんが今やつているそうですけど，長期の場合でも，いろいろな方法をつかつてやつてみる価値があるのでなかろうか。

和田　類似をとるのに数か月持続するものをさがしているのと似ている。

片山　Charney でも初期条件を作るのに25日 Back した資料を使つている。それは方程式を書けばすぐわかる…… normal の場と anomaly の場との interaction を示す項があり，これを無視する事はできない。

＜類似法の将来＞

朝倉　数年前，片山さんがでかける前，類似をとるのに，今のやり方は駄目で物理量の類似をとらないと駄目だと云つていた。類似にはいろいろな思想が入るので，類似法の将来は明かるいのでないだろうか。どういう態度で類似法をのばしていつたらよいのだろうか。

菊池　層をふやすとよい。

片山　北半球にわたり3つの層の高度を含む daily のパターンについての類似度について Lorenz が行なつたものがある。4万例の中で4日先まで類似がよかつたのは3例位しかなかつた。Lorenz の場合は，最初にあつたごくわずかの違いが日と共にどのように増大するかをしらべることが目的であり，今の目的から考えると，厳密すぎると思う。

和田　だけど，特別な場合をとると，冬など特に類似がよく持続する。

荒井　パターンの変化も考慮しているのか。

和田　勿論考慮している。daily の類似はだめだが，時間平均すると使える。

菊池　類似という考え方は初期条件が同じなら方程式が同じだから，結果も同じだという事にあるのですよね。

和田　だから方程式をとく代わりに多くの類似別をもつてきて，予測するということも考えられる。

菊池　方程式は変わらなくても，たとえばほかの熱的な条件が変わつているのだから，そこに問題がある。それから一層ではバロトロピックな類似になるから駄目で層をふやしてバロクリニックに似たものをさがすのがよいはずですが如何ですか。

広田　似ているといつても，完全に似ているわけでない。似ていないところが増巾されるなら類

似の価値がない。だからどういうところが似ていればよいかが，最大の問題点となる。

片山　類似では Ae の時系列などもみているとよいだろう。

久保木　そうなんだ。時系列でおさえて，平面的にみるといいんだけど。

和田　そういう意味で東西指数の類似をもみている。40°と70°Nとの差をとるのがよいかな，やっぱり。

和田　相関でも類似でも中味をみるとよい。例えば今年の5月の天気図をみると，オホーツク海とチベットの上の500mb高度は正偏差となつている。前者は北日本暑夏，後者は冷夏の原因となる。西日本は両者とも暑夏の原因である。後者は春早く雪がとけて，チベット高気圧が発達する原因となる。カトマンズの雪が早くとけたと思われる年は，過去20年間の資料で，北日本の気温は低くなつている。相関係数の大小でなく，そのシノプチックな意味を考えることが重要である。この場合は気象衛星の写真があると役に立つ。

久保木　時間がきましたのでこの辺で討論を一応終わり，次の機会にゆずりたいと思います。長い間有難うございました。

図書，資料，文献紹介

文　献

——最近のイギリス気象台における長期予報の進歩*——

T.H.Ellison: Introductory remarks（序言），Quart.J.R.Met.Soc., Vol.96, No 408,326–328,1970.

私はかねてこの議題に関心をもっていたので，この討論を紹介することを私に指示してくれた編集委員会に感謝したい。この議題は複雑で困難ではあるが，浅学非才を顧みずひきうけることにした。

私はぶしつけな二三の簡単な疑問についておたずねしたい。まず〝長期（long–range）〟の意味について明らかにしなければならない。それは14日以上の期間の意味に考えたい。差し当り重点は1～6か月の範囲であるが，これは余りにも長すぎる。予報期間がまず考えなければならない点であろう。最初の疑問は：

1. 予報は可能であろうか。

大気の運動の〝予報の可能性〟について，これまでしばしば，明らかに矛盾した意見が数多く述べられてきた。最近は数学的な証明というやり方よりも直観的な洞察ではあるが，常識的な見解といわれるものに戻ってきているように思われる。

その見解の骨子は，大気の現象はじょう乱の寿命程度先まで予報できる可能性があるということである。つまり，俄雨は1～2時間，低気圧は1～2日さきまで予報できる可能性がある。このような限界は絶対的なものではないが，もしこれを越えようとするならば，初期条件としてさらに詳細な情報量が必要となり，予報の出し方の複雑化など数かぎりなく問題がおこってくるだろう。

もちろん，時にはほんとうの不安定に近いような何かの現象が起こるということもありえよう。例えばちょうの羽ばたきが引き金となってハリケーンに成長するような上昇気流を起こし，最後には全大気の循環を変えるといった諺を考えることはたやすい。しかし，通常は小さなスケールでのランダムな運動が無数にあることからみて，大気に対してそのような効果を持つことは，積乱雲のスケールの現象でさえも極めて稀なことに違いない。

このように，実際には長期予報では詳細な毎日の天気を予報できる見込みはほとんどなく，低気圧の経路や天候の一般的な特徴を規定する大規模な上層の気圧の谷のような持続性の強い

* 各雑誌から選んだ文献を抄訳したものである。

ものは確信を持って予報することができるに違いない。もしそうならば，現在行なっているよりも2桁多い情報量を持った予報を最終的には期待することができるであろう。

2. 予報は要望されているのか

1～2年前，Dr.Masonは現在の毎日予報によってもたらされる経済効果は非常に高いということを示した。私自身の長期予報に関した計算によってもこの見解に賛成である。

長期予報の利用によって，実際に被害を受ける企業は若干はあろう。これに関連して海岸地方の観光業者のことが思いだされる。しかしそれはすでに事業不振の状態にあったものを早めたに過ぎず，私には経済的には無視されるようなものに思えるのである。

一方では，有効な情報の増加で利益が急速にのびている農業，建設業のような利用者もある。非常に控えめの推定で，これらの各々が長期予報からの潜在的利益は年間1,000万ポンドと見積られる。ある経済学者は，主に食料，飲料，衣料，レジャー商品の製造業や運送業者の多くは1,800万ポンド以上，広告業は100万ポンド，電力や水資源関係では100万ポンド以上の利益があると見積った。これで年間の潜在的利益として総計4,000万ポンド以上を得るだろう。しかし，もちろんこの数字は不確かであり，予報は完全に有効には使われていないであろう。この計算は割引きして $^{1}/_{10}$ が適当な数字であろう。それで現実的な数字として400万ポンドと推定し，運用費として100万ポンドを使うとすると300万ポンドに下がることになる。

予報が要求されている標準に達するまでの研究の継続期間に対する適正な研究予算を簡単に計算して見よう。10%の割引率とすると結果は次のようになる。

研究の継続（年）	1	2	5	10	20	30
適正な年間予算（£m）	30	14.3	4.9	1.9	0.53	0.16

このことは，もし研究を早められるものであれば，どの程度まで予算を使う価値があるかを明確にしている。（2年間で研究をするのに2,900万ポンド使うのに対して，10年間では1,900万ポンドを使うことになる）。

もしも実際にどのくらいの時間と，その必要額の関係が推定できれば，経費がどのくらいのレベルであるのが望ましいかを決定することができる。全く個人的な推定を第1図に点線によって示した。これが理想的な予算として示唆しているのは50万ポンド付近の両側で，適正な予算のカーブの下にある。

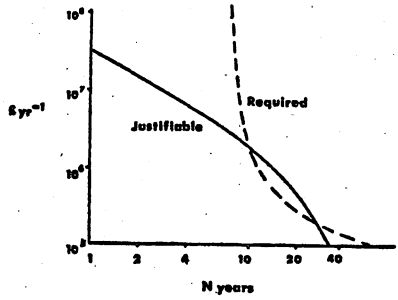
さらにこの時点で一言つけ加えるならば，多くの利用者は気温や降水量の量的な推定よりも天候の傾向の予報をより必要としているので，情報の内容を失わないような表現や利用者が使えるような様式の問題も真剣に研究するに値する。

3. どのようにして予報するか。

命題に近づく二つの基本的なことを考えることができる。このことは今晩の話題提供者によってある程度はふれられている。

第1には運動方程式を解くことである。もちろん，摩擦もなく，かつ断熱の方程式は役にたたない。それには放射，地面からの乱流輸送，凝結過程（例えば雲）を含む必要がある。さら

にそれでも十分でないとしたならば，下層の境界条件を与えていないという問題に当面する。地面上の熱力学（それは積雪とか木の葉のような細かい変化によってさえ影響するかも知れない）を含み，さらに困難なことは，大気と関連している全海洋の力学について計算しなければならない。



第 1 図

開発研究期間と年間の研究予算

さてモデルに組み入れなければならない細かい問題点についてのべる。我々は幸いにも個々のうずを計算せずにじょう乱を記述し，また，ある程度の雲の状態を予知することができる。しかしそこには前線やジェット気流のようなメソスケールの運動を伴ったいくつかの問題がある。これらのものは大気の力学上大きな役割を演じていることは疑うべくもない。しかし今のところ個々の場合を詳細に計算することなしに，それを推定することはできない。このことは1～2ケ月前の天候型の正確な予報をするために毎日の全域の詳細な天気解析を行なうことを意味しているであろう。まさに新しい計算機をもってしてもなお驚くべき見通しといえる。

もしこれらの困難が克服できれば，毎日の詳しい総観的なものはわからないにしても，重要なすべての物理的過程を含む，比較的単純なモデルを作る希望はあると思われる。しかしこのことは，それによって境界条件の変化が非常に重要である（大気の運動の）経過の研究にとって，大きな価値をもっている詳しいモデルを作る必要がないというつもりではない。

このことは全般的な課題を解決する第2の問題を提起している。それは運動方程式を短絡し，意味のある物理的変数をとりだして，その後に続いて起こる天候に直接に関係させることである。我々は海水温の偏差とそれに続く気圧場との間の関連について間もなく聞くことになっている。この研究は高度な意義をもっていると思われる。しかし海水温が天候を調整する原因であるという結論に飛躍することは注意した方がよい。それはもっともらしく思われるが，海洋を変えた以前の大気の状態を表現しているに過ぎないのかも知れないからである。〝カシの木と肥料との関係〟のたとえのように天候に影響する樹木がなくとも（肥料があればやがて草木が茂り），湿潤な夏を予想することができる。（つまり1段階先の前兆現象から予報することも意味を持っている。）一方，力学モデルによって我々は情報を得ることができる。

我々は重要な変数がわかれば，直接予報作業に使うことができるし（非線型の相互作用の場合は無視されがちである），あるいは類似例の撰択の基礎として使うことができる。これは非線型の問題は解決するが，常によい類似が見出せるわけではない悩みがあるのである。（北原英一）

R.Murray :Recent developments in long-range forecasting in the Meteorological Office（最近のイギリス気象台における長期予報の進歩），Quart.J. R.Met.Soc., Vol.96, № 408, 329~336, 1970.

6年前の11月末にはじめてイギリス国民に対して1か月予報が発表されたが，その当時の予報法は類似の選出と物理的な対論に基礎をおいていた。本質的には現状と余り変らないが，かなりの変革が加えられ1か月予報の精度は着実に改善されている。

この改善をもたらした原因とみられるものに3つある。その第1は資料の整備があげられる。多くの職員は資料を集めることにあたっており，現在もそれがつづけられている。それに，J.M.Craddock と M.H.Freeman は初期に十分な基礎作りをしておいてくれた。第2は数多くの総観的研究や経験的な研究を遂行したことである。これらの研究はすべて有効な情報源となり，また大規模な循環の特性や天候異変の理解を深めるのに役立っている。我々の研究の多くは統計に基ずき，イギリスの天候予報に役立つものを提供することを目的としていた。我々は1か月の時間スケール以外の研究分野についての見通し，とくに季節の時間スケールについて，非常に多くの研究をした。過去1，2年にわたって，冬と夏の季節予報を試験的に行ない，現在は各季節の予報をしている。第3に我々は研究と実際の予報から生じた特殊な問題について，多くの経験を得た。これらの問題点について述べたいと思う。

1. 予報法の変革

第1表は物理的討論にとり入れられている主な項についてまとめたものである。

第1表　物理的討論ー主な項目

1. 海　氷
2. 積雪面と地面の状態
3. 表面水温偏差
4. 半球上の大気循環
5. 統計的，総観的法則

6年前の方法と違う点をまず述べよう。海洋部で作る海氷図は気象衛星や航空機の報告のおかげで，現在はより完全なものに近ずいた。積雪や地面の状態をあらわす図もまた以前より組織的となり，最近は実際の予報に役立たせる研究のために北米の雪の資料をも集めて図を作りだしている。大きな変化は第3項で，現在ではルーチン的に北大西洋域の表面水温偏差図が作られ，過去の図の一覧表ができている。第4項は循環の傾向や偏差の特徴に関係したもので，会報では循環が今後どのように発達してゆくかという推定を以前よりも深い理解の上にたって討論している。また，N.E.Davis のおかげで，100mb の循環も討論の中にもちこまれるようになった。第4項のおもな変化は上層資料をもっていることで，戦前の資料は質は落ちるが，波長の季節変化の研究に用いられ，討論内容に反映している。北半球の総観気候学としては，平年との差，特異日などが問題とされ，ここでH.H.Lamb の巾広い智識が常に刺激となっている。第6項はイギリスに対して発展してきたもので，数多くの法則が含まれている。研究の結果として1964年当時よりも各月に対する予報則がいちぢるしく増している。

大まかにいうと，物理的討論においては，平年と違った大気循環や地表面の大きな特徴の相互関連を明らかにしようとするもので，季節変化や特殊な発達がおこりやすい区域を考慮に入れて，これからさきの大循環に及ぼすfeed back の効果を評価しようとしている。第2表は類似を選別するときに考えられている項目を列記したものである。

第2表　類似選別法

1. Lamb と Ward の分類による毎日の総観過程
2. PSCM 指数
3. 月平均気圧
4. 月平均気温
5. 北大西洋における表面水温偏差分布
6. 月平均500 mb 天気図（推定値を含む）

数年前，R.P.W.Lewis と Murray は Lamb（1950）やR.Ward（未発表）が作ったイギリスやロンドンにおける毎日の総観過程を電子計算機を用いて処理する方法を改善した。我々は現在，計算機が選んだ始めから30番目までのものに主観的な考察を加えている。

Murray と Lewis（1966）が作ったPSCM 指数とはイギリス諸島付近における1か月間（ときに季節）にわたる大規模な天気図の特性を集約したもので，Pは progression，Sは southerly，C は cyclonicity，M は meridionality を表わす。電子計算機によって，これらの指数をふるいにかけ上位20番目までをとっている。予報を初めてだした当時は月平均気圧図しか利用できなかった。現在は北半球における各格子点における値が利用できるようになったので，月央から月央までの月平均天気図を作ることができ，これは月央における類似を選ぶのに大いに役立っている。4項については戦後，層厚が使えるようになったこと以外に付記することはない。第5項について，予報を始めた当時にはなかった資料であるが，現在は北大西洋の表面水温偏差図が十分そろっている。戦争直後の期間は入手できないが，その後の5日，30日平均500 mb 天気図はそろっている。現在では20年以上の500 mb の資料がそろっており，磁気テープから必要な期間の資料を使うことができる。さらに，ゾンデのない1873年以来の推算500 mb 天気図もある。この推算天気図はP.Collisonの調査によるもので，主に500mb 高度偏差と地上気圧偏差との相関に基ずいて推算してある。これらの天気図は一般に大規模な特性をよくあらわしている。

これらをまとめると，予報を始めた当時にくらべて新たに加わったものはPSCM指数，表面水温偏差図，500 mb 天気図で，類似の選出に役立てられている。さらに，Craddock と Flood（1969）の固有ベクトルの研究結果を参照し，近い将来これらのパターンの選別をもっと客観的にすることを期待している。

予報は物理的な面，3～5年のもっともよい類似年，現在の総観過程を討論してからきめられる。このさい，72時間予報を用い，つぎの3～7日間における発達過程をどう評価するかということを特に注目している。

2. 季節予報の研究

Ratcliffe と Murrayの表面水温偏差の研究を除いた季節予報の最近の研究について簡単にふれたい。我々は昔からの問題である周期について関心をもっている。たとえば，太陽活動の周期，2年周期などである。最近の研究項目はDaris（1967）による西ヨーロッパの夏季気温，Murray と Moffitt（1969）による北半球上の月平均気圧の約2年周期があげられる。降水量と気温を電子計算機で解析した結果から（Murray 1967a，b，1968a）乾燥した月，湿めった月，寒い月，暖い月などが持続したり，断続したりすることがよく気付くようになった。その二，三の結果を第3表に示した。

第3表　月々の天候の関係

予報前の状体	予　想
1. 非常に寒い（T_1）冬	R_3　3月（2,6,9）
2. 非常に寒い（T_1）冬	寒い3月（5,8,2,2,1）
3. 10月まで少くとも5か月間R_{12}がつづく	R_{12} 11月（15/16）
4. 7月まで少くとも3か月間R_{23}がつづく	R_{23}　8月（24/26）
5. R_{23} 3月とR_{12} 4月	R_{12} 5月（17/20）
6. 11月がT_{12}で12月から1月までT_{345}	T_{345}　2月（14/15）

（注）R_1（乾燥），R_2（平年），R_3（湿潤），イギリス中部の気温は5分割し，T_1（非常に寒い）からT_5（非常に暖い）に分ける。R_{23}は2または3の分割に入る。（　）内の数字は度数分布で3分割または5分割に関係し，最初の数字は最少の数値をあらわす。分数の表示は分母が総数，分子は条件に合致した数をあらわす。たとえば，第6項は11月が寒く，12月と1月が平年並みか暖かいと2月が寒かった年は15例中1回しかおきなかった，ということをあらわしている。実際には逆の関係も成りたち，11月が平年並みか暖かく12月と1月が寒いと2月は一般に寒いという予報則が成りたつ。

戦後の上層資料が整備されてから，北半球500 mb における各地域の谷や屋根の位置，平均の波長などいろいろな統計をとることができるようになった。De la Moeth（1968）はこの面を論じた。Ratcliffe（1968）はイギリスの月降水量の予報則をたてるために500 mb における波長の季節変化，ヨーロッパ～アメリカにかけての平年の各月ごとの谷の位置を調べた。

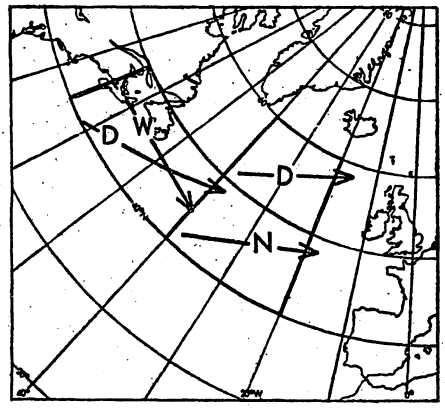
たとえば，第4表に示すようにカナダの谷が平年の位置より東にあり，ヨーロッパの谷がイギリスの東5～25°E（50°N）にあるときは，翌月のイギリスの降水量は少ない。また15日平均の谷が月平均の位置と月の前半で合ったか，後半に合ったかによって予報の訂正を行なう。たとえば9回の予想のうち8回は正しかった。

第4表　50°Nにおける500 mb の谷の位置による月降水量の予報

	A 75°Wの西方と20°W～5°E	AでもBでもない	B 50°～75°Wと5°～25°E
	予想 多雨	並み	少雨
イギリス　多雨	4 (3)	3 (2)	4 (1)
の翌月　並み	2 (1)	7 (5)	4 (0)
の雨量　少雨	1 (0)	4 (3)	10 (8)

(　) 内の数字は15日平均の谷の位置を考慮した場合の度数。

谷の位置に着目した予報則はすべての月に対して得られている。ある場合には，アメリカにも25°～25°E にも谷のないことがある。このような場合はRatcliffe（1968）によると，平均ジェットが月平均500 mb 上の大西洋域ではっきりしている。第1図は11～2月にかけて月平均500 mb 図にみられるジェット流の典型的な位置を翌月のイギリスの月雨量に関連させた図である。ジェット流に着目した方法と谷に着目した方法は同じぐらいの精度である。一般に500mbの資料による方法は9月の予報がもっともよく，5月の予報がもっとも悪い。



第　1　図

11月から2月までの月平均500mb 図におけるジェット流の位置と翌月のイギリスの雨量との関係、雨量の階級はD（Dry），N（Normal），W（Wet）の3分割で，ジェット流の軸の走向と位置によつて雨量予想がだされる。

3.　二，三の季節予報の研究

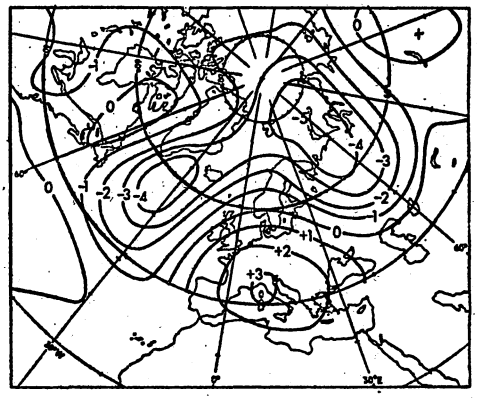
Hay（1966）はイギリスの夏の雨量を予想するのにアメリカとヨーロッパの気温分布が重要であると指摘し，さらに彼（1967）は冬季気温の予想に10月におけるアイスランド付近の循環が重要であることを強調している。実際の予報法としては第5表に示すように統計的な方法である。

第５表　季節相互の関係

予報因子	予想
1. 冬期気温T_{12}で２月もT_{12}	春　T_{123}（10, 6, 6, 2, 1）
2. ２月　T_3	春　T_{345}（1, 2, 4, 4, 8）
3. ４月　T_1	夏　R_{23}（2, 6, 11）
4. 夏　R_3	秋　R_{23}（5, 11, 14）
5. 秋　R_3	冬　T_{23}（6, 8, 9, 4, 3）
6. スコットランド，イギリスなどで９月，１０月共にR_3	冬　T_2　（3, 10, 5, 0, 1）

第５表から分るように，冬寒く２月も寒いと，寒春となる傾向がみられる。これは１９６９年の場合よく当たった。第５項は，秋雨多ければ冬は平年並みかやや寒いという関係である。また第３項は，４月寒いと夏の雨量は並みかまたは多い。この逆も成りたつ。４月と夏の関係は偶数年にかなり寒い４月であったり（例１８８年），奇数年にかなり暖い４月（１９４９）であると，適中率が高い。

第２図は偶数年に４月の気温がかなり温暖であった８例をとり，そのときの４月の地上気圧偏差図を平均したものである。ヨーロッパに気圧の正偏差域，カラ海と北大西洋に負偏差域がある。偶数年で４月寒かったときの気圧偏差図は第２図と大体逆である。温暖な４月につづく夏の偏差図は第３図に示すように，イギリス付近で１～２mb 平年より高い。第３図を作るのに用いた８例の夏のうち，多雨であったことは１例もなく，７例は高温であった。



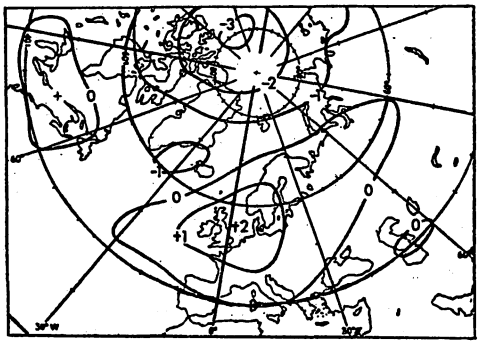
第　２　図

イギリス中部で非常に高温であった偶数年（８例）の４月の月平均気圧偏差図（mb）

このような例で分るように，循環の重要な特性を規定したり，特定区域，特定期間の天候に着目して統計的におこりやすいつぎの天候をみつける研究を進めている。

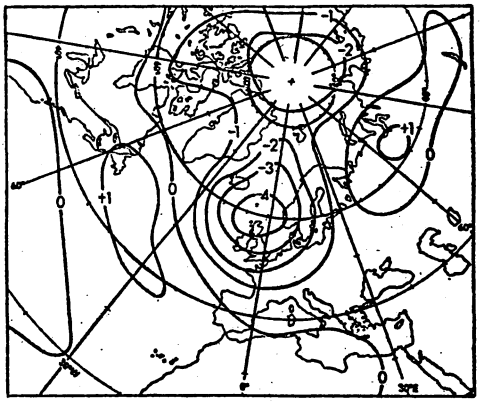
N.E.Davis は最近気温と地温から春の入りの日付をきめた。彼はまたアイスランドやバルチック海付近の氷状を分類し，春の遅れは同時に氷状のきびしさと関係していることを見出している。また春の入りを予報する上に有効な法則を得るために，この問題の研究はさらにつづけられている。５００mbにおける波長の季節変化はRatcliffe と Collisonによって夏の雨量予想に利用されている。また，５００mb を用いて雨量や気温を予報する研究が進められている。

予報則をさがすのに，大規模な循環の平年よりの偏りの指標として２か月または３か月間の



第　3　図

第２図に示した非常に高温な４月に
ひきつづく夏の平均気圧偏差（ｍｂ）

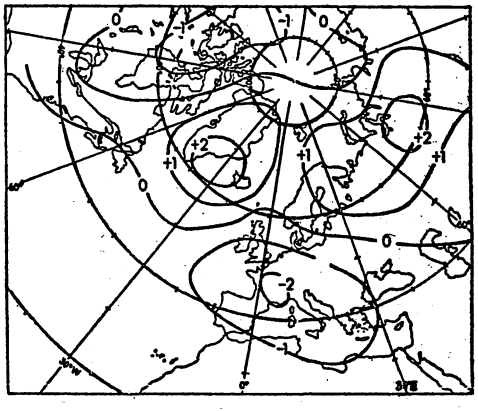


第　4　図

ＰＳＣＭ指数がP_{43} C_{43}のときの
平均気圧偏差（ｍｂ）（秋）

ＰＳＣＭ指数を用いている。特徴のある大規模な循環を指数であらわした例を第４図に示す。この図は客観的に分類したP_{45} C_{45}（９月～１１月のＰとＣの指数が５分割したときの４または５に当たる）のときの秋の平均気圧偏差分布であり，主観的には移動性低気圧型と分類されている。第４図はスコットランド北方に負偏差の中心があり，イギリス付近の偏西風が普通より強いことがはっきりとわかる。第４図のように秋に移動性低気圧型があらわれると，冬は第５図に示すような気圧偏差型があらわれる。アイスランドの南に気圧正偏差域があり，イギリス付近ではいちぢるしい偏東風が吹くので，低温となる。

季節予報に成層圏循環が有用であるとは必ずしも全員が認めているわけでないが，冬から夏への変換が重要であることはたしからしい。Ebdon（１９６６）は変換の時期がイギリス南東部の夏の天候型と関連していそうなことを示した。Labitzke（１９６６）は１９５２～６６年の最終昇温が早いか遅いか分類した。この分類（早いか遅いかの２種類）を用いて，降水量，気温，日射を注意深く考慮に入れたOptimum Summer Index の平均値を計算した。その例か第６図で，最終昇温が早いと順調な夏，遅いと不順な夏がイギリスの南部と東部にあらわれている。

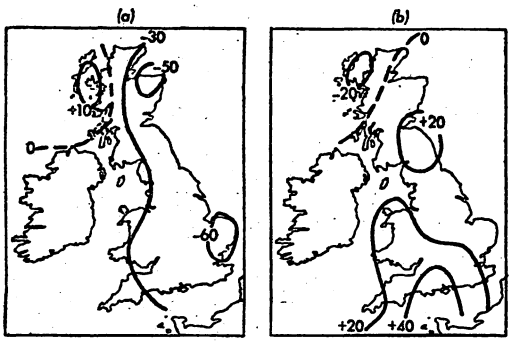


第　5　図

秋にP_{43} C_{43}型のときそれにひき
つづく冬の平均気圧偏差（ｍｂ）

4.　むすびと問題点

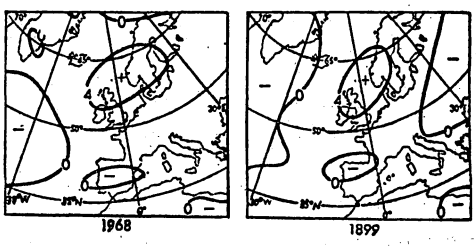
第７図はMurray と Ratcliffe（１９６９）の最新の論文から引用したものである。大気



第 6 図

1952～68年で成層圏最終昇温がおそい（a），はやい（b）ときの Optimum Summer Index の平均値

の循環と大西洋の表面水温は春，夏とも1968年は1899年に類似していた。とくに，大西洋東部とヨーロッパ西部の異常な循環はよく似ている。（第7図）しかし1968年の夏は不順であり，1899年は高温で雨量が少なく日照が多かった。一般に気圧配置が似ていると天候も似ているものであるが，細かな違いがときにはイギリスの天候に大きな違いをもたらす。このような細かなことを取り扱えるのはさきのことであろう。しかし，3か月予報の分野で，ある程度の進歩がなされていることは十分に示すことができたと思う。実際面において，1か月とか季節という長期間の中で，毎日単位で特異な天候とか循環の偏差を規定することなど，より以上の進歩を期待できると思われる。さらに，我々は大循環をモデル化する人達のたくみな研究を利用することに対してはつねに気をくばっている。（朝倉　正）



第7図　1968年と1899年の夏季における平均気圧（mb）

R.A.S.Ratcliffe : Sea temperature anomalies and long-range forecasting,（海面水温偏差と長期予報）Quart.J.R.Met.Soc., Vol.96, No.408, 337～338, 1970.

長期予報に海面水温偏差図（sea surface temperatuse : SST）を利用する考えは多くの研究者によって着手されてきたが，その大部分の意見は，ある限られた特殊なケースのみであった。われわれの目的はより厳密な関係を調査することで，そのため最初の労作は大西洋の海面水温偏差図のhistorical map を作ることであった。これは1888年から現在までの期間について，約1000枚を数えた。つぎに海面水温偏差図の典型的分布図を，これらの図から選び出した。最も一般的な分布はニューファンドランドの南および南東の40／45°N, 40－60°Wの海域（key area of ocean）で大きな正偏差域の場合（WP）と負偏差域の場合（CP）との二つであることが分かった。

WPあるいはCP型は，年系列の各月に対して8～16例を見出すことができた。その後計算機によってこれらのサンプルの翌月の月平均気圧偏差図（MPA）を抽出した。たとえば9

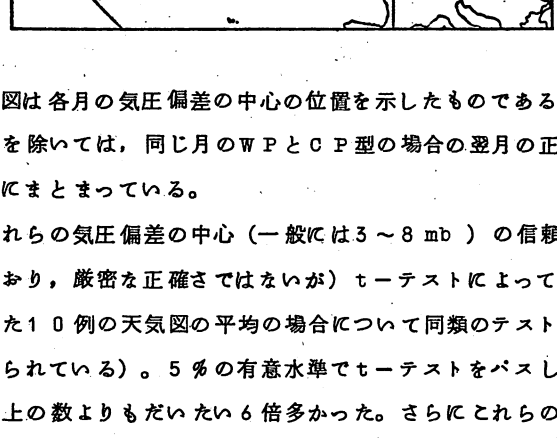
月のＣＰ型が１１か年であるならば翌１０月の１１例の月平均気圧偏差分布図が得られた。

一般に，ＣＰ型とＷＰ型の翌月の気圧偏差分布図の同じ地域の符号は大体反対であった。また大規模な気圧偏差の中心が現われる地域はほぼ同じであった。これを月別にみると次の三つの期間に分けることができる。すなわち

(1)　９～１２月：気圧偏差の中心が英国の東方，主としてスカンヂナビアにある。

(2)　１～３月　：偏差の中心が英国付近にある。

(3)　４～８月　：一般に英国の北ないし北西方にある。



第　１　図

作用中心における海洋の寒暖とそれに続く正・負気圧偏差の中心の位置

▲：気圧の正偏差の中心

△：気圧の負偏差の中心

第１図は各月の気圧偏差の中心の位置を示したものである。図から明らかなように，１２，３，７月を除いては，同じ月のＷＰとＣＰ型の場合の翌月の正・負気圧偏差分布の中心が，同一の地域にまとまっている。

これらの気圧偏差の中心（一般には３～８ mb ）の信頼性は,(格子点の気圧の空間相関によっており，厳密な正確さではないが）ｔ－テストによって検定された（ｔ－テストは任意に選ばれた１０例の天気図の平均の場合について同類のテストによって，より正確であることが確かめられている）。５％の有意水準でｔ－テストをパスした格子点の数は，任意に選ばれた天気図上の数よりもだいたい６倍多かった。さらにこれらの結果の確からしさはＷＰ型とＣＰ型の場合とで，殆んどの月でだいたい反対の結果をもたらしており，また月々によって連続的であるという事実によって，一層高められている。

海面水温偏差図の他の型も調査された。特に平年の位置よりも西方あるいわ東方に偏差を伴ったＣＰ型やＷＰ型の場合，またその海域が大西洋北西部の平年値よりも寒冷（温暖）であったときおよび南東部で温暖（寒冷）であったときなどである。これらの場合からまた気圧偏差分布の有効な推論を導くことができた。

月予報法の一つとしてこれらの結果を量的にとり扱う試みとして，典型的な海面水温偏差図と翌月の月平均気温偏差図や月降水比率図が作成された。これらの気温や降水量の分布図はだいたい半数の場合が完全に一致しており，月予報にかなり有用であることがわかった（久保木光熙）

G.A.Corby: The future of extended range forecasting （延長予報の将来）

Quart.J.R.Met.Soc., Vol.96, № 408, 339-340, 1970.

現在，短期の数値予報はルーチン業務として数多くの気象官署で行なわれ，予報官の明日の天気予報に対して良き指針を与えるようになっている。さらに精巧なモデルも開発され，主として大気大循環の研究に使われている。また，別な研究面では，このモデルを使って，大気変動の予報の可能性が調らべられている。調査の結果では，ある程度の延長予報の可能性が見出されている。詳しい調査の一例としては，ＥＳＳＡ の地球物理流体力学研究所の都田の研究がある。

大気変動の予報可能性の限界については，悲観的な見方と楽観的な見方の二通りの立場に分かれている。悲観的な立場の主張はシノプテイック・スケールのじょう乱の予報は2，3日先が限界という見方。楽観的な立場では，3週間ぐらいが限界と見ている。このように，予報可能については，立場によってかなりのくいちがいがある。予報可能性の問題についての重要な見解は１９６５年，アメリカ科学アカデミー主催のパネル・デイスカッション（チャニィー座長）の報告書に抄録されている。ここで記されている予報の可能性の調査方法は次のようである。現在利用し得るモデルを用いて，初期状態に僅かな誤差を与えたものと，そうでないものとの二通りの初期状態から出発して，実験予報を行ない，それぞれの数値予報の結果を相互に比較する。予報結果のくいちがいの様相を統計的手法を用いて処理することによって，大気変動の予報の可能性を調べることができる。

これらの一連の実験の結果から，チャニィーは「予報可能の限界は冬期では約2週間，夏期はそれよりも幾分長い」という結論を導いた。しかしながら，用いた数値予報モデルはまだ完全なものではないので，このようにして求められた予報可能の限界の見積りには多分に過大評価のきらいがある。

Robinson（１９６７）などの悲観的な立場の人の考え方は「大気中のあらゆるスケールのものを等方性と仮定し，かつ単純な理論を用いて予報可能性を空間スケールの関数として表現する」という点から出発している。この方法では，シノプテック・スケールのじょう乱の予報可能の限界は2日先ぐらいである。このような立場は暗黙のうちに次のような仮定を設定していることになる。それはあらゆるスケールがKolmogroffスペクトルを構成する3次元等方性領域内に入っており，かつ－5/3乗則を満たしているという基礎仮定である。所が，実際のシノプテック・スケールのじょう乱はバロクリニックで準2次元的な特性をもっている。また，シノプテック・スケールよりもやや小さいスケールのじょう乱（サブ・シノプラックスケール）においてすら，準2次元的な変動が良く見られている。たしかに，波数が１０より大きな，小さいスケールのじょう乱のエネルギー分布が－5/3乗則よりも，むしろ－3乗則に近い形を示していることが観測から確められている。このようなスペクトルでは，エネルギーが波数の増大につれて減少して行く様子は－5/3乗則の場合より急激である。

2次元乱流の特性を調べたKraichnan（１９６７）とLeith（１９６８，１９６９）の結果では，－3乗則が好ましいことを指摘している。また，Lilly（１９６８）は2次元乱流の数

値シュミレーションを行ない，同様に，－3乗則が理論的にも妥当であると結論している。

したがって，これらの考察から数値予報の予報延長は3次元乱流の性質のみに限定して形成された評価よりも，必ずしも悲観的なものではないことが示唆される。

数値予報のモデルの研究では長足の進歩が認められるが，モデルそのものにまだ多くの欠点と制約がある。とくに，物理現象の表現という面で，適用する理論に欠けているのか，それとも理論があっても表現するに不充分，もしくは困難なためなのか，現象を充分に表現してはおらない。幾多の数学上の問題や数値計算上の問題がまだ未解決のまま残っている。これらはすべて物理と直接密着しておって，かなりの厳密さが要求されるわけだが，この問題を解決することがモデルのもつ予報可能の限界を左右する重要なカギである。

ごくありふれたモデルの欠陥としては，実際の大気中に見られる程度の傾圧不安定がモデルでは出現させることができないことである。したがって，モデルでは実際の大気の場合よりも強く傾斜を与えている。このようにしてモデルでは，はじめて大気の場合と似たような中緯度じょう乱の活動の頻度と強さを示すようになっている。したがって，大気大循環の気候変動では，一般に帯状の運動エネルギーが余りにも大きく出過ぎ，また逆にじょう乱の運動エネルギーは小さすぎる。

予報モデルのもつこのような性質は延長予報を対象とする場合には明らかに危険を招くものである。モデルがなぜ上記のような欠陥を有するかは次の理由による。採用している格子間隔は約300Km程度であること。これでは傾圧不安定が最大であるスケールのじょう乱は充分に解像され得ない。Ellsaesserの研究（1968）では，じょう乱の発達過程を見るためには，そのじょう乱が完全に発達しきった状態のスケールより幾分小さいスケールのじょう乱が解像できるような小さい格子間隔が必要であるとしている。通常，モデルでは非線型不安定を抑制するために渦拡散を導入しているが，これは逆にじょう乱の新しい発達をおさえようとしてしまい，問題を更に複雑化している。実際，非線型不安定を充分におさえ得る程度の線型渦拡散の導入によって，発達初期の不安定じょう乱が減衰する大きさはじょう乱の成長率とほぼ同じである。もう一つの別な因子としては水蒸気だが，モデルでは採りいれられている水蒸気はたやすく凝結し，潜熱を放出するメカニズムになっている。凝結．潜熱のプロセスで活潑な水蒸気が存在することは，バロクリニック．不安定がおこるスケールを若干波数の大きいスケール（波数6～8）の方へ移動させる結果となる。これらの因子は新らしい系の発達を予想しようとするモデルの能力を低下させるものだ。この点に関する本質的な改良が是非とも必要である。この改良が出来た段階において，予報モデルは延長予報の分野でも有力な武器となろう。明らかに，若干スケールの小さいじょう乱をも対象として扱う必要があり，しかも高度の解像のスキームが望ましいことはうたがう余地がない。筆者の見解では，数値予報の精度をまし，予報期間を延長させるにはこの方法だけでも期待し得る程度になると考えられる。予報モデルの計算スキームの解像度を増す機運が出ているが，これに関連した最善の数学的方法や数値計算法が，大型計算機の登場にもかかわらずまだ見つかってはおらない。さらに，非線型不安定を抑制するために渦拡散の形の量を導入する必要があるわけだが，先に示した矛盾をさけるためにも，単純な形の線型拡散を使うよりも，むしろ差

異を識別できるような非線型の渦拡散を導入する必要がある。Smagorinsky（１９６３）は流れの局所的な変形に関係する非線型拡散を導入し，成功した。ＧＦＤＬーモデルを成功に導いた一大重要な因子はこの種の拡散をパラメーターとして用いたことである。また，２次元乱流のKraichnan—Leithの理論からは，局所的渦度の場に関係するような拡散係数の使用が指摘されている。これはスケールと微妙に関係し，しかもスケールの増大ともに急速に減衰するような量である。したがって，以上の考察から数値予報の期間延長および精度の向上に対する見通しは明るいと考えられ，又それを期待し得ることが可能と信ずる。（渡辺　正雄）

R.A.S.Ratcliffe: Meteorological Office Long—Range Forecasts: Six Years Progress（イギリス気象局長期予報の６年間の発展状況），The Meteorological Magazine, Vol. 99, No. 1174, 125~130. 1970.

イギリス気象局は１９６３年１２月に長期予報（３０日）の発表を開始したが，それ以来毎月２回発表を行なっている。さきにFreeman 氏が１９６６年の本誌にその最初の３３か月間の予報の成果についての話題をのせられたが，* 本論文はその後の最近までの経過について，特に長期予報の監査について述べたものである。

長期予報のスタイルはここ６年間あまり大きな変化はないが，ここ１・２年，予報文はできる限り最初の５～７日間の予想天気の著しい特徴を簡単に触れてから始めるようになった。このことは経験的予報法の基盤として２－３日の数値予報の信頼性の増加があって初めて可能となったことであり，この数値予報の予想期間をさらに３～４日延長することが考えられている。

以上を除いては長期予報の主体はあまり変っておらず，予想月平均気温と３０日間の総雨量とこれに伴なう雪・霜・強風等の要素の予想頻度の発表である。予想月平均気温および降水量は次の階級区分で与えられる。

気　温（５階級）		降　水　量（３階級）	
かなり高い	(much above average)	多　い	(above average)
やや高い	(above average)	並　み	(average)
並　み	(near average)	少　い	(below average)
やや低い	(below average)		
かなり低い	(much below average)		

以上の階級区分は１９３１～６０年間の各区分が等頻度となるよう任意に選択される。したがって各階級区分は月ごとに，またイギリス諸島の地区ごとに幾分異なっている。この地区の区分を第１図に示すが，気温と降水量の予報は各地区ごとに別々に監査される。

---

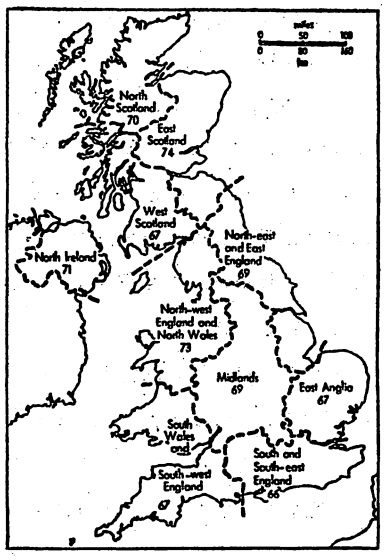
*）時田正康紹介，英国気象庁発表の長期予報の精度について，グロースベッター，１９６７，第５巻，第３号。

ここで示す数値はこの6年間における正確またはほぼ正確な気温予想の%である。

各地区ごとに4～6のチェック点があるが，これは年々さらによく代表するよう徐々に改善されている。例えば，East scotland地区の最初のチェック点はAberdeen と Leuchars であったが，現在はEdinburgh と Kinloss も代表点となっている。またSouth and Southeast England 地区では以前は南岸近くにチェック点を持たなかったが，現在はManston（Kent）と Deal の両方に持っている。

気温と降水量の地区平均偏差の計算法は完全に客観的であり，できる限り毎日の気象通報に基づき，気象局の計算機を大いに利用して行なわれる。

各地区の点数は次の第1表（a）（b）に基づいて計算する。



イギリス諸島の予報区

第1表（a）　気温予報の点数

実際＼予報	かなり低い	やや低い	並　み	やや高い	かなり高い
かなり低い	4	1	－3	－4	－4
やや低い	2	4	1	－2	－2
並　み	0	1	4	1	0
やや高い	－2	－2	1	4	2
かなり高い	－4	－4	－3	1	4

第2表（b）　降水量予報の点数

実際＼予報	少ない	並　み	多　い
少　な　い	4	－2	－4
並　み	0	4	0
多　い	－4	2	4

長期間，各分類の起こる頻度がほぼ等しい場合，平均点数は0となり，また毎回平年値を予報した場合の平均点数は0となるだろう。（例えば気候値）各地区の点数から全国の平均点数が計算され次の5つの区分で予報精度が評価される。

A，重大な誤りはない　(No serious error)

B，よい一致　(Good agreement)

C，普通の一致　(Moderate agreement)

D，一致点少ない　(Little agreement)

E，実際に類似点はない　(No real resemblance)

負の点数はすべてDまたはEとする。

気温の降水量以外の予報については一般にあまり客観的に評価するわけにはいかないが，各発表は現象後に気象学者の小委員会で検討され，すべての予報についてAからEまでの階級でマークが付けられる。発表の中には客観的に評価できるものもある。例えば〝霜は例年より回数が多いだろう〟このような発表はイギリス諸島の総てのチェック点について，予報期間中に霜の起った回数とその期間中の平年値（1931－60）とを比較して評価される。同様な監査は雪・強風・雷雨・霧・降雨日等の度数についての発表についても行なわれる。また，夏季，月の日照時間が三つの階級；多い，並み，少ないで予報されることが多いが，これについても同様に監査される。

最後に，気温，降水量その他の情報についてのマークを合成して各予報精度の総合マークが付けられる。第Ⅱ表では1966年9月から1969年11月までの78回の予報の精度区分における頻度を示す。

第Ⅱ表　各予報精度区分における予報回数

1966年9月～1969年11月

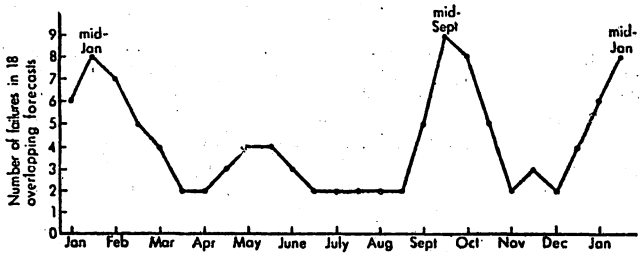
精度区分	平均気温	降水量	その他の情報	総合マーク
A	18	5	20	4
B	20	18	30	27
C	17	28	21	33
D	13	17	5	11
E	10	10	2	3

普通の一致またはそれ以上の区分は最初の予報では73％であったのに対して，第Ⅱ表では78例中64例即ち82％を示している。これを年別に示すと第Ⅲ表となる。

第Ⅲ表　普通の一致以上を示す予報回数

年	平均気温	降水量	その他の情報	総合マーク
1969	19	19	23	22
1968	17	15	24	19
1967	16	15	20	18
1966	14	13	18	18

以上の表から，最近の成果を誇張することは容易であるが，この大部分は気温と降水量予報の改善というよりも良い〝その他の情報〟によるものである。特に〝普通の一致〟があまり高い水準でないことを指摘する必要がある。しかしながら，A・Bは予報水準からいって良好な予報であり，最初の66例の予報では38％であったのに対し，第Ⅱ表では最近の予報は78例中31例（40％）であることを示している。また，月別に悪予報（DまたはE）を示したものが第2図である。ここ数年秋が予報の難しい季節であると一般に考えられるが，真冬にもう一つのピークがまた5月に小さなピークがあることがわかる。



第 2 図

長期予報精度の年変化

このグラフは少数例（２４の予報期間の各々について６例）に基づいたものであり，各プロット点は三つの重複した予報の結果からだした誤りの数である。例えば９月中期の９は９月の誤り１，１０月の４，９月中期から１０月中期までの４の合計であり，各点の最大数は１８である。これから３月～９月および１１月～１２月の長期予報が最も信頼できることがわかる。

第Ⅲ表から降水量と気温の予報も大分良くなっていることがわかるが，これを第１図に示す地区ごとに第Ⅳ表が得られる。降水量は三つの階級で予報されるが，階級ごとに現象の％で引用するのはあまり有意義なことではない。何故なら，予報官は一般に並みの予報を頻発する傾向があり，したがって並みの予報は誤りを多く含む傾向があるからである。

第Ⅳ表　１０地区（第１図参照）を予想変化と比較した，各々別個に検討する場合の正確あるいはほぼ正確な予報パーセンテージ

（ａ）気温予報

	予想変化				
	1931−60年分布を仮定して	1964−69年分布を仮定して	最初の66予報例	次の78予報例	1969年
正確	20	23	26	27	33
1階級はづれ	32	40	42	43	42
正確あるいはほぼ正確	52	63	68	70	75

（ｂ）降水量予報

正確	33	34	36 (35.9)	36 (36.3)	41

以上の各地区の数字には明らかに地理的な分布がみられる。特に気温予報は南東部より北西部の方が適中率がよい。この６年間の正確あるいはやや正確の気温予報の％が第１図では各地区について示されている。

気温と降水量の予報はともに並みが非常に多く両極端の階級が少ないが，この傾向は最近では第Ⅴ表に見られるように大きく訂正されている。並みの降水量は予報より実況の方が若干多いが，これは〝多〟の降水量を予想できなかったためである。少降水量は３１％中３０％が予報されている。現在この傾向を改善する試みが行なわれつつある。

第Ⅴ表　実況と予報の％分布の初期（６６例）と後期（７８例）との比較

（a）気温予報

	1963年12月－1966年8月		1966年9月－1969年11月	
	実　況	予　報	実　況	予　報
かなり高い	２９％	4	１５	１９
かなり低い	9	3	5	9

（b）降水量

並　み	３５	４９	３７	５９

ここ数年，長期予報は徐々ではあるが確実に進歩しており，これは主として次の二つの理由による。まず第一に，予報の類似に使うデータのかなりの充実があげられる。現在これには，１８８８年からの海面水温図の歴史的シリーズ，１８９９年からの月平均地上気圧図，1873年からの５００mb 図が含まれる。このうち初期のものは英国気象局が採用した統計技術により作成したものである。第二に，数多い研究作業が行なわれており，これを絶えずルーチンの月予報に取り入れられていることである。中でも最も成功したものの一つとして，太西洋海水温偏差と一か月先の地上気圧偏差との相関（Ratcliffe and Hurray）があげられ，その外にも500mb月平均パターンとEngland と Wales の一か月先の降水量に関するRatcliffeの論文，およびHurrayの月平均気温の持続と月降水頻度についての幾つかの論文を含む注目すべき進歩がある。これらはなお多くの改善の余地を残しており，なお今後の発展が期待される。もし一週間以上にわたって予想天気を発表できれば長期予報はさらに有用なものとなる。長期予報官には自己満足などありえない。長期予報の進歩は遅々としてではあるが絶えず続けられている。（宮川　和）