

—解 説—

数 値 予 報 と カ オ ス

北海道大学大学院地球環境科学研究所 向 川 均

1 は じ め に

今日における天気予報は、テレビの気象情報や新聞の天気欄などにより、日常的に最も利用される生活・防災情報の一つとなっている。また最近では、産業や経済活動にも有用な情報として、広く使われるようになってきている。このように天気予報の利用価値が増大してきた最大の理由は、その予報精度の向上にある。特に、明後日までの天気変化を扱ういわゆる短期天気予報では、予報精度の向上は著しく、予報した天気の変化と実際の天気の変化との相関は、平均で0.9程度という良い成績を収めている（時岡 他、1993）。現在のこのような天気予報の発展の基盤となっているのは、大気状態を支配する物理法則から作られる数値予報モデルを、観測された現在の大気状態を初期値として、コンピューターにより数値的に積分することにより、将来の大気状態の予測を行う「数値予報」の発展に他ならない。

数値予報は、近年のスーパーコンピューター技術の進歩も相まって画期的な進歩を成し遂げた。その結果、短期天気予報では数値予報の利用が今や必要不可欠とさえなっている。さらに各国の予報センターでは、一週間、一ヶ月といった中長期予報にも数値予報を利用する、いわゆる「力学的延長予報」の試みが盛んに行われるようになってきた。日本の気象庁においても、1988年3月より毎日、数値予報モデルを用いた8日予報が行われており、その結果が毎日発表される週間天気予報に利用されている。

では将来、数値予報モデルがさらに発展し、コンピューターの計算能力もさらに向上すれば、数値予報の手法により短期予報と同じ意味で（例えば、「来年の何月何日の札幌の天気は晴れです」のように）天気予報ができる期間は、一ヶ月、一年とどこまでも延長できるのであろうか。

実は、この大気の予測可能性に関する議論は、数値予報の黎明期であった1960年代に行われた、気象学者であるロレンツによる先駆的な研究（Lorenz, 1963）まで遡ることができる。彼は熱対流を表現する簡単な“数値予報モデル”において、現在ではカオスと呼ばれる、非周期的な運動が現れることを発見した。カオスとはもともと混沌とした秩序のない状態を意味する言葉であるが、ロレンツはこれを「決定論に従うが不規則な運動」と表現した。さらに、カオスの特徴として、初期値に含まれるわずかな誤差を指数関数的に増大させる性質を持つことを示した。従って、大気運動がカオス的で非周期的であるとするならば、例え、大気運動を完璧に表現する数値予報モデルができたとしても、大気運動の持つカオス的性質により、観測に必

然的に伴う初期値誤差が成長するため、数値予報には予報限界が必ず存在すると結論づけた。その後の研究により、この予報限界は現在では約2週間程度と見積もられている。また、実際に大気運動がカオス的であり非周期的であることは、例えば、今日と全く同じ気圧配置を持つ天気図は過去に存在しないことからも、直感的に明らかであろう。さらに、後述する方法を用いると、過去の気象データの変動より、大気運動がカオス的であることを具体的に示すことができる。

1960年代の当時は、数値予報モデルの開発が始まったばかりでもあり、ロレンツの数値予報の予測可能性に関する警告は、他の気象学者には広く受け入れられなかつたようである(木本、1992)。しかし、力学的延長予報の試みはこの予報限界が実際に重要な問題となる課題であり、今ようやくにして、我々はロレンツの警告に対し真剣に取り組む必要性が出てきたのである。

ここではまず、現在の数値予報の概要を紹介し、予測可能性の問題に言及する。次に、ロレンツのモデルを例にとり、カオス運動の性質について説明する。最後に、カオス理論を数値予報に応用する最近の試みについて紹介する。

2 数値予報とは

実際の数値予報は、スーパーコンピューターと数値予報モデルのみで成立するものではなく、気象データの観測やデータ通信なども含む巨大な技術システムである。

まず、予報を行うためには、なるべく正確に大気の現在の状態を把握する必要がある。このため、世界各地の気象台での地上気象観測をはじめとして、船舶、ゾンデ、飛行機、気象衛星等を用いた全地球的な観測網により、気温、気圧、湿度、風などの気象要素の3次元的空間分布が継続的に観測されている。

観測されたさまざまな観測データは、世界気象通信システム(GTS)と呼ばれる国際通信網を経て、日本の場合には気象庁の気象資料総合処理システム(COSMETS)に集められる。送られてきた各種の気象データは、まず編集中継装置で解読され、チェックされた後編集される。このデータをもとに、客観解析と呼ばれる、現在の大気の3次元的な状態を把握する作業が行われる。具体的には、空間的に不規則に分布しそうな精度を持つ観測データが、客観解析により、地球大気を3次元的に規則正しく覆う細かい格子点上の値に内挿される。また、より良い解析値を得るために、数値予報モデルの結果を客観解析の第一推定値として用いる「予報解析サイクル」などの手法が開発されている。

次に、得られた客観解析値を初期値として、数値予報モデルをもとに、スーパーコンピューターで将来の大気の状態を予測する「数値予報」の作業が行われる。数値予報モデルは、地球全体、アジア域、または、日本域の大気を細かい格子点網で覆い、各格子点における気象要素(気温、風、水蒸気、地上気圧)の変化を、運動量保存則、熱力学の第一法則、質量と水蒸気の保存則に基づいて計算する。また、モデルには、太陽放射および地球や大気からの放射過程、水蒸気の蒸発、凝結を伴う雲や降水過程、地表面近くでの境界層特有の運動量や熱の輸送、植生などの陸面の状態など、モデルの格子点間隔より小さい物理過程についても、各格子点の物理量を通してその効果が繰り込まれている(これをパラメタリゼーションと呼んでいる)。

例えば、1993年現在の気象庁全球モデルは、水平には約110km、鉛直には約数kmの空間分解能を持って

いる。従って、扱う従属変数の数は約100万変数にも及ぶ。また、数値予報モデルは、記号的に、

$$\frac{dx}{dt} = F(x), \quad (1)$$

のように、時間に関する一階連立常微分方程式系で表現することができる。ここで、 $x(t)$ は各格子点上の気象要素に対応して、約100万個の成分からなるベクトルである。また、式(1)は非線形方程式という点に特徴がある。これは、式(1)で $x(t)$ の時間変化を記述する右辺 F の式において、 $x(t)$ のある成分同士の掛け算を含む非線形項が存在することを意味している。例えば、ある格子点での温度変化に寄与する要因の一つとして、他の格子点にあった暖かい（もしくは冷たい）空気が大気運動により運ばれてくること（すなわち、風と温度との掛け算）が考えられることからも、大気運動が本質的には非線形的であることがわかる。

次に、式(1)を時間積分により解く作業に入る。但し、式(1)は上で述べたように非線形方程式であるため、解析的に解くことはできず、コンピューターを用いた数値的解法によらねばならない。まず、客観解析で得られた各格子点での気象要素の実況値を式(1)の右辺に代入し、それぞれの格子点での気象要素の時間変化率を求める。式(1)の左辺の時間微分を差分で置き換えると、この時間変化率より、短い時間後（例えば10分後）の値を求めることができる。さらに、この予測値をもとに10分後における時間変化率を求め、20分後の値を予測する。これを何百回と繰り返して、何日も先の値を求めるわけである。気象要素の変化傾向は、時間的に一定ではなく、各要素の値に複雑に依存しているので、逐次この作業を繰り返す必要がある。

このようにして数値予報により得られた結果は各種の予報図として出力される。得られた予報図から特徴的な気象パターンを認識し、我々が見るような天気予報に結びつける作業は、経験を積んだ予報官によって行われている。

さて、このような数値予報の手法を用いれば、ある時刻の各格子点上における気象要素の値がわかれば、大気の状態は未来永劫にわたって完全に予測できるはずである。ところが、予報期間が延びるに従って、天気予報の信頼度は一般に少くなり、予報の情報価値がなくなってしまうことは、我々の経験上明らかである。これは一体どのような原因によるのであろうか。

ここではまず、数値予報による予測値と、予測された時刻での客観解析値との差で「予報誤差」を定義し、その原因を考えてみる。図-1は、気象庁全球モデルにおける予報誤差の予報期間依存性を示したものである。ここでは、予報誤差の指標として、北緯20度以北での500hPa等圧面高度の Root Mean Square (RMS) 誤差を用いる。RMS 誤差とは、各格子点での誤差の二乗を領域平均して、その平方根をとったものである。予報誤差は予報期間が延びるに従って増大することは、この図からも明らかである。この領域における500hPa等圧面高度の標準偏差を季節平均すると約115mであるので、ちょうど7日予報の誤差がこの「気候的標準偏差値」と同程度になる。RMS 誤差が気候的標準偏差を越えると予報の価値はなくなるので、この予報モデルでは平均として7日が予報のできる限界であると結論することができる。

このように数値予報で誤差が生じる原因としては、次の2つが考えられる。

1. 数値予報モデルが不完全である。

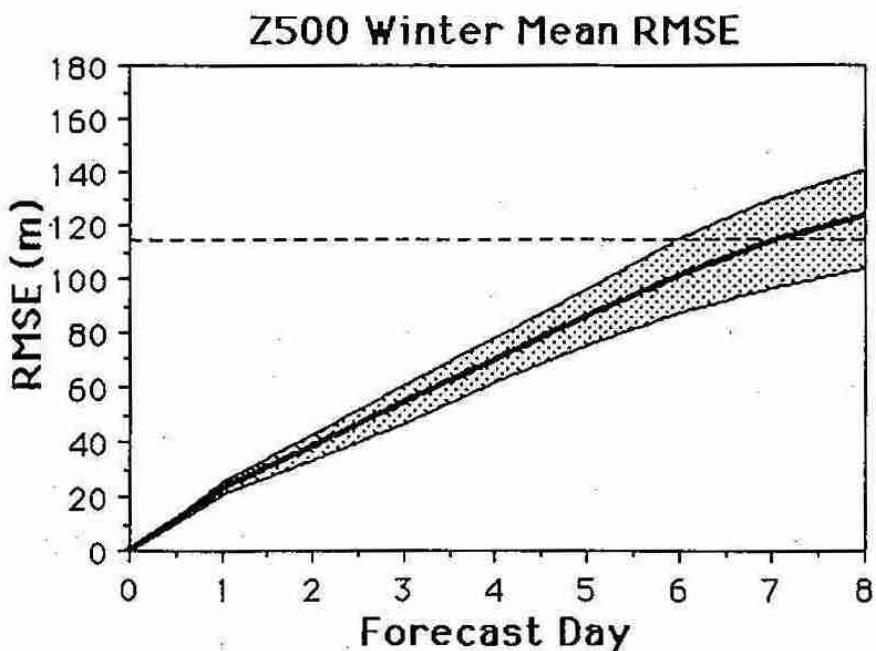


図-1 気象庁全球モデルにおける予報誤差の時間的増大。北緯20度以北での500hPa等圧面高度場のRMS誤差を指標とする。横軸は予報期間(日)、太線は、1988年12月1日から90日間の平均値であり、陰影部は平均値±標準偏差の範囲を示す。水平な点線はこの期間の気候的標準偏差。(Kimoto *et al.*, 1992より)

2. 数値予報モデルは例え完全であっても、大気運動の持つカオス的性質により、初期値に含まれる誤差が時間とともに成長する。

第一の要因は、数値予報モデルが大気運動を正しく表現していないということを意味している。この不完全さの要因としては、モデルの空間解像度の悪さ、微物理過程のパラメタリゼーションの不完全さ、数値計算法に含まれる誤差などが考えられる。一方、第二の要因での初期値に含まれる誤差とは、観測機器自身の誤差や、気象観測点の空間分布の希薄さに伴う客観解析の際の誤差など、観測に伴い避けることのできない誤差を考えたものである。次の章で詳しく説明するように、カオスの基本的性質として初期誤差を時間的に増大させる性質があるので、例え完璧な予報モデルができたとしても、数値予報による予測には必ず限界があることを示している。また、大気の真の状態、つまり観測誤差のない状態を知ることはできないので、両者の要因を分離することは原理的に不可能である。

3 カオスの性質

ここでは、ロレンツ (Lorenz, 1963) により最初に見つけられたカオスを例にとり、カオスの性質について説明する。ロレンツは、例えお湯を下から加熱した時に生じるような対流現象を表現する方程式を、いくつかの大膽な近似のもとにできるだけ簡単化し、最も簡単な“数値予報モデル”とも呼べる、変数($X(t)$, $Y(t)$, $Z(t)$)に関する次のような3元連立常微分方程式系(ロレンツモデル)を得た。

$$\frac{dX}{dt} = -\sigma X + \sigma Y, \quad (2)$$

$$\frac{dX}{dt} = -XZ + rX - Y, \quad (3)$$

$$\frac{dZ}{dt} = XY - bZ. \quad (4)$$

ここで、 X, Y, Z はいずれも時間の関数であり、それぞれ次のような意味を持っている。 $X(t)$ は対流の強さに比例する量であり、これが 0 なら対流は生じない。 $Y(t)$ は対流の上昇と下降域での温度差に比例する量であり、これも 0 であれば対流は生じない。 $Z(t)$ は温度の鉛直分布の熱伝導状態からのずれを示しており、これも 0 であれば対流は生じない。また、 σ, r, b は、流体の性質や流体の入った容器の形などに関係するパラメータであり定数と考える。以下では、これらのパラメータの値として、ロレンツと同じく、 $\sigma=10, a=8/3, r=28$ を与える。

まず、この方程式系の定常解を求めておく。ここで定常解とは、式 (2) ~ (4) で左辺の時間微分を 0 にする解であり、

$$0 = -10X + 10Y, \quad (5)$$

$$0 = -XZ + 28X - Y, \quad (6)$$

$$0 = XY - \frac{8}{3}Z, \quad (7)$$

を満たす。これらの式より、直ちに $(X, Y, Z)=(0, 0, 0)$ の点が一つの定常解であることがわかる。これは、対流のない静止した熱伝導解を表している。一方、次の 2 点 C と C' :

$$C=(6\sqrt{2}, 6\sqrt{2}, 27), \quad C'=(-6\sqrt{2}, -6\sqrt{2}, 27), \quad (8)$$

も定常解であり、それぞれ対流の向きが互いに反対な定常な対流運動に対応する。但し、これら 3 つの定常解は全て不安定であり、定常解からわずかに離れたところに初期条件をとれば、その後の解 $(X(t), Y(t), Z(t))$ は定常解から離れていくので、実際にはこれらの定常解が実現されることはない。

次に、式 (2) ~ (4) で時間に依存する解を求める。この方程式系は一見極めて単純な形をしているにも拘わらず、定常解を求めたような解析的な方法で、時間に依存する解を求ることはできない。これは、式 (1) の数値予報モデルと同様に、式 (3) の XZ や、式 (4) の XY のような非線形項を含むためである。そこで、数値予報と同じように、ある初期条件 $(X(0), Y(0), Z(0))$ を与えて、コンピューターを用いて数値的に解くことにより、 t 時間後の流れの状態 $(X(t), Y(t), Z(t))$ を求める。

図-2 はこのようにして求めた $X(t)$ の時間変化である。一見して、この変動は、同じ変動が繰り返される周期的なものではなく、不規則で非周期的であることがわかる。このような非周期的な運動をカオスと呼ぶ。また、この図で \bar{X}, \bar{X}' は、それぞれ不安定定常解 C, C' の X 座標の値を示している。あるときは \bar{X} のまわりで振動し、またあるときは \bar{X}' のまわりを振動しながら不規則な変動になっていることがわかる。

一方、図-3 は、3 つの変数を座標軸とする空間（位相空間と呼ぶ）で、初期から充分時間が経った後の解の振る舞いを示したものである。ある瞬間の流れの状態 $(X(t), Y(t), Z(t))$ は、この図ではある 1 点で表

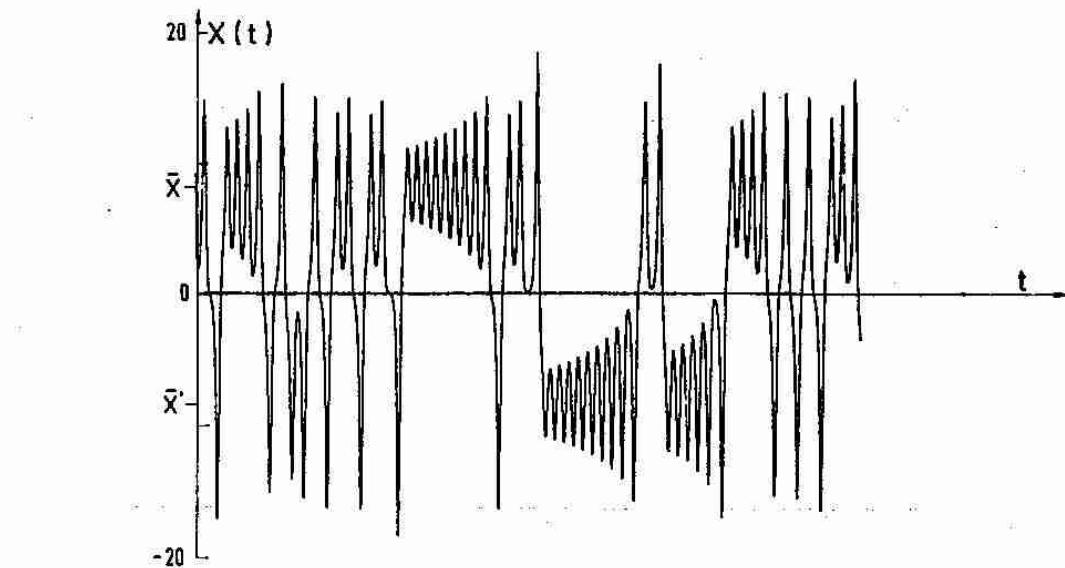


図-2 ロレンツモデルにおける $X(t)$ の変化。 \bar{X} 及び \bar{X}' は不安定定常解 C と C' の X 座標の値である。(ベルジェ 他, 1992より)

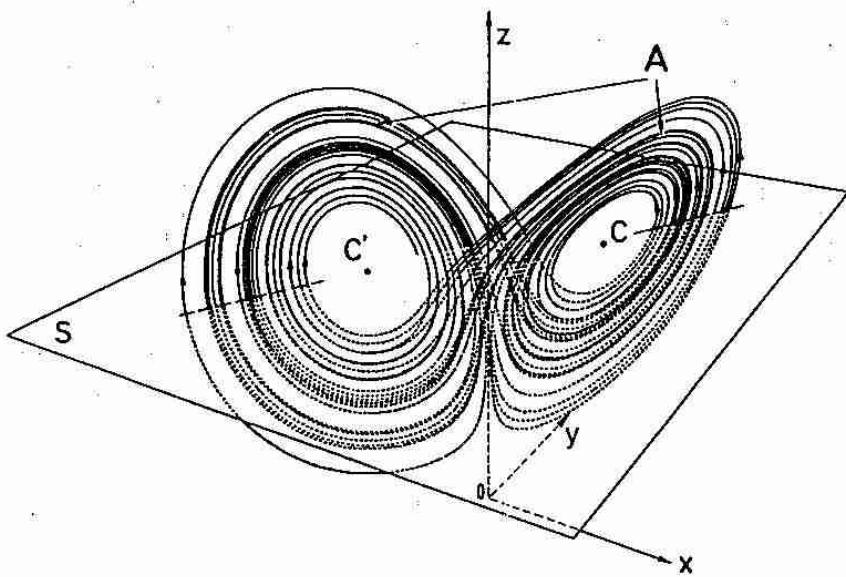


図-3 位相空間におけるロレンツ・アトラクター(図中A)の概形。平面Sは $Z=r-1=27$ で与えられている。(ベルジェ 他, 1992より)

現される。また、状態の時間変化は、この点を連続的に線で結んだ軌道で表される。初期条件 $(X(0), Y(0), Z(0))$ をいろいろと変えてみても、軌道は全て最終的には、この図中 A で示された、蝶々が羽を広げたように見える領域に引き込まれていく。このように、軌道が最終的に引き込まれる領域はアトラクター(吸引領域)と呼ばれている。このロレンツモデルにおけるアトラクター(以下、ロレンツ・アトラクター)の第一の特徴は、いつまで経っても軌道は決して閉じないということである。運動がもし周期的であるならば、軌

道は位相空間において一つの閉じた曲線となるので、この特徴は、運動が非周期的であることを示している。また、カオスに対応するこのようなアトラクターは、定常解や周期解に対応するアトラクター（それぞれのアトラクターは、点と閉曲線になる）と区別する意味でストレンジ（奇妙な）アトラクターと呼ばれている。

さらにロレンツ・アトラクター上の軌道は、図-2に対応して、2つの不安定定常解を中心に不規則にまわり続けているのがわかる。また図-3からは、ロレンツ・アトラクターは、薄いシートからできているように見えるが、詳しく調べてみると、このシートらしきものは、実際には、何枚ものシートが密に重ね合わされた複雑な構造を持っていることがわかる。しかも、位相空間におけるアトラクターの体積は0であることも示されている。つまり、ロレンツ・アトラクターは決して1枚のシートではなく、かといって、有限の厚みを持つ1枚のマットのようなものでもないのである。

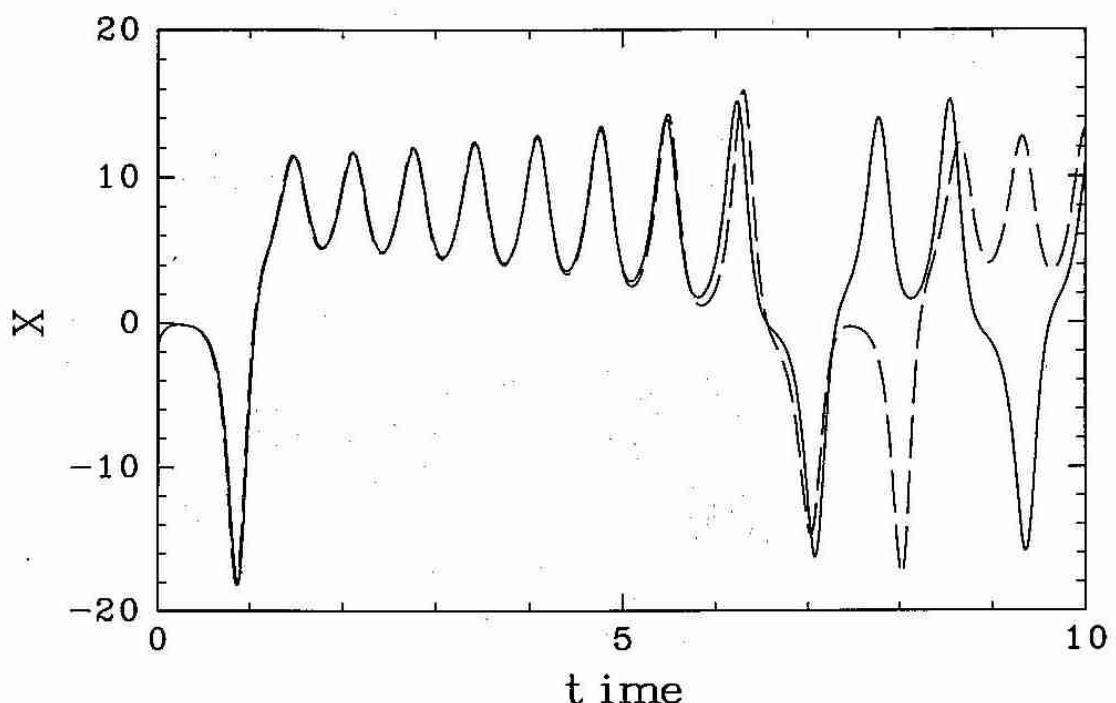


図-4 ロレンツモデルにおける「初期値に対する鋭敏性」の例。実線と破線に対応する初期値は、位相空間での距離で $\delta=10^{-2}$ だけわずかに離れている。

次に、カオスの持つ「初期値に対する鋭敏性」について説明する。図-4はロレンツモデルで位相空間での距離 $\delta=10^{-2}$ だけわずかに離れた2つの初期値から数値積分を行った場合、両者の軌道が時間とともにどのように離れていくかを、変数 X の値で示したものである。初期には、実線と破線は全く重なって見えるが、 $t>5$ では、両者はだんだんと離れていき、 $t=7$ 付近では、両者は異なる不安定定常解のまわりを振動するようになり、最後には、両者の変動は全く関係がなくなってしまう。この現象は「初期値に対する鋭敏性」と呼ばれており、カオスを特徴づける最も重要な性質である。また、この両者の差を誤差と見れば、初期値に含まれるわずかな誤差は時間とともに成長し、例え運動を支配する法則が完全にわかっていたとしても、やがてその法則に基づく予測自体を無意味なものにすることを示している。カオスの持つ、このような「決定

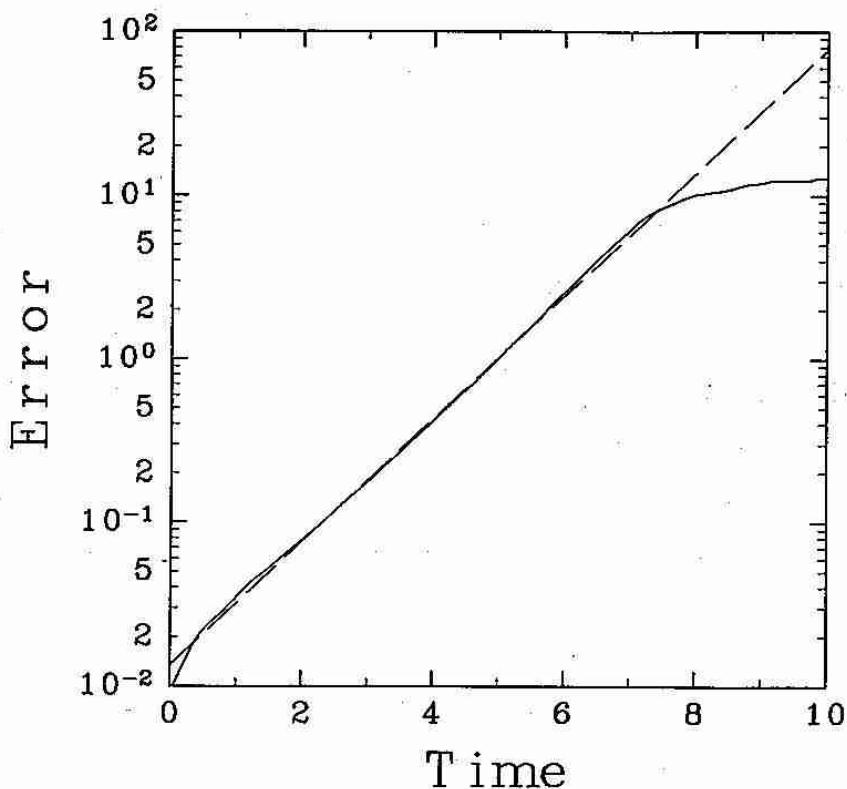


図-5 ロレンツモデルにおける初期誤差の平均的な成長(実線)。初期誤差の大きさを $\delta=10^{-2}$ とし、その成長をアトラクター上の1000点で平均した。破線は、 $\delta=\delta_0 \exp \lambda_1 t$ を仮定して、最小二乗法により求めた。

論的な系における「予測不可能性」の性質により、ロレンツは、数値予報には原理的に必ず予報限界があることを主張したのである。

また図-5では、初期値における誤差が時間とともにどのように成長するかを定量的に示した。ロレンツモデルにおける平均的な誤差成長を見積もるために、互いにわずかに離れた(位相空間での距離にして 10^{-2}) 2つの初期値のペアをアトラクター上に数多く(1000組)とり、両者の軌道間の距離(誤差)が時間的にどのように離れていくかを全てのペアについて平均した。この図で、横軸は時間、縦軸は誤差の大きさを対数で示している。誤差 δ は、 $\delta=\delta_0 \exp \lambda_1 t$ のように、初期には時間とともにほぼ指数関数的に成長していく様子がこの図からわかる。ここで、 δ_0 は初期誤差の大きさである(この図では、 $\delta_0=10^{-2}$)。また、 λ_1 は最大リアプノフ指数と呼ばれ、これが正の場合、誤差は時間とともに成長するので、運動はカオス的であることを示している。ロレンツモデルの場合、ほぼ $\lambda_1 \sim 0.9$ となり、これは時間 $t=2.5$ 毎に誤差が10倍になることを意味している。一方、充分時間が経った後($t>8$)、誤差はある値($\delta \sim 10$)に収束していく様子がこの図から見てとれる。この値は、当然ながらアトラクターの空間的な広がりに対応するものであり、アトラクター上での任意の2点間の距離の平均に等しい。

また、過去の実際の気象データをもとに、大気運動の最大リアプノフ指数を求める研究もいくつかなされている(e.g., Keppenne and Nicolis, 1989; Zeng et al., 1992)。それらの結果によれば、いろいろな気象要

素のデータから求められた最大リニアノフ指数はいずれも正であり、大気運動がカオス的であるということについては異論はないようである。但し、その定量的な値に関しては、存在する有効なデータ期間が短い（高々100年程度）こともあり、断定的な結論は得られていない。

4 カオス理論の数値予報への応用

前章では、大気運動はカオス的であり、例え大気運動を完璧に表現する数値予報モデルができたとしても、必然的に存在する初期値誤差がカオスの持つ「鋭敏な初期値依存性」の性質により指数関数的に成長するため、数値予報には必ず予報限界が存在することを説明した。では、2週間程度と見積もられている予報限界を越える、一ヶ月予報などの中長期予報への努力は全く無意味なのであろうか。また、大気運動の持つカオス的性質を利用して、現在の数値予報をさらに発展させることはできないのであろうか。ここでは、これらの問題について、現在世界各地で行われている研究から得られた我々の知見を簡単に紹介する。

4.1 天候レジーム

ロレンツの指摘した予測可能性の問題を考える際に重要なのは、図-6に示されるように、大気運動は対流現象とは異なり、様々な時間空間スケールを持つ運動を含んでいるという点である。また、それぞれの現象は、大気運動の持つ非線形性により互いに影響を及ぼしあってはいるが、固有の力学を持っている。従って、個々の現象が持つ時間スケールとその現象の予測可能性とは密接に関連すると考えられる。これは例えば、高々数時間の寿命（時間スケール）しか持たない雷雨の発生を数日も前から予測することは不可能であることを考えれば明らかであろう。

このような観点より、ロレンツの指摘した予報限界は、一週間程度の時間スケールを持つ個々の移動性高低気圧の決定論的予測に関するものという見方が現在ではとられている。従って、中長期予報の成否には、

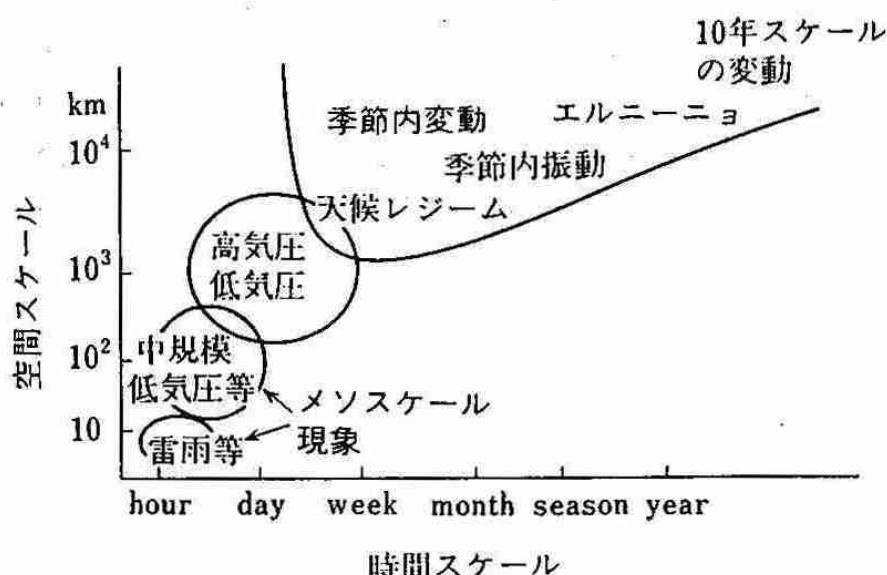


図-6 気象現象の時間空間スケール。（木本、1992より）

10日から一ヶ月程度の移動性高低気圧よりも長い時間スケールを持つ「季節内変動」と呼ばれる現象の予測が重要になると考えられている(図-6参照)。例えば、中緯度大気での季節内変動とは、高低気圧を流すジェット気流の強さやその位置のゆっくりとした変動と考えてよい。一つ一つの高低気圧の位置は予測不可能となり、短期予報の意味での天気予報が無意味となつた後でも、ジェット気流の変動が予測できれば高低気圧のよく通る雨の降りやすい場所と、そうでない場所の予測は可能となる。

中緯度大気における季節内変動を理解するのに、現在最も有力な視点と考えられているのが、「天候レジーム」という概念である。天候レジームは、大気のとりやすい、持続性や再現性を持つ流れのパターンのことであり、大気運動を表現する位相空間における軌道の存在確率密度の極大域に対応する。このように定義された、ある天候レジームにおいては、日々の高低気圧の通過に伴う天気変化はあるものの、平均状態としての天候はほぼ一定となる。また、季節内変動はいくつかの天候レジーム間の遷移により理解することができる。図-7に、実際の観測データより同定された天候レジームの例として(Kimoto and Ghil, 1993)、アラスカ沖の太平洋域でジェット気流がほぼ東西に流れる「東西流」パターン(a)と、南北に大きく蛇行する「ブロッキング」パターン(b)を示す(「ブロッキング」の名はジェット気流の蛇行のため、通常は東西に流される高低気圧がその経路を「ブロック」されることによる)。一方、図-3で示されたロレンツ・アトラクターを用いて説明すれば、軌道の存在確率密度の極大域となる2つの不安定定常解 C と C' の周辺は、いわば「天候レジーム」と見なすことができる(図-8a)。従って、大気運動のアナロジーで表現すれば、ロレンツモデルにおける不規則運動は2つの「天候レジーム」間での遷移として捉えることができ、不安定定常解のまわりでの振動は個々の高低気圧に伴う運動に対応すると考えられる。

このように、中長期予報においては「天候レジーム」間の遷移を予測することが重要となる。過去の観測データの解析により、「天候レジーム」間の遷移には、起こりやすいものとそうでないものとの間に有意な差

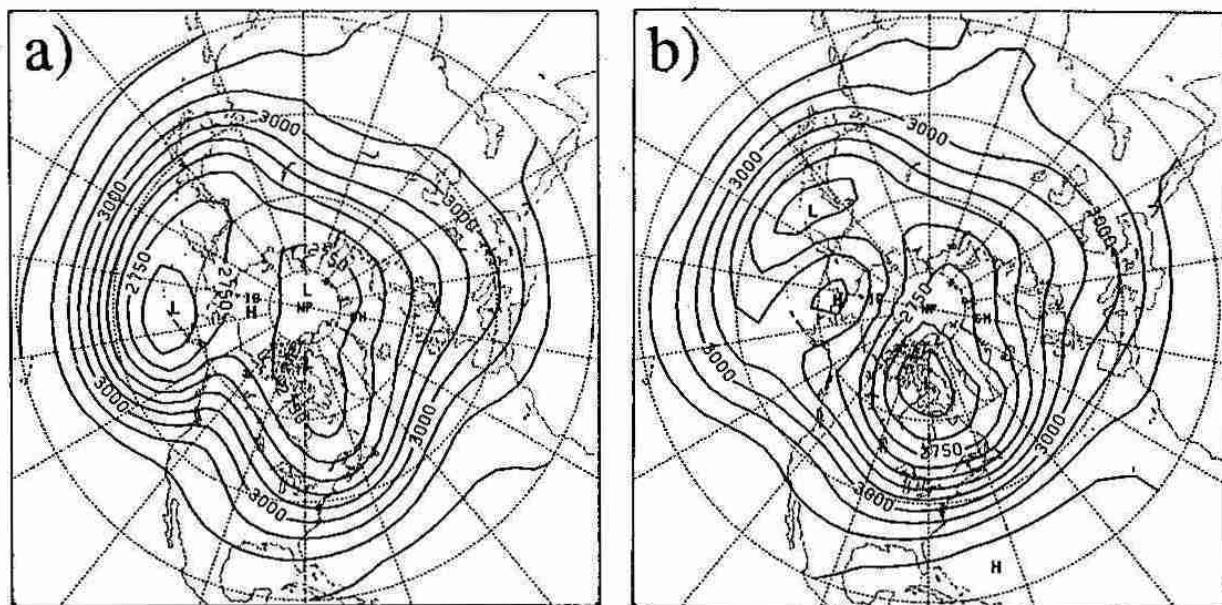


図-7 太平洋域における天候レジームの例(700hPa等圧面高度場)。(a)「東西流」パターン,(b)「ブロッキング」パターン。(Kimoto and Ghil, 1993より)

があることが明らかにされており (Kimoto and Ghil, 1993)、遷移の予測に明るい材料となっている。しかし、中長期予報は実際には予報限界を越えているため、天候レジーム間の遷移の予測も、例えば、「次に天候レジームAに遷移する確率は70%。また、天候レジームBに遷移する確率は30%。」のように確率論的な表現をとらざるをえない。このため、数値予報モデルによる延長予報を行う場合、一つの初期値から一回の時間積分だけを行う決定論的な予測は無意味であり、ある予報開始時刻に同じような確からしさを持つ複数の初期値から複数の時間積分を行うアンサンブル予報の手法が必要となる。アンサンブル予報において、初期値の数や分布をどのようにとれば最も有効な情報が得られるのかなどの課題について、現在盛んに研究が行われている。

「天候レジーム」の概念は、さらに長期間の予報である季節予報にも重要と考えられる。夏や冬の全般的な大気の気候状態は、大気よりも長い時間スケールを持つ、エルニーニョ（竹内、1991）に代表される熱帯の海面温度の変動や大陸の雪氷面積の変動など、大気に対するいわば境界条件が支配的であると考えられている。このため、現在の季節予報では、これらの境界条件の中から統計的手法により気候の変動に寄与する因子を見つけ出し、それらの因子との相関をもとに予測を行うことが主流となっている。従って、「今年はエルニーニョなので、今年の夏は冷夏でしょう。」といった、境界条件に対する大気の線形的な応答を念頭においた予測になりがちである。しかし、大気のカオス的な性質を認めるならば、ある一定の境界条件に対しても、大気は非線形的な応答により複数の気候状態（天候レジーム）をとることができると考えるのが自然である。このことは、大気に対する境界条件がほぼ一定と考えられる季節内において、複数の天候レジーム間での遷移が生じているという事実からも明らかであろう。従って、実現されたいくつかの天候レジームの平均で定義される季節の気候状態と境界条件との間に線形的な関係を求めるのは有効でない可能性が強い。

では、境界条件の変動は天候レジームのどのような性質に影響を及ぼすのであろうか。このことを考えるため、Palmer (1993) は、中緯度大気のカオス的運動を象徴的に表現するものとしてロレンツモデルを用いて、境界条件の変化に対しロレンツ・アトラクターがどのように変形されるかを調べた。ここで境界条件としては、熱帯での海面温度の変動を模式化した外部強制力を与えた。外部強制力がない、すなわちオリジナルなロレンツモデルの場合（図-8a）、不安定定常解の周囲に定義される 2 つの「天候レジーム」での軌道の存在確率密度は同じであり、両者は同等の確率で実現される。一方、外部強制を加えた場合では（図-8b）、外部強制がない場合と比べて、2 つの天候レジームの位相空間における位置はほとんど変わらないが、それぞれの存在確率に有意な差が現れる。このことは、境界条件の変動は、それぞれの天候レジームが実現する確率を変化させるが、それぞれの天候レジームの流れのパターンにはあまり影響しないことを意味している。

従って、それぞれの天候レジームが実現される確率が境界条件の変化にどのように関係するのかを明らかにできれば、現在の季節予報の情報価値を飛躍的に高めることができると考えられる。但しその場合でも、予報は確率論的な表現をとらざるをえないことは確かである。

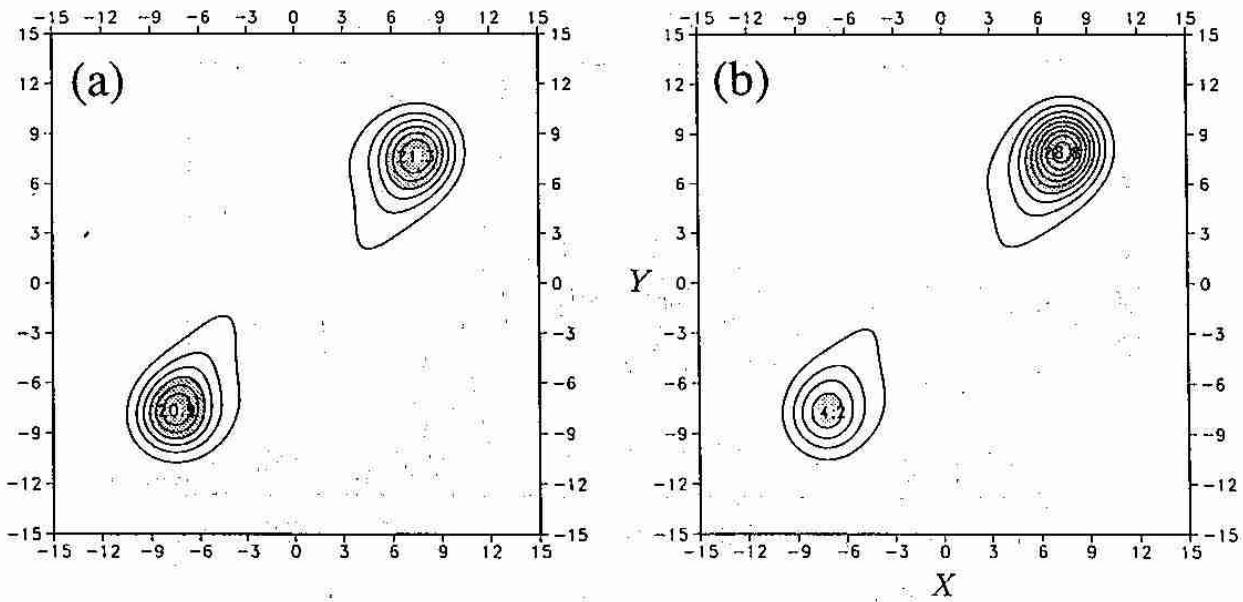


図-8 ロレンツモデルにおける軌道の存在確率密度。横軸は X 、縦軸は Y 。(a)外部強制力を含まない場合、(b) 外部強制力を含む場合。(Palmer, 1993より)

4.2 予報誤差の予測

予報誤差は、図-1に示されたように予報期間が延びるに従って増大するが、その変動も大きくなる。例えば、図-9に示した7日予報の誤差を見ると、日々の変動も大きいが、1週間以上のゆっくりとした変動が顕著で、その変動幅は平均値の30%以上の大さくなっている。従って、このような中期予報においては、あらかじめ予報誤差を予測することができれば、予報の情報価値を高めることができる。例えば、「今日の週間予報は予報誤差の予測値が小さいので、当たる確率が高いです」という具合に。ここでは、この予報誤差予測の試みについて簡単に紹介する。

まず、ゆっくりとした予報誤差変動の原因を考えてみる。第2章で述べたように、予報誤差の原因としては、予報モデルが不完全であることに起因する系統的誤差と、大気のカオス的性質に伴う初期誤差成長が考えられる。この両者の寄与を調べるために、図-9と同じ期間での世界の各予報センターの予報誤差変動を図-10に示す。今注目しているゆっくりとした予報誤差変動はどの予報でも現れており、特に、1月上旬での小さな値の時期や、1月末での極大期はよく一致している。また、各予報センターのモデルは独立に開発されたものなので、このゆっくりとした予報誤差変動には、モデルに付随する系統的誤差の変動よりも、大気循環場の変化に起因する初期誤差成長率の変動が寄与すると考えられる。

図-9で予報誤差の極大期に対応する、1月中旬から2月初旬にかけての500hPa等圧面高度場で見た大気循環場の変化を図-11に示す。北太平洋域での偏西風ジェットに着目すると、1月中旬には東西風が卓越する「東西流」パターンであったものが(図-11a)、1月末にかけて南北に蛇行し始め(図-11b)、2月初旬には南北流の卓越する「ブロッキング」パターンに遷移していることがわかる(図-11c)。また、これら2つのパターンは天候レジームとして同定されているので(図-7参照)、この期間は2つの天候レジーム間の遷移期として捉えることができる。従って、ゆっくりとした初期誤差成長率の変動は天候レジーム間の遷

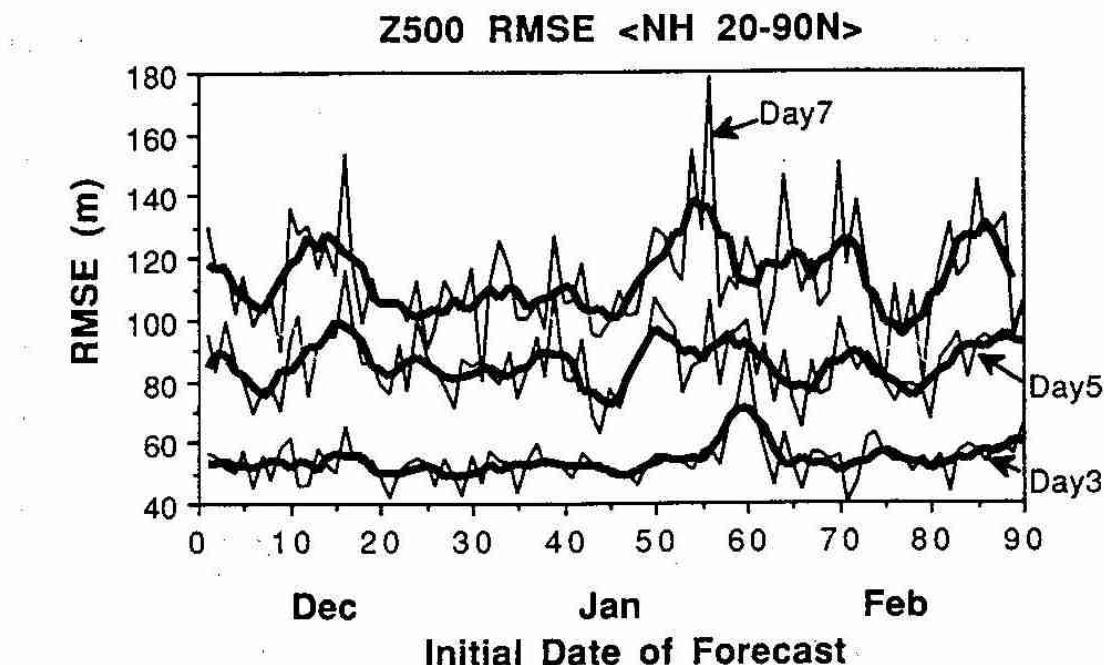


図-9 気象庁全球モデルにおける1988年12月1日から90日間の予報誤差の変動。3日、5日及び7日予報について、北緯20度以北での500 hPa 等圧面高度場の RMS 誤差を示す。横軸は予報の初期日。太線は5日移動平均。(Kimoto *et al.*, 1992より)

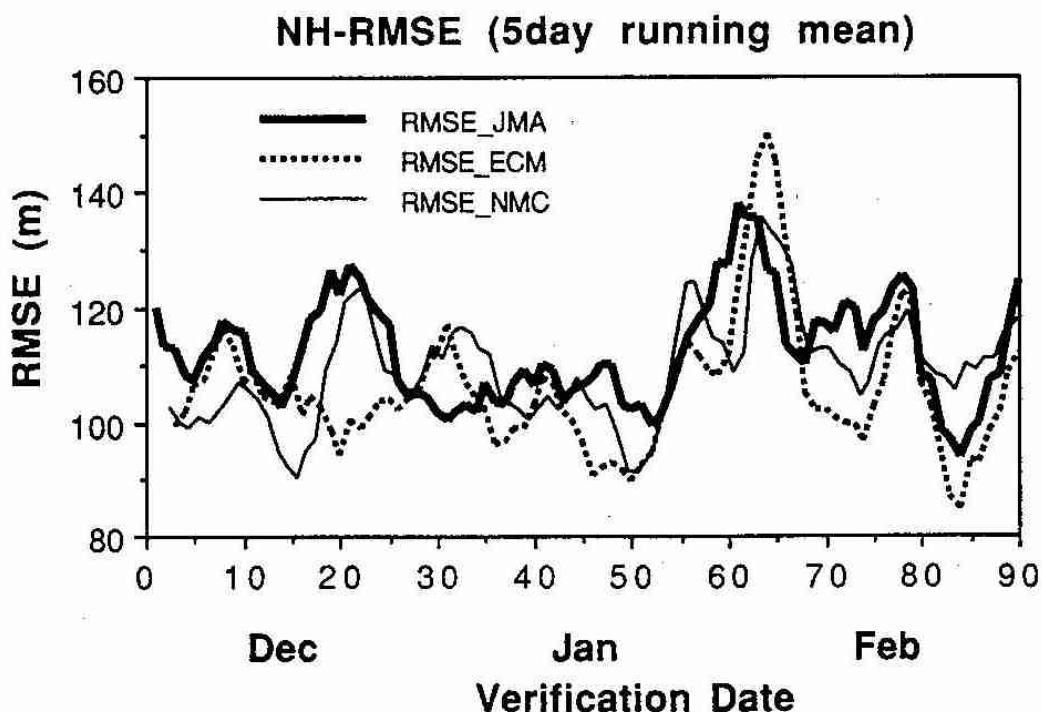


図-10 各予報センターの5日移動平均した7日予報誤差の変動。期間と予報誤差の指標は図-9と同じ。但し、横軸は予報日。太線は気象庁、点線はECMWF(ヨーロッパ)、細線はNMC(米国)の予報モデルの結果。(Kimoto *et al.*, 1992より)

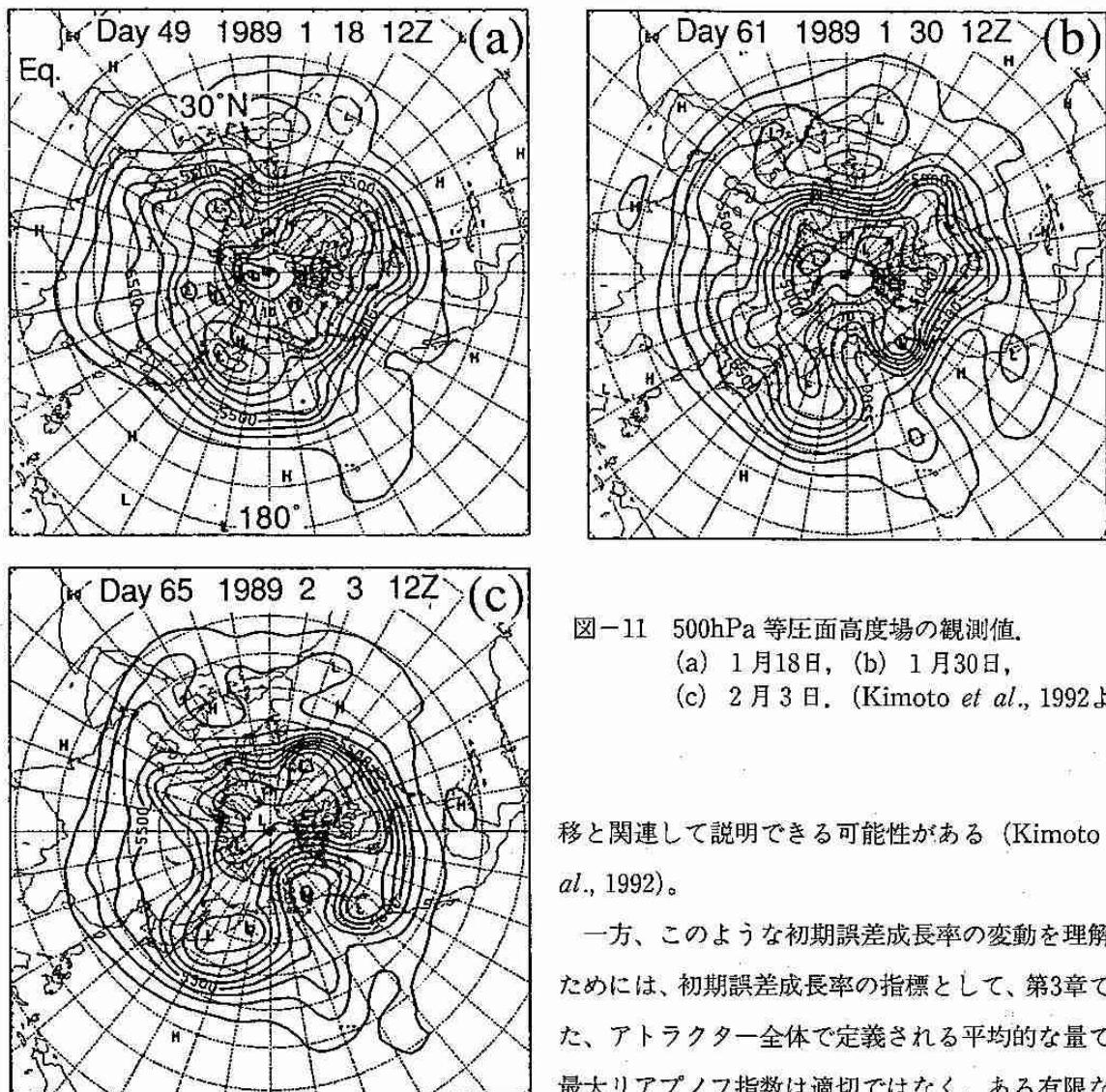


図-11 500hPa 等圧面高度場の観測値。
 (a) 1月18日, (b) 1月30日,
 (c) 2月3日. (Kimoto *et al.*, 1992より)

移と関連して説明できる可能性がある (Kimoto *et al.*, 1992)。

一方、このような初期誤差成長率の変動を理解するためには、初期誤差成長率の指標として、第3章で述べた、アトラクター全体で定義される平均的な量である最大リアプノフ指数は適切ではなく、ある有限な予報

時間での初期誤差成長率を評価する「局所的リアプノフ指数」を用いる必要がある (Lorenz, 1965; 余田 他, 1992)。また、局所的リアプノフ指数は予報の初期値に対する依存性を持ち、アトラクター上での位置の関数として求められる。この局所的リアプノフ指数を用いて、ロレンツモデルで現れるカオスにおいては、「天候レジーム」の持つ力学的性質により初期誤差成長率の変動を説明できることが示されている (Mukougawa *et al.*, 1991)。しかしながら、大気運動と言わずともより複雑な力学モデルにおいて、初期誤差成長率が何によって決まっているのか、つまり、解 $x(t)$ がどのようなときに初期誤差成長率が大きくなるのか、両者の一般的な関係はまだ明らかになっていない。

以上のことから、数値予報モデルにおいて局所的リアプノフ指数を前もって求めることができれば、数値予報の予報誤差をある程度予測することができると考えられる。また、局所的リアプノフ指数を求める際には、初期誤差がどの地域で大きくなりやすいかという情報も付随して得ることができる。しかし、数値予報モデルは、第2章で見たように巨大なシステムなので、局所的リアプノフ指数を求めるのは容易ではなく、様々な工夫が必要となる。例えば、Kimoto *et al.* (1992) は、数値予報モデルを簡略化した力学モデルを用いて

局所的リアプノフ指数を求め、図-9の期間について予報誤差の予測を試みて希望的な結果を得たが、ノイズが多く、実用化までにはまだ検討が必要な段階である。

5 おわりに

ここでは、数値予報の概略とカオスの性質について説明した後、カオス理論を数値予報に応用する試みについて紹介した。「大気はカオスなので、予報することは不可能である」と一言で片づけてしまうのは簡単である。むしろ我々は、天候レジームのようなカオスの持つ様々な秩序構造に着目することにより、ロレンツの指摘した予報限界を超えて予測しうる情報を見つける努力をする必要がある。このような試みは、まだまだ実験的な段階ではあるが、実用化することができれば中長期予報の情報価値を飛躍的に増大させることができるので、今後もこのような研究を発展させる必要性は大きいと考える。

文 献

- ペルジェ, P., Y. ポモウ, Ch. ピダル(相澤 洋二 訳), 1992: カオスの中の秩序—乱流の理解へ向けて—. 産業図書, pp. 309.
- Keppenne, C. L., and C. Nicolis, 1989: Global properties and local structure of the weather attractor over Western Europe. *J. Atoms. Sci.*, **46**, 2356–2370.
- 木本 昌秀, 1992: 天気予報とカオス. 数理科学, **348**, 59–63.
- Kimoto, M., and M. Ghil, 1993: Multiple flow regimes in the northern hemisphere winter. Part I: Methodology and hemispheric regimes. Part II: Sectorial regimes and preferred transitions. *J. Atoms. Sci.*, **50**, 2625–2673.
- , H. Mukougawa, and S. Yoden, 1992: Medium-range forecast skill variation and blocking transition: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1616–1627.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atoms. Sci.*, **20**, 130–141.
- , 1965: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, **17**, 321–333.
- Mukougawa, H., M. Kimoto, and S. Yoden, 1991: A relationship between local error growth and quasi-stationary states: Case study in the Lorenz system. *J. Atoms. Sci.*, **48**, 1231–1237.
- Palmer, T. N., 1993: Extended-range atmospheric prediction and the Lorenz model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 49–65.
- 竹内 謙介, 1991: エル・ニーニョと南方振動. 細氷, **37**, 2–10.
- 時岡 達志, 山岬 正紀, 佐藤 信夫, 1993: 気象の数値シミュレーション. 東京大学出版会, pp. 247.
- 余田 成男, 木本 昌秀, 向川 均, 野村 真佐子, 1992: カオスと数値予報—局所的リアプノフ安定性と予測可能性—. 天気, **39**, 593–604.
- Zeng, X., R. A. Pielke, and R. Eykholt, 1992: Estimating the fractal dimension and the predictability of the atmosphere. *J. Atoms. Sci.*, **49**, 649–659.