長期予報研究

グロースベッター

# 第 33 巻 第 1 号

北半球冬期のブロッキング高気圧の時間発展とその力学 ……… 中村 尚…… 1 積雪の予測 ……… 沖田 明,村松郁栄 …… 24 インド洋の海面水温と日本付近の 500 hPa 高度との関係 ……… 小沢芳郎, 礒部英彦 …… 32 全球客観解析に表現された熱帯低気圧の位置と強さの精度について ……… 小林ちあき, 岩崎俊樹 …… 43

1994年10月

L. F. グループ

# 北半球冬期のブロッキング高気圧の時間発展とその力学

中村 尚\*

## 1. はじめに

大気循環のブロッキング現象が、ある季節に上空の西風が本来強いはずの場所で、循環の持続的 な南北蛇行に伴い西風が異常に弱まり、それに駆動される移動性高低気圧の径路が阻塞されてしま うことを示すのは周知であろう。この現象が長期予報の鍵であることもまた周知の事実であろう。 実際、ブロッキングに関する学術研究は既に40年以上も前から始められている(Beggren et al. 1949; Rex 1950 など)。わが国でも気象庁長期予報課が、冬の寒気の吹き出しとグリーンランド付 近のブロッキング高気圧との関連や、梅雨季のオホーツク海高気圧と上空のブロッキングとの関連 に以前から注目してきた(朝倉 1981; 関根 1981 など)。また、Kikuchi(1969, 1971)によってブ ロッキングに関する先駆的な数値実験も試されている。しかし、ブロッキングの研究にこれ程長い 歴史がありながら<sup>\*\*</sup>, いまだにその予報には困難が付きまとう。特に予報の成否が初期場の微妙な 差に左右されることが指摘されている(Chen and Juang 1992; Kimoto et al. 1992)。これは一つ の天候ジレームから別のものへの急激な遷移に伴った避け得ぬ不確かさかも知れないが、観測され たブロッキングに伴う循環の時間発展の詳細を今一度整理しておくとは、背後にある力学をより深 く理解するために有意義だと思われる。

最近に至るまでブロッキングの観測的研究は事例解析が主であった。確かにこの方法では顕著な 現象を選び出すことは容易であるが、その基準が主観的になりがちであり、結果の一般化も難しく、 またどの偏差が本当にブロッキングに伴うものなのか判別し難い。こうした欠点を克服するために ブロッキングの研究に合成図手法を始めて導入したのが Dole (1983, 1986 a, 1986 b) であり、そ れが Mullen (1987), Nakamura and Wallace (1990, 1993) らに受け継がれた。ただ Dole の研 究には師である Chaney の多重平衡理論が影響を与えており (Charney and De Vore 1979), 持続 的なイベントが偏って抽出された傾向にある。また、Nakamura and Wallace もイベントの成長・ 成熟・衰退期を明瞭にする必要から、やはり持続的なイベントに偏って抽出せざるを得なかった。 更に Mullen の場合、高度場の帯状平均からのずれを目安にしたため、気候場のプラネタリー波の 峰付近のブロッキングが偏って抽出されがちである。一方ブロッキングが一種の力学的アトラクター を反映するとの見地から、比較的多発する大気還流型を経験直交関数で張られる位相空間内でのク ラスター解析から探ってゆく研究も最近行われている (Moiteni et al. 1990; Kimoto and Ghil

<sup>\*</sup> 東京大学理学部地球惑星物理学教室

<sup>\*\*</sup> ブロッキングについては,佐藤(1984),松田・余田(1985),木本(1993)による優れた解 説がある。

1993 a, 1993b; Cheng and Wallace 1993)。確かに,北太平洋やグリーンランド付近のブロッキン グなどは統計的に有意なクラスターとして現れてはいるが,他の多くの地域のものはクラスターと して認識されていない。更に,多次元の位相空間内で統計的に有意なクラスターを同定しようとす ると,類似のクラスターの結合を繰り返した後の比較的大型なものにならざるを得ない。従って, これに属する多くのデータ点(つまり天気図)を単純平均してクラスターを代表する循環場を作る と,例えブロッキングの流れでも比較的穏やかな偏差場になりがちである。

この様に, 顕著なブロッキング高気圧のみに焦点を当てた系統的・統計的な研究はいまだ殆どな されていない。そこで本研究では,米国 MNC のデータを用いて,過去 30 年程の間に北半球中高 緯度で冬期に観測された特に強いブロッキング高気圧を 15 乃至 20 例各地点毎に選び出し,その合 成図を基に循環の時間発展を調べる。特に強いものに注目しながら,非線型の力学がどのように絡 んでいるのかを調べる。また,北半球中高緯度各地点毎に調べるので合成場の sharp さが保たれる のみならず,循環場の時間発展と背後にある力学の地域性も調べられる。特に,最近注目されてい るブロッキングと移動性高低気圧波との相互作用が,移動性擾乱の活発な太洋上のブロッキングの 成長を説明できても(Colucci 1985; Crum and Stevens 1988; Nakamura 1991),擾乱の弱い大 陸上や高緯度のブロッキング高気圧についてまでも説明可能なのか興味が持たれるところである。

## 2. データの解析方法

用いられたのは米国気象局(NMC)が作成し同国大気研究センター(NCAR)の管理する北半 球対流圏循環の格子点データである。データは毎月2回で,格子点間隔3~400 km,北緯20 度以 北を完全にカバーしている。250,500 hPa 高度場,並びに200,300 hPa 温位場を用いた。期間は 500 hPa 高度場については1955年4月から1992年12月まで,他の変数については風の場は1965 年4月から1992年12月までである。各緯度のコリオリ・パラメータに基づく地衡風の場で近似す る。また,Nakamura and Wallace (1993)の方法で250 hPa 面上の渦位を近似的に計算する。こ れは等圧面上の Ertel の渦位の定義式に地衡風を代入したものであって,3変数のみで計算でき, 本解析のように長期間にわたるデータの解析には効率がよい。

さて、ブロッキング高気圧に伴う大偏差場を解析するにあたって最も大切なのは、それが NMC 客観解析のエラーでないことを確認することである。このため解析の前に特に厳しいデータのチェッ クを行った。最も効果的なのは各格子点上で12時間の変化があるレベルを超えたらチェックする 方法で基準値は各月、各地点での12時間変化の標準偏差の6倍とした。抽出された大きな変化の 大部分は強い低気圧や台風の通過や発達に伴うものであった。明かに解析エラーと分かるものは、 局所的なものは周囲からの内挿で補ったが、広範囲に及ぶものは一変数全体の場を欠測とみなし以 下の解析には用いなかった。時間フィルターを施すために欠測の場は時間方向の線型内挿で補った が、3日以上続いた欠測は以下の解析から省いた。 そして全変数の場に周期8日以上の変化のみ通す低周波フィルターを施し、移動性高低気圧に較 べ緩やかに変化するブロッキングの流れを抽出した。これは8極の再帰型数値フィルターで、位相 のずれもなく、計算効率も大変良い。ただし、このフィルタリングに依って8日以上持続するブロッ キングのみが抽出されるのではないことに注意すべきである。周期8日であるから、例えば、偏差 無しから2~3日でピークに達し、その2~3日後に衰えるブロッキング高気圧も抽出される。最 近の研究では(例えば、Dole 1983)、オイラー的に見るとこうした一過性のブロッキングが殆どで あり、10日以上持続するものは稀であることが示されている。

ブロッキング等に伴う偏差場は、平年の(つまり、気候学的平均の)季節変化からのずれである が、それは次のようにして定義した。まず、8日の低周波フィルターが施された場に更に31日の 移動平均を施し、各年の滑らかな季節変化を求める。それを1年365日の各日について解析の全期 間にわたって平均する。高度偏差場にはsin(45度)/sinの因子を乗じ、近似的に流線関数の場と 対応するようにした。

次に,解析方法について具体的に述べよう。まず,或格子点の半径 500 km以内にある数点上で, 8日の低周波数フィルターを施された 250 hPa 高度偏差を比較しその(正の)最大値を記録した。 この操作を1日1回全期間にわたって行った。本研究では冬期の現象のみ対象とするので,11月 から翌年4月まで毎日全期間記録された最大値を大きさの順に並べ(つまり 180x 27=4,860 日), 上位4%に入った日をその地点でブロッキングの観測された日と見なす。2日以上連続してブロッ キングの日と認められた期間(つまりイベント)については、その期間内で高度偏差が最大になる 日をピークと定めた。1日のみのブロッキングはその日をピークとした。ただし、二つのピークの 間隔が8日未満のときには、これらのイベントを一つの連続したものと見なし、偏差の大きな方を そのピークとした。また、ピークが11月15日からの5ヵ月間にあるのものだけを選んだ。こうし た抽出されたイベントをピーク時の偏差の強い方から15個選び,250 hPa 面の合成図解析に用い た。同じ格子点で500 hPa 高度偏差についても同様に37の冬からのイベントを選び、そのうち最 も強い20のピークを 500 hPa 面の合成図解析に用いた。上記の操作を全格子点 1,977 点にわたっ て繰り返し、各点で強いブロッキング・ピークをカタログを作った。

或格子点について 250 hPa 面の合成図は,個々のイベントでブロッキングの偏差の中心位置が 少しづつ異なることを考慮して,以下のように作成した。まず,或イベントのピーク時に於て,そ の格子点の周囲 1,500 km以内で 250 hPa 高度偏差が最大になる地点を記録し,この点が大円上を通っ てさきの格子点に来るような高度偏差場全体を回転する[この方法については Nakamura (1990) を参照のこと]。同じイベントについては,同一の回転を任意にラグに於て高度場・渦位場何れに も適用した。次に,こうして各イベント毎に回転された場を 15 のイベントについて平均し合成図 を作成した。かくして,どのイベントのピーク時にもブロッキング偏差の中心が或基準格子点上に あることが保証されているため,多くのイベントを平均して合成された場がぼやけることもない。

-3-

また、場に僅かな回転を施しているが、250 hPa 合成図上で高度場・渦位場相互間の空間位相のず れを見ることも、異なるラグについて位相のずれを見ることも差し支えない。500 hPa 面に於ても、 同様に高度偏差場に基づいた回転を加えて、20 のイベントから高度場・絶対渦度場の合成図を作 成した。同一の手順で1977 の全格子点上の顕著な高気圧の合成図を作成した。そのうち北緯 45度 以南の場合の殆どは亜熱帯高気圧の強まりを表すが、それ以北ではブロッキングの流れが殆どであ る。以下に合成図の結果を示すが、ブロッキングの成長期・衰弱期にて偏差パターンが明瞭に区別 される。これは成長・衰弱が明瞭に現れる非常に強いイベントのみに着目しているためでもあるが、 Nakamura and Wallace (1993) と同様、場を回転しピーク時に合わせて合成するなど、合成図作 成にあたり時間・空間方向でシグナルの漏れを可能な限り少なくするようにした結果であろう。

## 3. 上層の強いブロッキングに伴う弱風域内での渦度場の回転

図1は北欧に現れた強いブロッキング高気圧15例に伴う対流圏上層の高度場と渦位場の時間発 展を示す合成図である。高度場を見ると、ピークの4日前には既に欧州大陸上の西風がかなり弱まっ ているのが分かる。そして西側の峰、東側の谷が更に強まるに連れてこの弱風域も拡大し、欧州大 陸全体を被うようになる。ピーク時には、高気圧が弱風域の北側で完全に切離し、強い非線型の流 れになっている。ブロッキングに伴う弱風域はピークの4日後まで持続する。一方,渦位場はこの 弱風域の中で,特徴的な時間発展を示す。即ち,高気圧性の渦度が成長期には弱風域西側の縁に沿っ て発展した後、ピーク時には最も北側に達し、そのまま移動を続け弱風域東側の縁で衰弱する。こ れに対応して、成長期に弱風域の東側にあった低気圧性の渦度は南の縁を通って、衰弱期には西側 に達する。別な見方をすれば、ブロッキングの成長期には高気圧性渦度が南風域に、低気圧性渦度 が北風域にあったものが、弱風域での渦位場の時計方向の回転に伴い、衰弱期にはこの南北風と渦 度との位相関係が逆転し、高気圧性渦度が北風域に、低気圧性渦度が南風域に存在するようになる。 つまり,弱風域内での南北風と渦度との相関([v'q'])は,成長期で負,ピーク時で0,衰弱期で 正と変化してゆく。ここで [v'q'] がE-P (Eliassen-Plam) Flux の発散等しいことを思い出 すと、ブロッキングの成長期には弱風域内にロスビー波の活動度(或はエネルギーと言ってよいか も知れない)が蓄積されつつあり、それが衰弱期にそこから放出されているのではないかと見当が つく。実際、Plumb(1986)に従い、3次元流中のロスビー波の活動度フラックス(基本流による 移流効果も含む)を計算し,上層の高度偏差場と比較してみると,その様子が明瞭に見て取れる (図2)。定常ロスビー波に伴う高度偏差が,成長期には北米東南部から太平洋を横切って欧州のブ ロッキング弱風域に達しているが,衰弱期には弱風域からユーラシア大陸上を横切り極東にまで達 している。500 hPa 高度偏差場を見ると(図略),北米東南部の偏差はピークの一週間前には既に 存在し、5日前にはそこからの波列が欧州に達している。ここで注目されるのは、その波列の先端 がその後数日間ピーク過ぎるまで、弱風域より東に進展していないことである。定常ロスビー波の

-4-



図1 北欧(65°N, 10°E)で最近27年の冬期に観測された最も強い15のブロッキ ングに基づく250 hPa 高度場(左)及び渦位場(右)合成図。高度場の等値 線は100 m毎(太線は500m毎),渦位場は0.4 PVU毎(太線は2 PVU毎)。 上からピーク4日前,2日前,ピーク時,ピーク2日後,4日後。



図2 第1図に対応する 250 hPa 高度偏差合成図(等値 線;30,90,150,210…m;太線は150,450m; 実線は正,破線は負)とそれに基づいて Plumb (1986)の方法で推定された3次元流中の Rossby 波の活動度フラックスの水平成分(矢印:スケール は最上段右上)

群速度が背景の西風の1.5~2倍もあるこ とから (Holton 1992), これは弱風域によっ てロスビー波の伝播が妨げられ,そこに波 のエネルギーが蓄積された結果としてブロッ キングが発達したことを示唆している。ま た,こうして蓄積されたエネルギーが非線 型力学過程によって解放され,ブロッキン グが減衰する様子も窺える。ここで示した ような循環場と渦位場の時間発展は,イギ リス付近からロシア西部に至る範囲で観測 された強いブロッキング殆どに見いだされ た (Nakamura 1994)。

さて、北欧のブロッキングに見られた渦 位場の時計回りの展開が、果たして強いブ ロッキングに伴った一般的な現象なのかを 調べるために、次のような解析を行った。 まず、或基準格子点についてのピーク時の 250 hPa 渦位場合成図上にて、基準格子点 周辺で渦位が最小になる点を探し、それを 渦位場でのブロッキング高気圧の中心とし た。同様にピーク2日前,2日後について も、渦位場での高気圧の中心を同定した。 こうして、ブロッキングの成長期(ピーク 2日前からピーク時), 衰弱期(ピーク時 からその2日後)各々,高気圧性渦位の中 心の変位を定義できた。この操作を北緯 40度以北の全格子点について繰り返し, その変位ベクトルを図3に示した。高気圧 性渦位は北半球大部分の地域で、成長期に は北東乃至東向きに変位した後、衰弱期に は南東向きに変位しており、前の例でも見 られた時計回りの展開と同様になっている。 しかし、高気圧性渦位が反時計回りに展



図3 北緯40度以北の各地で見られるブロッキングに伴った渦位場の時間発展。成長期(左ピーク2日前からピーク時)並びに衰弱期(右;ピーク時からピーク2日後)に分け、各々2日間の高気圧性渦位の変位を矢印で示した。成長期の図では矢印の先端が、また衰弱期については矢印の根元がピーク時の渦位中心の位置を示す。図は各格子点における最近27年の冬期に観測された最も強いブロッキング15例についての250hPa渦位場合成図に基づいている。

開している地域もある。それは、北大西洋西部からグリーンランドにかけてと、北太平洋中部から 東シベリアにかけての地域である。両地域とも極渦に伴う気候学的な谷の下流側に当っている。そ の一例として、グリーンランド付近の強いブロッキング高気圧の上層での時間発展を図4に示す。 初め、極渦に伴う谷の東側にあった峰が発達し、ピークを過ぎた頃には高気圧性渦が極渦の中で孤 立している。渦位場を見ると、成長期に谷の東側から北西へと発達した低渦位が切離され、極渦の 中をゆっくりと西進し、衰弱期には谷の西側に達している。これに伴って、谷の一部が極渦の南縁 を東方へ延び、切離される。極東のブロッキングの時間発展もこれに良く似ている。この様に、気 候学的な谷とその東で発達する峰にて形成されるブロッキング弱風域では、渦位場が反時計回りに 展開する傾向にある。但、南北風と渦度との相関はやはり成長期で負、衰弱期で正である。

### 4. 上層の強いブロッキングに伴う弱風域内での渦度と南北風との相関

前節で調べた限りでは、強いブロッキングに伴って、渦度は南北風と成長期では負の、減衰期で は正の相関を持っていた。この傾向がどの程度一般的なものなのか、次のような解析を通じて調べ た。まず、或基準格子点を探し(即ち高気圧性渦位の中心)、その回りに 0.02 PVU (Potential Vorticity Unit=10<sup>-6</sup>m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>Kkg<sup>-1</sup>) 刻みで等値線を描いてゆき、その長さを記録していった。もし



図4 グリーンランド付近(75°N, 65°W)で最近 27 年間に観測された最も強い 15 のブロッキングに基づく 250 hPa 高度場(左)及び渦位場(右)合成図。高 度場の等値線は 100 m毎(太線は 500 m毎),渦位場は 0.4 PVU 毎(太線は 2 PVU 毎)。上からピーク 4 日前,2日前,ピーク時,ピーク 2 日後,4 日 後。



図5 ブロッキング高気圧の渦度中心付近で平均された南北風を見積もる方法を示し た概念図。ここでの南北風は気候平均の地衡風に直交する成分を意味する。実 線は渦度の,破線は高度場の各々等値線を表す。

或等値線が,それより0.02 PVU だけの小さな値の線より遥かに長ければ,それはブロッキング高 気圧の周囲の局所的な等渦位線から周極流に伴う等渦位線への遷移を表している。従って,この一 つ手前の等値線(つまり0.02 PVU小さな値のもの)が高気圧性渦位の中心の周りに描ける最長の (即ち,最も外側の)局所的等値線と同定される。次に,局所的等値線で囲まれる領域内にある全 格子点上で,250 hPa 高度場合成図から地衡風の"南北風"成分を求め,それを領域内で平均した。 プラネタリー波の強い北半球冬期の対流圏では,Hoskins and Ambrizzi (1993)で示されるよう に,定常ロスビー波は純粋な東西流ではなく緩やかに蛇行して流れるジェットを導波管として伝播 すると考えた方がよい。そこで,250 hPa 合成図に於て冬期の気候平均の地衡風に直交する成分を ここでの"南北風"と定義し,これを定常ロスビー波に伴うものと見なした。"南北風"は気候平 均の極渦に向かう場合を"南風"(つまり正),極渦から低緯度に向かう場合を"北風"(つまり負) と定義した(図5)。同様な解析を全格子点についての合成図を用いて繰り返した。ブロッキング の成長期を代表するものとしてピークの2日前,衰弱期のものとしてピークの2日後の合成図を各々 用いた。図6にその結果を示す。ブロッキングの成長期では,殆ど全ての地点で高気圧正渦度が

"南風"領域にあるのに対し,衰弱期には殆どの地点で"北風"領域に存在する様になる。同様の 解析を真の南北風を用いても行ったが,大きな相違は認められなかった(図略)。これらの統計は 渦位の最小点近傍領域で得られたものであるから,図6はブロッキングに伴う南北風と渦度の相関 が成長期では負,減衰期では正という,前節までの結果と同じ傾向を示したものと換言できる。



図6 第5の図の方法で見積もられた各地のブロッキング高気圧の渦度中心付近の南 北風の分布(丸印)。左は成長期(ピーク2日前),右は衰弱期(ピーク2日後)。 黒丸は高気圧性渦度が南風域にあり、白丸は北風域にあることを示す。丸の大 きさは風の強さを表す。図は各格子点における最近27年の冬期に観測された 最も強いブロッキング15例についての250hPa渦位場・高度場合成図に基づ いている。

ここで南北風と渦度の相関の力学的意味を考えると、図6の結果は、北半球の多くの地域でロ スビー波のエネルギー流束の収束・発散に伴って強いブロッキングの成長・衰弱が起こっているの ではないかと推察される。そこでまず、各地のブロッキングの成長期において、500 hPa 高度偏差 場に実際図2のような定常ロスビー波列が見られるのか調べた。或基準格子点についてピーク時3 日前の500 hPa 高度偏差合成図において、基準格子点の周りの正の高度偏差領域より西側にある正・ 負の偏差中心のうち最も強いものを探し、それと基準格子点を結ぶ方向をロスビー波列に伴うエネ ルギー流束の方向と近似した。この操作を全基準格子点について行った結果を図7に示す。但、基 準格子点西側の偏差値中心が余り強くない(80 m以下の)場合は、波列が認められないとして図 示していない。これを見ると、大陸上や大洋東部では、一般にブロッキングの成長期には上流側に ロスビー波列が見られ、図2に示した北欧のケースと同様である。これに対し、極域や大洋中・西 部で一般に上流側の波列が明瞭に認められない。次に、同様な解析をピーク3日後の500 hPa 高度 偏差合成図に適用し、衰弱期にロスビー波列がブロッキング域の東側に見られるのか調べた(図8) 但、今度は基準格子点の周りの正偏差領域より東側にある正・負の偏差中心のうち最も強いものを 探す。やはり、偏差中心が弱風域(80 m以下の)場合は図示していない。その結果、極域を除く



- 図7 各地の強いブロッキングの成長期にその西 側に観測される定常ロスビー波。丸印はピー クのブロッキング高気圧の位置、そこから 西に延びる直線のロスビー波列に伴うピー ク3日前の 500 hPa 高度偏差の中心位置 に各々対応する。従って、直線に沿って丸 印に向かう向きがロスビー波の群速度の向 きとはほぼ等しい。ブロッキング本体の周 囲にある高気圧性偏差や、そのすぐ南にあ り双極子の一極をなす低気圧性偏差は、波 列に伴う偏差から除外してある。また、丸 印の大きさは波列に伴う偏差の強さと図示 したようなスケールにて対応している。但, 波列が弱い場合(80 m 以下)はプロット されていない。スケールの黒丸・白丸は、 補遺に示した方法でブロッキングに伴った 孤立した流線が 500 hPa 面にて認められ たもの、そうでないものに各々対応する。
- 図8 各地の強いブロッキングの衰退期にその東 側に観測される定常ロスビー波。丸印はピー ク時のブロッキング高気圧の位置,そこか ら東に延びる直線の先端はロスビー波列に 伴うピーク3日後の500hPa高度偏差の 中心位置に各々対応する。丸印から直線沿 う向きがロスビー波んぼ群速度の向きとほ ぼ等しい。ブロッキング本体の周辺にある 高気圧性偏差や,そのすぐ南にあり双極子 の一極をなす低気圧性偏差は,波列に伴う 偏差からは除外してある。また、丸印の大 きさは波列に伴う偏差の強さと第7図と共 通のスケールにて対応している。但,波列 が弱い場合(80m以下)はプロットされ ていない。

全域(大洋中・西部を含めて), 衰弱期にブロッキング域から下流に延びるロスビー波列を認める ことが出来た。更に, 同様な解析手法を用いて, 西側からブロッキング域へのロスビー波列は衰弱 期には殆ど認められないこと。そして, ブロッキング域から東方への波列も成長期には殆ど認めら れないことが判った(図略)。

図6上で各格子点上にある丸印の大きさが、高気圧性渦度に伴う"南北風"の強さを表すことに 注意してこの統計を良く眺めると、図7・8に示された結果がかなり良く確認できる。成長期に於 て両大洋の中・西部で渦度と南北風との関係が弱いことは、西側からブロッキング域へのロスビー 波列が弱いことと矛盾しない。一方,衰弱期に於ては,これらの地域でも南北風との関係が強くなり,東方へのロスビー波列の存在と矛盾しない。また,極渦内部で渦度と南北風との関係が明瞭で ないのも,そこで波列の存在がはっきりしなかったことと矛盾しない。

### 5. 西側にロスビー波列を伴わない海洋上のブロッキング

上流からのロスビー波を伴わないブロッキングの例として太平洋中部のブロッキングの時間発展 を図9・10に示す。250 hPa 高度場には典型的な ω型のブロッキングが現れている。これに対応し て 250 hPa 渦位場も ω型であるが、高気圧性渦位の中心が時間と共に徐々に東へ移っているのが判 る。即ち、成長期(ピーク2日前)に渦位と高度場の中心がほぼ同位置にあるだけでなく、ブロッ キングの西側と東側で渦位の勾配がほぼ等しいことから、南北風と渦位の相関が非常も弱いことが 確認できる。しかし、ピーク時には既に渦位の中心が少し東側にずれ、南北風との相関が徐々に正 になりつつある。その2日後には、渦位の中心が更に東側に少しずれ、ブロッキングの西側とより も東側で渦位の勾配が明らかになっており、渦度と南北風とがはっきりした正の相関を持つに至っ ている。実際、500 hPa 高度偏差場を眺めてみると、ピークの前に上流からロスビー波列が入射し た形跡はない。むしろ特徴的なのは太平洋東部にピーク1週間前からも認められるかなり顕著な (標準偏差の約1.5倍)高気圧性偏差である。これがゆっくりと北西進した後、太平洋中部に来て 急に発達して、ブロッキングを形成する。ピーク時から衰弱期にかけては、北西進を続けるブロッ キング中心から東方へのロスビー波列が顕著に認められる。この様に、太平洋中部で観測される強 いブロッキングは、成長期の時間発展が北欧の例(図1・2)とはかなり異なっている。

では一般的に見て、成長期に西側からのロスビー波列が顕著でないブロッキングの発達には、こ こに示した例のように、その東方から(北)西進してくる高気圧正偏差が重要な役割を演じている のだろうか?今度は各格子基準点について、ピーク時5日前の500hPa高度偏差合成図において、 その基準格子点より東側にある正偏差中心のうち最も強いもの探し、それがある程度以上強ければ (60 m以上)記録していった(図11)。この場合、例え偏差中心がピークのブロッキングのごく近 傍にあっても、それが高気圧性ならば有効とした。その結果、両大洋中・西部でピークを迎える強 いブロッキングの多くの場合に、ピークの数日前からゆっくりと西進を続ける顕著な高気圧性の偏 差が認められ、図7の結果との良い整合性が見られた。

#### 6. 結論と考察

この研究では,過去 30 年程の間に北半球中高緯度で冬期に観察された特に強いブロッキング高気圧を 15 乃至 20 例各地点毎に選び出し,その合成図を基に循環の時間発展とその地域性を調べてきた。その結果,北欧の例(図1・2)に代表されるように,大陸上や大洋東部で起こる強いブロッキングでは,その成長期に西側からブロッキング域への定常ロスビー波列が一般に顕著であり,こ



図9 北太平洋中部(60°N, 156°W)で最近27年の冬期に観測された最も強い15 のブロッキングに基づく250 hPa 高度場(左)及び渦位場(右)合成図。高 度場の等値線は100 m毎(太線は500 m毎),渦位場は0.4 PVU 毎(太線は 2 PVU 毎)。上からピーク4日前,2日前,ピーク時,ピーク2日後,4日 後。



図10 第9図に対応する 500 hPa 高度偏差合成図(等値線; 20, 60, 100, 140, … m;太線は 100, 300 m:実線は正,破線は負)。各パネル右肩の数字はピーク 時を基準にした(0)ラグ(日)を示す。但,正はピーク後,負はピーク前。

れに対応して上層の高気圧性渦位がブロッキング 弱風域の西の縁に沿って発達し、渦度と南北風は 自の相関を示す。この渦位中心はブロッキング域 内を時計回りに展開しつつ、衰弱期にはその東の 縁に達し、渦度と南北風の相関を正に逆転させる。 この時、ブロッキング域から東方への定常ロスビー 波列が顕著になる。この様な時間発展を示すブロッ キングを便宜上"大陸型"ブロッキングと名付け ると、これと対照的なのは大洋中・西部で発達す る"海洋型"ブロッキングで、その成長期に西側 からの定常ロスビー波列を伴わず、また渦度と南 北風の相関も弱い。このタイプも東方へ定常ロス ビー波列を射出して衰弱する。海洋型ブロッキン グの発達には、大洋中部で活発な移動性高低気圧 からのフィードバックがおそらく重要なのであろ う。何等かの原因で生じゆっくりと西進する高気 圧性偏差に、西から来るある程度強い移動性高低 気圧波がうまく遭遇すると、この"ブロッキング の卵"が成長するというシナリオを描くことが出 来る。一方、ブロッキング弱風域での高気圧性渦 位の中心の動きは、多くの場所で時計回りである



図11 各地の強いブロッキングの成長期にその東側 から西進してくる高気圧正偏差。丸印はピー ク5日前の500hPa高度偏差場において, ピーク時の高気圧より東側にある最も強い高 気圧性偏差の中心の位置に対応する。そこか ら西に延びる直線の先端は、ピーク時のブロッ キング高気圧の位置に対応する。従って,成 長期5日前に偏差が丸印から直線沿って西方 へ動いたと推測される。丸印の大きさはピー ク5日前偏差の強さと図示したスケールにて 対応している。但,偏差が弱い場合(60 m 以下)はプロットされていない。背景の等値 線は平年の500hPa高度場(100 m毎)。

が、北大西洋西部の気候学的な谷の東側で発達するブロッキングは一般に反時計回りである。以上 と同様な結果が 500 hPa 面で全体渦度場に基づいても得られる(図略)。

以上本研究の結果は解析データが膨大なためやむを得ず地衡風近似を用いたり,渦位場を等温位 面上でなく等圧面上で計算せざるを得なかった。にも拘らず,得られた結果は最近の等温位面渦位 と流線を使った事例解析に見られる描像を少なくとも定性的に捉えている。即ち,渦位場の時計回 りの展開や成長期から衰退期にかけての渦度と南北風の間の相関の変化は,Shutts (1986)やCrum and Stevens (1988)が著した北欧や北大西洋上のブロッキングの時間発展を示す図に明瞭に現れ ている。従って,本研究の結果は近似的な手法を用いたにせよ,ブロッキングに伴う流れの場の本 質を捉えているものと思われる。勿論,等温位面渦位に基づく定量的な再評価の必要性は改めて述 べるまでもない。

過去の研究では、ブロッキングがその下流側に定常ロスビー波列を射出して衰弱することは度々 指摘されてきたが(例えば、Dole 1986 a、1986 b; Nakamura and Wallace 1990)、上流からの定 常ロスビー波がブロッキングの形成に寄与する可能性は全くといってよいほど指摘されなかった。 大陸上や大洋東部は、必ずしもブロッキン伴わなくとも、上流から伝播してくる定常ロスビー波が 一般に良く見られる場所である(Blackmon et al. 1984 a, 1984 b; Kushnir and Wallace 1989)。 換言すれば、上流からの定常ロスビー波の伝播自体はブロッキングを特徴づけるものではない。た だ、これらの地域はプラネタリー波の影響で高気圧性循環が維持され易く、平均的に西風が弱い場 所であり、その西側の比較的西風の強い領域(つまり、「導波管」)から来た定常ロスビー波列の伝 播が潜在的に妨げられ易い。もし、伝播してきた定常ロスビー波に伴って高気圧性の循環偏差がも ともとあるプラネタリー波の峰に重なるように出来れば、もともと弱い西風を弱め、そこから先へ の波の伝播をしにくくさせる。それによってそこにエネルギーが蓄積され、高気圧性の循環偏差が 更に強まると共に西風が益々弱くなると言うフィードバックがかかり、結局波列のエネルギーがト ラップされ、それがブロッキングとして観測されるというシナリオを描くことができる(Nakamura 1994)。波列がトラップされるには何等かの理由で予め西風が弱い方が都合がよい。図1・2の例 ではアルプスの南にある低気圧の渦度が欧州上空の西風の分流を強めているし、また仮にエルニー ニョど海面水温の偏差に伴って持続的な気圧の峰が出来ていてもよい。

以上議論してきたような波のエネルギーが一時的にトラップされる現象は、局所的な弱風域 (「臨界領域」と言えるかも知れない)におけるロスビー波列のブレーキングとそれに引き続くロス ビー波の過剰反射と理解されるかもしれない。実際、図1・2に示された渦度場の時間発展には、 数値実験で示されたジェット南側の臨界緯度近傍におけるロスビー波の非線型の振舞いとの共通点 が多々見受けられる(例えば、Haynes and McIntyre 1987; Held and Phillips 1990)。つまり、北 側から来る波のエネルギーが初め臨界緯度で吸収されているときには、近傍に生じた気圧の峰に伴 う弱風域内でその西側から高気圧性渦度が成長する。この時渦度と南北風の相関が正になる。 この時、正味としては臨界緯度近傍に溜っていたエネルギーが北方へでてゆくセンスにあり、所謂 「過剰反射」の状態にある。ここで注意すべき点は、これらの数値実験では平面波的なロスビー波 を扱っているのに対し、図1・2に示された例ではロスビー波束が観測されている点である。ロス ビー波束が「導波管」の縁どうしでブレーキングするのか、今後数値実験で調べる必要があろう。

ATH

もう一つここで指摘しておきたい点は、ブロッキングに伴う過度場の時間発展の様子が、ロスビー 波束が「導波管」の縁でブレーキングするとした仮説と矛盾しないと言うことである。図3と補遺 の結果を調べると、時計回りに渦度場が発生するブロッキングの殆どが、西風ジェットの本流から 余り強く切離されていないことが判る。例えば図1の北欧の例では、ブロッキング南側より北側の ジェットの方が強い。もし、この様なブロッキングがロスビー波束の伝播が妨げられて発達したと すると、そのブレーキングは「導波管」の南側の縁で起こったと考えるのが妥当である。この時も し渦度場が反時計回りに展開したとすると、まず上流側の北方より低気圧性渦度の侵入があるはず

-16-

だが、これでは北方の西風域を南に引っ張って来るだけであり、波束の伝播の妨げにならない。反 対に、渦度場の時計回りの展開に伴って上流側の南方より高気圧性渦度の侵入があれば、弱風域を 引張って来ることになりそれ以遠への伝播が妨げられる。対照的に、反時計回りの渦度場の展開を 示すのは極渦の中に強く切離されたブロッキングが殆どである。図4の例ではブロッキング南側の 西風が断然強く、ロスビー波束のブレーキングが起こったとすれば「導波管」の北側の縁において であろう。この場合、波束の伝播が妨げられるには、上流側の北方からの低気圧性渦度の侵入に伴っ て極渦の弱風域がまず張り出してこなければならず、渦度場の回転は反時計回りになる。もし時計 回りであるば、南方からの高気圧性渦度の侵入に伴って西風域を引っ張って来ることになり、波の 伝播を妨げることにはならない。

ここで、本研究で示された事柄が特に強いブロッキングの時間発展の特徴であって、必ずしも全 てのブロッキングに当てはまるわけではないことを強調しておきたい。例えば、図1・2に掲げた ような北欧のブロッキングが移動性高気圧からのフィードバックの重要性を示す一例として最近の 研究にて挙げられている(Shutts 1986; Chen and Juang 1992)。対応する期間の高度偏差場を実 際に見てみると、成長期に北大西洋を横切る定常ロスビー波列が明瞭には認められず、移動性高低 気圧の役割の重要性示唆している。また、いずれの例でもも時計回りの渦位の時間発展が見られる が、これは衰弱期に下流側へロスビー波列を出している事に対応するのかも知れない。ところがこ れら2つの例は、振幅が上位30番目までに入るほど大きくなく、いずれも図1・2の合成図の対 象にはなっていない。これとは対照的に、上位15番目までの個々の列をあたってみると、何れの 場合にも北大西洋上にロスビー波列とみられるかなりはっきりした高度偏差が成長期に認められた。 これらの事実は、ブロッキングの成長の機構の違いによって、到達する最終的な振幅が異なる事を 示唆している。つまり、北欧では大西洋から来る移動性高低気圧からのフィードバックのみで或程 度の強さのブロッキングが形成されるが、非常に強いものの形成には大西洋から伝播してくる定常 ロスビー波に伴うエネルギーの注入が必要なのであろう。

もう一つ強調しておきたいことは、本研究の結果が、例え非常に強い「大陸型」ブロッキングに ついても、移動性高低気圧からの寄与を完全に否定している訳ではないことである。一つは、図2 のように西風中に定常ロスビー波が重畳していれば、移動性高低気圧の径路(つまり Storm track) は通常より蛇行したものになり、通過する移動性擾乱はそのロスビー波を強めるセンスのフィード バックをもたらすであろう。その分だけブロッキング域に流入するエネルギーが増大することにな る。また、ブロッキングに先立ち上流側の定常ロスビー波列の源を同定することは本研究の目的か ら外れるが、移動してきた低気圧が大洋上で急激に発達すれば、それが定常ロスビー波列の源にな ることも可能である。現実大気ではこの様な移動性高低気圧からの「大陸型」ブロッキングへの間 接的なフィードバックを無視するわけにはゆかない。ただ、本研究の結果は移動性短周期擾乱の存 在が「大陸型」ブロッキングの形成の必要条件ではないことを示唆している。

-17-

最後に、本研究で示された結果はその殆どが強いブロッキングに伴う循環場の時間発展に見られ る運動学的な(kinematic)特徴であって、その背後にある力学(dynamics)を直接明らかにした ものではない事をここでお断りしておきたい。但、随所に述べてきた解釈はこれら運動学的特徴か ら矛盾なく推測される力学を示した仮説である。これらは勿論、数値モデルを用いた実験や更なる 詳細な観測的研究によって検証されなけれならない。本研究が、木本昌秀氏(1993)日く「20世 紀最後の難問」、ブロッキングの研究の発展に僅かでも貢献できれば筆者望外の喜びである。

## く謝辞>

拙文は、昨年10月気象庁で催された気象学会月例会「長期予報と大気大循環」における筆者の 講演に基づいている。会の運営に当たられた長期予報課の方々に御礼申し上げたい。また、筆者の 都合で原稿提出が遅れてしまったが、辛抱強く待って下さった同課の礒部氏に感謝致したい。

本研究の大部分は昨年の筆者の米国プリンストン大学地球流体研究所(GFDL)滞在中に為され た滞在中数々の助言を下さった Issac Held 教授, Gabriel Lau 教授, Jeff Anderson 博士, そして 都田菊郎教授に衷心より感謝申し上げたい。また,松野太郎教授, Mike Wallace 教授, Jim Holton 教授, 中村 昇博士, Mingfang Ting 博士からは有益なコメントを頂いた。更に, 上記の月例 会をはじめ,東京大学,東北大学,筑波大学,気象庁数値・長期予報課でのセミナーでは多くの方々 から質問やコメントを頂いた。この場を借りて御礼申し上げたい。

## <補遺>

本文中に紹介した等値線解析の手法を高度場合成図に適用すれば、ブロッキングの流れの形態学 (morphology)を調べることが出来る。図A1にその概念図を示す。図が或ブロッキングについ ての流線合成図を示すと考える。まずブロッキングの中心にある格子点Aを同定し、その近傍に微 小間隔で等値線を描いてゆく。もし等値線 Sa が次の線Eより遥かに長ければ、Eが周極流に伴う ものと認め、Saをブロッキングに伴う最長の(つまり、最も外側の)局地的等値線とみなす。も しブロッキングの南側に低気圧の中心Cが存在すれば、それはモドン的な流れであり、同様な手法 によってCの近傍の最長の局地的等値線 Scを定める。ブロッキングの強さを測る一つの目安とし て、中心が周極流よりどれ程孤立しているか(「中心の孤立度」: degree of isolation)を、中心と 最長の局地的等値線との間の流線関数の差として定義した。モドン的な流れに伴う低気圧の中心の 孤立度も同様に定義した。この低気圧と高気圧の中心の孤立度を比較すれば、ブロッキングの流れ がどの程度モドン的なのか見当がつく。もし、南側の低気圧の孤立度が小さいかもしくは低気圧存 在しなければ、ω型のブロッキングを表している。実際には高度場合成図に適用しているため、高 度の差にf(45°)/f(中心の緯度)の因子を乗じ、流線関数の差を近似した。ここではfはコリ オリ因子である。

流れの形態を表すもう一つの因子として、ブ ロッキング高気圧が周極流ジェットからどれだけ 強く切離しているか(「切離度」: degree of cutoff) も評価した。これにはブロッキングの北側と南側 とで西風の強さを比較すればよい。北側の西風の 強度はブロッキングのすぐ外側の周極流の流線E と極渦外縁の流線Pとの間の流線関数の差として 定義し、南側ではEとジェット南縁の流線Bとの 間で流線関数の差をとった。実際には高度の差を 計算し、孤立度同様コリオリ因子の補正を施した。 但、コリオリ因子は北側・南側各々のジェットの A1図 流れの場の等値線解析を説明した概念図。 軸の緯度で計算した。また流線P, BやEから等 間隔で等値線を描いてゆき、その長さが急激に変●1.00< 化した所を目安として同定した。もし、北側のジェッ トの方が強ければ、ブロッキング高気圧が周極流 ジェットから余り強く切離されていないことを意 味し、反対に極渦の中に強く切離されていれば南 側のジェットの方が強くなる。

図A2はこの等値線解析を結果をまとめて示し たものである。第2節の方法で強い高気圧性循環 15 例に基づくピーク時の 250 hPa 高度場合成図 を北緯40度以北各格子点について作り、それに 上記の手法を適用した。実線はブロッキング高気 圧の中心の孤立度を示している。概ね孤立度が高 いほど流れの非流線型性が強いと判断してよい。 A2図 各地の強いブロッキング高気圧のピーク時 孤立度の分布が気候平均からのずれに対応する標 準偏差の分布 (Blackmon et al. 1984 a) とはか なり異なっていることに注意されたい。孤立度は 極渦中心付近で最も高く, それがベーリング海や 大西洋北部に延びている。中緯度では大西洋東部 から太平洋東部で高い。同じ中緯度でも太平洋と 大西洋のジェット付近では孤立度が低くなってお り, 渦位の勾配が非常に大きいため流体粒子が南



詳細は補遺本文参照のこと。



に伴う 250 hPa 高度場に基づく値線解析 の結果。等値線は高気圧の「孤立度」(60 mから30m;太線は150m)。影を施した 地域にあるブロッキングはジェットからの 「切離度」の大きさが100 m以内である。 これより極側にあるものはジェットから明 瞭に切離されており,赤道側のものは切離 が余り顕著でない。丸印に位置するブロッ キング高気圧はその南に低気圧を伴い、モ ドン状の流れを示す。丸印の塗りつぶされ た部分は,低気圧に対する高気圧の「孤立 度」の割合を表す。

北に動きにくく非線型の流れになりにくいことと辻褄があっている。またロッキー山脈付近でも孤 立度が小さくなっているが,この付近では強い気圧の峰ができても非線型の流れになりにくいこと を示している。

図A2の丸印は流れが或程度モドン状になったブロッキング高気圧の位置を示している。丸印内 で黒く塗りつぶされた範囲が広いほど南側の低気圧の孤立度が高く,よりモドン的な流れを意味す る。モドン状の流れは主に極東とグリーンランド付近の気候学的な極渦の谷の辺りに見られるほか, 北欧の弱い谷の付近にも見られる。図1・4で示したブロッキングはいずれもこれらの地域で観測 されたものである。ここで気づくことは,北半球中高緯度の大部分では強いブロッキングがモドン 状の流れを示さないことである。更に,同様の解析をピーク2日前・2日後の合成図にも適用して みたが(図略),はっきりしたモドン状の流れは見いだせなかった。つまり,図A2のモドン状の 流れはどうやら一過性のようで,ブロッキングの説明として安易にモドンの理論を適用してよいも のかどうか疑問を感じさせる。尤も,西風の弱い対流圏下層では,McWilliams(1980)が示した 様に,モドン状の流れが或程度持続しても不思議ではないのであるが…。

図A2で影をつけた部分は、ブロッキングの北側と南側とでジェットの強さがほぼ同程度の領域 を示している。この領域より極側では南側のジェットが強く切離度の強い流れが観測される。特に 極東やグリーンランド付近では、ブロッキングがもともとある極渦の谷を南側に巻き込むために、 同緯度でも流れの切離度が高い。反対に太平洋・大西洋東部では孤立度が高い割には切離度が低く、 ω型の流れが卓越することを示している。本文中でも述べたが、ブロッキングの切離度と弱風域内 での渦度場の時間発展の方向には、かなり明瞭な関係があるように見受けられる。図A2で影をつ けた領域より南側では、北欧を除いて、時計回りの発展が卓越している反面、反時計回りの発展は 影をつけた領域の北側でしか認められない(図3)。

こうした周極流の等値線の長さを計算機で測定してゆく方法は、当然の事ながら緯度軽度格子上 に配置されたデータには適さない。この種の等値線解析には、NMCデータの様にデータを極ステ レオ投影図上での正方格子に配置する必要がある。最後に、等値線解析の手法には、帯状平均から のずれや気候平均からの偏差、また南北の高度差を取ったりするなど、従来行われてきた手法より も遥かに人間の視覚に近い方法であり、流れの形態を分類するのに非常に有効な手段であることを 強調しておきたい。

## 引用文献

- 朝倉 正,1981:冬の循環特性と1か月予報.1か月予報指針(気象庁長期予報課編),117-136.
- Beggren, R., B. Bolin and C.G. Rossby, 1949: An aerological study of zonal motion, its perturbation and break-down. *Tellus*, 1, 14-37.
- Blackmon, M.L., Y.-H. Lee, and J.M. Wallace, 1984a: Horizontal structure of 500mb height fluctuations with long, intermediate, and short time scales. J. Atmos. Sci., 41, 961-979.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_, and H.-H. Hsu, 1984b: Time variations of 500mb height fluctuations with long, intermediate, and short time scales. J. Atmos. Sci., 41, 981-991.
- Charney, J.G. and J.G. De Vore, 1979: Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. J. Atmos. Sci., 36, 1205-1216.
- Chen, W.Y., H.-M. H. Juang, 1992: Effects of transient eddies on blocking flows: General circulation model experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 787–801.
- Cheng, X. and J.M. Wallace, 1993: Cluster analysis of the Northern Hemisphere wintertime 500-mb height field. J. Atmos. Sci., 50, 2674–2696.
- Colucci, S.L., 1985: Explosive cyclogenesis and large-scale circulation changes: Implication for atmospheric blocking. J. Atmos. Sci., 42, 2701–2717.
- Crum, F.X. and D.E. Stevens, 1988: A case study of atmospheric blocking using isentropic analysis. Mon. Wea. Rev., 116, 223-241.
- Dole, R.M., 1983: Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation. Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere, B.J. Hoskins and R.P. Pearce, Eds., Academic Press, 95-109.
- \_\_\_\_\_, 1986a: Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Structure. Mon. Wea. Rev., 114, 2701–2717.
- \_\_\_\_\_, 1986b: The life cycles of persistent anomalies and blocking over the North Pacific. Adv. Geophys, 29, 31–69.
- Haynes, P.H., and M.E. McIntyre, 1987: On the representation of Rossby wave critical layers and wave breaking in zonally truncated models. J. Atmos. Sci., 44, 2359-2382.
- Held, I.M., and P.J. Phillips, 1990: A barotropic model of the interaction between the Hadley cell and a Rossby wave. J. Atmos. Sci., 47, 856-869.
- Holton, J.R., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology. 3rd Ed., (Chap. 10) Academic Press, 511pp.

- Hoskins, B.J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. J. Atmos. Sci., 50, 1661–1671.
- Kikuchi, Y, 1969: Numerical simulation of the blocking process. J. Meteor. Soc. Japan, 47, 29-54.
- \_\_\_\_\_, 1971: Influence of mountains and land-sea distribution on blocking action. J. Meteor. Soc. Japan, **49**, 564–572.
- 木本昌秀,1993:ブロッキング現象.気象とソリトン・モドンーー気象現象中の孤立波(下).気 象研究ノート,179,319-367.
- Kimoto, M., H. Mukougawa, and S. Yoden, 1992: Medium-range forecast skill variation and blocking transition: A case study. Mon. Wea. Rev., 120, 1616-1627.
- \_\_\_\_\_, and M. Ghil, 1993a: Multiple flow regimes in the Northern Hemisphere winter. Part I: Methodology and hemispheric regimes. J. Atmos. Sci., 50, 2625-2643.
- \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1993b: Multiple flow regimes in the Northern Hemisphere winter. Part II: Sectoral regimes and preferred transitions. J. Atmos. Sci., 50, 2645–2673.
- Kushinir, Y., and J.M. Wallace, 1989: Low-frequency variability in the Northern Hemisphere winter: Geographical distribution, structure, and timescale dependence. J. Atmos. Sci., 46, 3122–3142.

松田佳久,余田成男,1985:気象とカタストロフィー.気象研究ノート,151,319-367.

- McWilliams, J.C., 1980: An application of equivalent modons to atmospheric blocking. Dyn. Atmos. Oceans, 5, 43-66.
- Molteni, F., S. Tibaldi, and T.N. Palmer, 1990: Regimes in the wintertime circulation over northern extratropics. Part I: Observational evidence. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 116, 31-67.
- Mullen, S.L., 1987: Transient eddy forcing of blocking flows. J. Atmos. Sci., 44, 3-22.
- Nakamura, 1990: Observed changes in the activity of baroclinic waves and their feedbacks during the life cycles of low-frequency circulation anomalies in the Northern Hemisphere winter. Ph.D. Dissertation, University of Washington, 248pp.
- \_\_\_\_\_, 1991: Feedbacks of baroclinic waves during the life cycle of low-frequency circulation anomalies in the Northern Hemisphere. *Proc. Fifth Conference on Climate Variations*. Amer. Meteor. Soc., Denver, Colorado.
- \_\_\_\_\_, 1994: Rotational evolution of potential vorticity associated with a strong blocking flow configuration over Europe. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2003–2006.
- \_\_\_\_\_, and J.M. Wallace, 1990: Observed changes in Baroclinic wave activity during the life cycle of low-frequency circulation anomalies. J. Atmos. Sci., 47, 1100-1116.
- \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1993: Synoptic behavior of baroclinic eddies during the blocking onset. Mon. Wea.

Rev., 121, 1893-1903.

- Plumb, R.A., 1986: Three-dimensional propagation of transient quasi-geosptrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow. J. Atmos. Sci., 43, 1657-1678.
- Rex, D.F., 1950: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. I. An aerological study of blocking action. *Tellus*, 2, 196-211.

佐藤康雄, 1984: 大気ブロッキング現象の観測的研究の一レビュー. 天気, 31, 7-18.

- 関根勇八,1981:梅雨季の循環特性と1か月予報.1か月予報指針(気象庁長期予報課編),151-174.
- Shutts, G.J., 1986: A case study of eddy forcing during an Atlantic blocking episode. Adv. Geophys., 29, 135-162.

## 積雪の予測

## 沖田 明" 村松 郁栄"

1. はじめに

グロースベッター(1988年9月 第27巻1号)で著者の1人は「豪雪の予測」と題して以下の 内容を報告した。

新潟県上越市高田における最大積雪深(Dm と略記する)は、高田上空における前年 12 月の 500 hpa 等圧面の高度偏差(huと略記する)がマイナスの冬には多雪、プラスの冬には少雪となる傾向がある。したがって前年 12 月の終わりにはその冬の Dm が定性的に予測できる。

報告した後の7年間はほとんど寡雪または少雪であったが、すべて上記の結論が成立している。 今回は1988年~1994年のデータを付け加えた上で、Dmとhu及び高田の日平均気温(T)また は月平均気温(Tu等と略記する)との関係を調べ、前の結論を確かめるとともに、12月のいつの 段階で予測できるかについて検討した。

2. 前報の定量化

2-1 気象要素の扱い方

(1) 高田の最大積雪深(Dm)及び平均気温(T)を次のような理由で北陸地方の代表とみなす: 高田,長岡及び輪島の最大積雪深の毎年の変化と気温の毎日の変化はほぼ一致しているので,高田のDm及びTで北陸地方の平地を代表する。

最大積雪深 (Dm) と累計積雪量には良好な相関があるので,Dm でその冬の降積雪量を代表する。 気温の高いときは降水量(W)も少ないので,Dm はTとWの関数であるが,ここではDm をT のみの関数として扱う。

(2) 最大積雪深(Dm)の階級分け

前報と同様に Dm を,豪雪,多雪,少雪,寡雪の4つの階級に分けた。高田で観測された 1961 年~1990年の 30年間における Dm について,大・小ほぼ同数となる中央値を平年値とし,これよ り多いほうを「多雪」,少ないほうを「少雪」とした。<sup>1),2)</sup>さらに,多雪の上位約 15 %を「豪雪」, 少雪の下位約 15 %を「寡雪」とした。高田では中央値 160 cm,豪雪 250 cm以上,寡雪 80 cm以下と なった。この値は前報と同じである。

なお、本報告中での冬期間と西暦年数の関係については、例えば「1993年の冬期」という場合、 1月、2月を基準として11月、12月は前年と称する。

# 2-2 500 hpa 高度偏差の 12 月平均値( h u )及び高田の 12 月平均気温( T u )と最大積雪深 (Dm)の関係

表1に1946年12月~1994年2月までの月平均500 hPa 天気図から読み取った高田上空の500 hPa 等圧面の高度偏差(hj, jで月平均値を示す)と気温(Tj)を示した。 $^{3,4,5)}$ 表1のうち,前年12月の $h_{12}$ と Dm を図1に示した。この図で, $h_{12} < 0$ では Dm が160 cmを上回る豪雪または多雪年の大部分, $h_{12} > 0$ では160 cmを下回る寡雪または少雪の大部分が含まれており, $h_{12}$ の±によって Dm がおおよそ予測できる。この結論は前報と同じである。

h はT(地上気温)に影響しているので、同様に高田のDm と 12 月の平均気温(T<sub>2</sub>)について も図 2 に示した。<sup>2)</sup> 12 月の平年値(4.9 ℃)で区分すると、T<sub>2</sub><4.9 ℃では大部分が豪雪または多 雪年、T<sub>2</sub>>4.9 ℃では大部分が少雪または寡雪年である。

表1の●印は特に暖かな月を示すが、1949年、1979年、1992年のように寡雪年では12月、1 月、2月がまとまって暖かく、11月はほとんど無関係である。◎印の豪雪年も同様の傾向にある。



#### 図1 Dm とhuの関係

図2 Dm とT12の関係

年	最大積雪		500hPa(	溠(m)		月平均気温(℃)			
	深(cm)	前年11月	前年12月	1月	2月	前年11月	前年12月	1月	2月
1947	231	50	-60	50	-50	• 11. <b>3</b>	3. 9	1. 9	O 0.5
1948	261	-5	-10	60	30	<b>O</b> 8.1	© 2.4	2. 2	1. 6
1949	81	50	100	40	30	9. 7	• 7.4	• 4.0	• 4.2
1950	77	10	-10	10	-10	8. 9	5.1	3. 2	2.5
1951	135	-5	-10	10	10	9. 7	4.6	1.2	2.8
1952	152	-10	10	10	-20	9. 8	<b>6</b> . 4	2.1	O 0.2
1953	165	10	20	-30	5	10.2	4.0	1.7	1. 2
1954	90	50	50	20	40	<u> 8.0</u>	5. 7	2.5	3.1
1955	105	5	5	-5	-10	10.4	5.5	1.8	3. 0
1956	223	-10	0	-40	-60	9.1	5.9	1.8	1.0
1957	180	-10	-40	60	-20	9.2	<u>© 2.7</u>	2.2	1.4
1958	63	40		10	10	10.1	5.8	2.3	2.8
1959	141	15	30	-20	120	9.1	● <u>6.6</u>	1.7	• <u>3.7</u>
1960	123	10	5	-5		10.4	5.0	2.2	3.0
1961	199	5	-20	-3	-10	10.9	4.9	1.1	1.2
1962	155	30	-20	-30		10.9	5.6	1.9	2.1
1963	143	-5	0	-130	-50	9.3	5.7	© 0.3	1.6
1964	83	-5	10	70	10	9.7	5.8	3.1	0.9
1965	84	-5	10	5	-40	9.2	4.9	2.0	1.7
1966	179	5	0	-10	50	9.9	4.3	1.7	2.4
1967	209	-20	-30	0	5	9.5	<u>© 2.8</u>	1.4	1.3
1968	252	5	-40	-10	-40	9.4	3.6	1.9	© 0.3
1969	165	20	50	10	20	10.6	$\bullet$ 7.1	1.7	1.8
1970	174	0	-40	-10	10	9.4	3.7	0.7	1.9
1971	116	-10	-20	10	10	9.1	$\bigcirc$ 3.1	1.9	2.2
1972	34	-5	5	120	20	9.7	4.3	4.6	3.1
1973	62	-10	20	70	10	10.3	5.9	• 4.3	• <u>3.9</u>
1974	192	0	-100	-10	-2	9.4	<u>© 2.8</u>	1.4	1.6
1975	167	-20	5	-5	-10	8.9	<u> 3.4</u>	1.6	1.7
1976	196	20	-10	-10	70	11.0	4.3	1.8	2.8
1977	254	-20	-40	-30	-40	<u>© 8.6</u>	4.7	<u>©0. 2</u>	0.7
1978	153	20	20	-40	-60	-12.2	6.5	2.8	0.4
1979	41	20	20	10	40	10.6	<b>b</b> . 2	<b>•</b> 3.6	5.4
1980	224	30	55	-5	-50	● <u>12. 2</u>	• 1.0	2.4	1.0
1981	251	10	-70	-50	-10		4.4	0.1	1. 0
1982	83	-70	10	-0	-0		5.0	<u> <u>4.1</u> 9.1</u>	1.1
1983	158	<u>_</u>	20	30	-30		0.0		1.3
1984	292	-20	-60	-00	-00	9.1	$\bigcirc$ 3.1		-0.4
1985	298	10	-30	-40	-10	9. 3	4.4		2.3
1986	324	-60	-40	-00	-10	10.1	0 3.5		-0.1
1987	99	<u> </u>	40	10	-20	<u> </u>	<u> </u>	2.1	2.0
1988	110	110	<u> </u>	40	-30	10.0	<u> </u>	- J. J - 1 7	0.9 / 1
1989	110	-110		120	100			4.1	4.1
1990	112	40	10	5	100	11.3	0.3	1.4	4.9
1991	118	00	<u> </u>	U E0		12.0	1. <u>2</u>	2.0	2.0
1992	12		00	00	-30	9.0	U. J	0.4 0 c	2.4
1993	40	30	<u></u>	00	0	10.0	J. /	0.0	2.1
1994	12	()	30	L0	-20	11.0	0.0	2.0	4.9
	l	L				9.9	4.9	1.9	1.9

## 表1 1947 年から 1994 年までの高田における冬季最大積雪深 Dm と前年 12 月から当年 2 月までの高田における月平均 500 hPa 高度偏差 hj 及び月平均気温 Tj の関係

注: 平年値は1961~90年の30年間の平均値

●: T(月平均気温)>平年値+標準偏差
 ◎: T(月平均気温)<平年値-標準偏差</li>

### 3. 12月のいつの段階で Dm を予測できるか

このように、12月の終わりにはhuないしTuからDmをおおよそ予測できるが、さらに早い時期に予測できないかを検討してみた。

## 3-1 前年 12月 n 日までの平均気温(Fn)と当年の Dm との関係

12月n日までの日平均気温の平均値(Fn)とDmとの関係を調べた。2)

(ここで Fn = 
$$\frac{1}{n} \sum_{k=1}^{n}$$
 Tik (Tik は i 年 12月 k 日の日平均気温))

12 月平均気温(=F<sub>31</sub>)と Fn との相関 r を調べると n = 16 で r = 0.794 となり、十分によい相関 を示すようであるが、Dm と F<sub>16</sub>との関係をグラフに示すとバラつくので Dm の予測には適当では ない。つまり 12 月の半ばでは未だ予測困難ということになる。

## 3-2 前年12月中の日平均気温の最低値(Tmin)と当年のDmとの関係



>0 ℃の年の大部分が 160 cmを下回っており,12月の Tmin の値から Dm が予測できるといえる。 図4の白棒は Tmin の出現日とその出現回数,黒棒は Tmin < 0 ℃の出現日とその回数である。

この図から,まれに12月半ばの強い寒波でその冬の多雪を予測できるが,ほとんどは12月の最後の週にならないと分からないということがいえる。

#### 3-3 輪島の高層気象と地上気温(T<sub>0</sub>)及び高田の地上気温(T)と積雪深との関係

前年 12 月の Tmin と Dm の間に明瞭な関係が認められることには原因があると考えられるので、 輪島の高層気象の毎日のデータを調べた。<sup>6)</sup>

北陸地方では石川県輪島でラジオゾンデによる高層気象観測が毎日2回(9時,21時)実施さ れている。この観測結果のうち,1970年から1992年の23年間について12月の観測結果から500 hPa等圧面の高度(H<sub>50</sub>)と気温(T<sub>50</sub>)の相関係数を求めると、年によって値に差があるが、H<sub>50</sub> とT<sub>50</sub>には良好な相関が成り立っていることが多く、いずれを解析に用いてもよいと思われる。し かし、積雪深との関係をみるとH<sub>50</sub>の方がよいので、輪島のH<sub>50</sub>、輪島の地上気温(T<sub>0</sub>)、高田の 地上気温(T)及び積雪深の関係を求め、図5に代表的な豪雪年と寡雪年の2例を示した。<sup>2)、6)</sup>寒 波が到来するたびに、高田のTが低下し、新たな降雪があって積雪深が増加している様子がわかる。 1970~1992年の23冬期すべてについての毎日の輪島のH<sub>50</sub>、高田のT及び積雪深の変化を見ると、 豪雪または多雪の年は12月の下旬にTが著しく下がっており、0℃以下が現われる。

### 3-4 輪島上空 500 hPa 等圧面の高度(H<sub>so</sub>)の移動平均

図6に1970~1992年における12月のH<sub>500</sub>の10日間の移動平均を,最大積雪深(Dm)の階級別に示した。ここでは豪・多と少・寡の2つに大別し,前者を太線,後者を細線で示した。この移動平均の平均的レベルとDmの階級との間には相当明瞭な関係が認められ,12月中旬頃には約5420 mを境にこれより低ければ豪雪または多雪,高ければ少雪または寡雪となる。ただし,豪雪・多雪年のうち,例外的に移動平均の低下が通常よりやや遅れて下旬に出現した年が2回,また,12月中には少雪・寡雪年と区別のつかなかった年が2回あった。図6をみると大まかではあるが12月の中旬にはその冬のDmの階級すなわち多雪か少雪かが予測できそうである。

4.まとめ

前報で報告したと同じように,前年12月の500 hPa 高度偏差(h<sub>2</sub>)からその冬の最大積雪深 (Dm)の豪・多・少・寡を予測できる。また, h<sub>2</sub>と同様に気温(T<sub>2</sub>)からも Dm の予測ができ る。

12月に入ると寒波が次々と周期的に到来して次第に気温が低下してゆき,地上の日平均気温が 0℃以下になるとその冬は積雪が多くなる傾向がある。このような日平均気温の低い日は12月下

-28-



- 29 -



図6 H<sub>500</sub>の10日間ごとの移動平均(=H<sub>500</sub>)の日変化

旬に出現することが多い。また,12月中に著しい低温を生じた場合(例:1986年冬期)はその後, 気温が上昇しても積雪が多くなることがある。一方,下旬になっても地上気温の下がり方が弱く, 0℃に達しない場合,その冬の積雪は少ない。

これに基づいて12月中の日平均気温の最低値(Tmin)でDmを大まかに予測するには、Tmin <0℃のとき多雪,Tmin>0℃のとき少雪とすればよいが、Tmin<0℃は下旬にならなければ観 測されないことが多い。

一方,12月中の500hPa等圧面の高度(H<sub>500</sub>)の移動平均 $\overline{H}_{500}$ の変動をみると、中旬頃には $\overline{H}_{500}$ の大勢が分かり、 $\overline{H}_{500}$ <5420mのとき多雪、 $\overline{H}_{500}$ >5420mのとき少雪という程度の大まかな予測ができる。

以上のように、12月中には輪島の高層気象及び地上気温(輪島、高田)のデータから、中旬に は大まかに、下旬には相当はっきりとその冬の積雪が予測されそうである。

## 5.謝辞

前報に引き続き,有益なご示唆を頂いた気象庁長期予報課の栗原弘一予報官ならびに礒部英彦調 査係長に感謝致します。また,ご助言を頂いた上越教育大学中川清隆助教授,データの提供でご協 力を頂いた高田測候所水科気象解説官及び高田測候所の皆様に感謝の意を表します。

## 文 献

1) 松村郁栄, 1988:豪雪の予測 グロースベッター 第27巻第1号 1988年9月

2)新潟地方気象台,1950~1994:新潟県気象月報

3) 気象庁, 1964: 気象庁技術報告 第34号

4) 気象庁, 1991: 気象庁技術報告 第111号

5)日本気象学会,1991~1994:同学会機関紙「天気」VOL.38~41

6) 気象庁, 1970~1992: 印刷天気図

# インド洋の海面水温と日本付近の 500 hPa 高度との関係

小沢 芳郎\*, 礒部 英彦\*\*

1. はじめに

1988年夏の事例解析である Nitta (1990)において,西部熱帯太平洋ともにインド洋の海面水温 や対流活動が日本の夏の天候に影響を及ぼす可能性が指摘された。これを機に長期予報課ではイン ド洋と日本の天候の関連について調査を進めてきた。気象庁で行っている長期予報技術検討会の平 成2年度には、インド洋の海面水温と対流活動の変動特性について調査を行った。平成3年度には、 インド洋の海面水温・対流活動と日本の夏の天候との関わりについて調査を進め、7~8月平均の 海面水温・対流活動と日本の気温、および海面水温と500 hPa 高度との間の同時相関関係を求めた。 その結果、インド洋の海面水温と南西諸島の気温との間に高い正相関、北日本の気温との間に負相 関が得られたほか、北半球 500 hPa 高度との間に、全球の亜熱帯および熱帯域とオホーツク海付 近にまとまった正相関域が認められた。今回の調査ではこの2つの正相関域に着目して、インド洋 の海面水温と北半球の 500 hPa 高度の関係について調べる前提として、全球の海面水温とインド洋 の海面水温との相関関係について調査を行った。

### 2. インド洋と他の海域の海面水温との間の相関関係

インド洋の海面水温と他の熱帯海域,特にエルニーニョ監視海域の海面水温との相関関係については,平成2年度の長期予報技術検討会において調査され,インド洋北部の海面水温の変動とエル ニーニョ現象との間に有意な正相関のあることが分かっている。ここでは季節別,年代別について も相関関係を求めた。

第1図は、1961~1990年の360か月分の月平均海面水温偏差データによる、インド洋(10 S – 10 N, 60 E – 100 E)と全球海面水温の相関分布を示している。熱帯海域についてみると、赤道中・東部太平洋に0.3を超える正の高相関域が広範囲に見られる。エルニーニョ監視海域との間の相関係数は、NINO.1+2が+0.34、NINO.3が+0.44、NINO.4が+0.53、NINO.WESTが+0.11となっている。このような正相関域は大西洋の低緯度帯北側にも見られ、全球的な熱帯域の海面水温がインド洋海面水温と関係していることが分かる。

第2図は、季節平均(12~2月、3~5月、6~8月、9~11、7~8月)した海面水温データ による、第1図と同様の相関分布である。熱帯中部・東部太平洋海域での相関係数が、冬に大きく、 夏に小さい傾向が見られるものの、第1図における熱帯域の正相関は季節を通して見られることが 分かる。

第3図は、期間を年代毎(1961~1970年、1971~1980年、1981~1990年)に第1巣と同様に求 めた相関分布である。各年代に共通して熱帯域の広い範囲で正相関域が認められるが、年代毎にそ の値、分布が異なっている。つまり、1971~1980年の10年間に最も相関が高く、この期間には他 の年代に比べ、インド洋の海面水温と熱帯中部・東部太平洋海域の海面水温の変動の関連が深いこ とを示している。一方、1960年代と1980年代には相関係数の値は小さく、さらに1960年代には 相関の高い海域が熱帯中部太平洋にあり、他の年代と相関分布が異なっている。



第1図 インド洋(60°-100°E, 10°N-10°S)の平均海面水温と他の海域の海面水温との同時相関(通年)
 1961年1月~1990年12月の月平均海面水温データの平年偏差による。
 等値線間隔 0.3,絶対値 0.3以上を示した。実線は正,破線は負。斜線部は 0.3以上を示す。

### 3. インド洋の海面水温と 500 hPa 高度との関係

インド洋の海面水温と 500 hPa 高度との同時相関を各季節について求めた。また、インド洋の海面水温の高(低)い夏(7~8月)の高度場の特徴をみるため、それぞれの年について、 500 hPa 高度場の合成図を作成した。

第4図は1961~1990年のデータによりインド洋(10 S-10 N, 60 E-100 E)の海面水温と北 半球 500 hPa 高度との同時相関を季節別(12~2月, 3~5月, 6~8月, 9~11 月)に求めた ものである。30° N以南のほぼ全域に広がる正相関域はどの季節にも顕著に現れているが, 沿海州 からオホーツク海にかけて見られる正相関域は夏のみに認められる。

中・高緯度帯で明瞭に認められる特徴としては、冬には北太平洋で負相関、北アメリカ大陸で正 相関が顕著に現れていることがあげられる。これは、インド洋と熱帯中・東部太平洋海域の海面水 温との間に高い正相関があることから(第2図)、エルニーニョ現象発生時の冬季に現れやすい P

-33-



第2図 インド洋の海面水温と他の海域の海面水温との同時相関(季節別) 等値線などは第1図と同じ。



第3図 インド洋の海面水温と他の海域の海面水温との同時相関(年代別) 等値線などは第1図に同じ。

NA パターンを反映したもので、「インド洋海面水温による」直接的な影響ではないと考えられる。 第5 図は、1961~1990年の30年間でインド洋(10 S-10 N, 60 E-100 E)の7~8月平均 海面水温が高かった年(左)と低かた年(右)とについて求めた、7~8月平均の500 hPa 高度場 の合成図である。

ここで、インド洋の海面水温の高(低)い年は平年偏差が標準偏差を越えるかどうかで判断した。 高い年として、1962、1983、1987、1990年、低い年として、1964、1965、1966、1968、1974、1978 年を選んだ。

これらの合成図を比較すると、まず 30°N以南の低緯度帯のほぼ全域で、インド洋の海面水温が 高(低)い年に正(負)偏差となっている。この正(負)偏差は、第4図での低緯度帯の正の高相

— 35 —



第4図 インド洋の平均海面水温と北半球 500 hPa 高度との同時相関(季節別および7~8月)
 期間は1961~1990年の30年間(但し,15 N以南では,1974~1990年の17年間)。
 等値線間隔0.1,絶対値0.3以上を描く。斜線部は0.4以上の領域を表す。

関域に対応している。日本付近では高(低)い年に南海上に正(負)偏差が広がり,南西諸島付近 で亜熱帯高気圧の強(弱)まりが明瞭に認められる。このことは,はじめに述べたような南西諸島 の7~8月平均気温とインド洋の海面水温との間の高い正相関と対応している。

沿海州からオホーツク海にかけてでは7~8月平均での正相関(第4図)に対応し、高(低)い 年に正(負)偏差が広がっている。しかし、この領域での50°N~60°N付近の流れに着目すると、 高い年に沿海州付近の正偏差とカムチャッカ半島付近の負偏差が明瞭に認められるものの、低い年 にもカムチャッカ半島付近で負偏差の極がみられ、必ずしも両者の間に顕著な相違は認められない。

しかしながら,対象期間を後半(1976~1990年)に限って合成図を作成すると,インド洋の海 面水温が低い年に北日本の東海上に正偏差が見られ,極東域全体でも高い年と対照的な偏差パター ンとなっている(第6図)。これらの図はインド洋と極東域の中高緯度高度場との関係が1970年代 後半以降に強まっていることを示唆する。



第5図 インド洋の海面水温が高い年(左)と低い年(右)の7~8月平均北半球
 500 hPa 合成図 (期間 1961~1990 年)
 負偏差に陰を付ける。等値線間隔は、高度 60m、平年偏差 30m。
 海面水温の高い年:1962,1983,1987,1988,1990 年
 海面水温の低い年:1964,1965,1966,1968,1974,1978 年
 海面水温の高低の基準は、1961~1990 年の 30 年間の標準偏差。

-37-



 第6図 インド洋の海面水温が高い年(左)と低い年(右)の7~8月平均北半球500 hPa 合成図 (期間 1976~1990 年) 負偏差に陰を付ける。等値線間隔は,高度 60m,平年偏差 30m。 海面水温の高い年:1983,1987,1988 年 海面水温の低い年:1978,1989 年

海面水温の高低の基準は,1976~1990年の15年間の標準偏差。



第7図 インド洋平均海面水温偏差の年々変動(Nitta and Yamada, 1989)

このような年代による相違について具体的な機構は不明であるが、Nitta and Yamada (1989) が示したように、インド洋の海面水温には1970年代後半以降に急激な昇温化が見られ(第7図)、 このことがインド洋と中高緯度高度場とのテレコネクションに影響している可能性がある。

## 4. 日本の気温と海面水温との相関

第8図は気象庁の平成4年度長期予報研修テキスト掲載の川真田による調査結果で,西太平洋か らインド洋にかけての海面水温と日本の夏(6~8月)の気温との間の年代毎の相関である。

熱帯域に注目すると、インド洋と南西諸島の気温との正相関は比較的安定している。これはイン ド洋と 30° N以南の高度場との強い正相関に符合し、この関係は年代による変化が少ないことを示 す。西部熱帯太平洋については相関は安定せず、1980年代に最も正相関が見られる。



第8図 夏(6~8月)の日本の気温と海面水温との10年毎の相関分布
 (左列)1961~1970年(中列)1971~1980年(右列)1981~1990年
 地域は上から北日本,東日本,西日本,南西諸島。等値線間隔は0.4,正相
 関は実線,負相関は破線で示す。相関+0.4以上海域に縦線影をつけ,+0.8
 以上を黒く塗りつぶした。相関-0.4以下の海域には点刻をつけた。

一方,北日本,東日本,西日本とインド洋との相関はあまり高くないものの,年代毎に相関分布 は異なっている。特に北日本とインド洋北部とについては1960年代に正相関だったものが,1980 年代には負相関に変わっていて,前述のインド洋とオホーツク海付近の高度場との関係の変化に対 応しているように見える。北日本,東日本,西日本と西部熱帯太平洋との関係は,1970年代には 有意な正相関があるものの,1980年代には弱い正相関,1960年代には逆に負相関となっているこ とがわかる。従来言われている,西部熱帯太平洋の海面水温と日本の気温との間の正相関は主に 1970年代の相関を反映したものであったと言える。

このように日本の気温と熱帯海面水温との相関にも年代による相違が見られ、これはインド洋の みでなく、西部熱帯太平洋と中高緯度高度場とのテレコネクションにも 10 年スケールの変動が存 在する可能性がある。

5. まとめ

インド洋の海面水温と 500 hPa 高度の関係について、7~8 月平均で両者の間に認められた日本 付近の 2 つの有意な正相関域(30° N以南の低緯度帯、オホーツク海付近)に着目して、季節別の 相関関係、合成図による高度場の特徴などについて調査した。

30°N以南の低緯度域における正相関については、夏だけでなく他の季節にも同様に認められる。 一方、インド洋と他の熱帯海域の海面水温変動の間に、季節を通して有意な正相関がみられたこと から、この 30°N以南の熱帯域の 500 hPa 高度場の合成図を見ると、インド洋の海面水温が高(低) い年には、30°N以南の熱帯域での高い正相関と符合して日本の南海上で亜熱帯高気圧の強まり (弱まり)が認められる。

オホーツク海付近の正相関域については、夏には認められるが他の季節にはみられない。7~8 月平均 500 hPa 高度場の合成図(期間:1961~1990 年)をみると、インド洋の海面水温が高い年 と低い年の間に顕著な相違は見られないが、期間を後半(1976~1990 年)に限ると、両者の間に オホーツク海高気圧との関連を示唆する高度場の相違が認められる。この後半にのみ認められる、 インド洋の海面水温とオホーツク海近傍の 500 hPa 高度場の相関については、インド洋の海面水温 に見られる 1970 年代後半以降の昇温化と関連することが考えられる。

このような年代による相関の変化は、インド洋だけでなく西部熱帯太平洋の海面水温と日本の夏 の気温との相関にも認められ、熱帯の海面水温と中高緯度の循環場・天候とのテレコネクションが 10年スケールで変動している可能性が考えられる。

今回調査した、インド洋および太平洋の熱帯域の海面水温と中高緯度の高度場のテレコネクションの機構、またこれらのテレコネクションの10年スケールの変動にはまだ不明な点が多く、今後 さらに調査を進める予定である。

- 40 -

(参考文献)

- Nitta, Ts. and Yamada, S. 1989 : Recent Warming of Tropical Sea Surface Temperature and its Relationship to the Morthern Hemisphere Circulation. J. Meteor. Soc. Japan. 67, 375-383
- Nitta, Ts. 1990 : Unsual Summer Weather over Japan in 1988 and its relationship to Tropics. J. Meteor. Soc. Japan. 68, 575-588
- 宮崎保彦 1991:7月のインド洋の対流活動の特徴.平成2年度全国長期予報技術検討会資料,101-107
- 川真田正宏,小沢芳郎 1992:夏の日本の気温と熱帯の海面水温・対流活動.平成3年度全国長期 予報技術検討会資料,88-101
- 川真田正宏 1992:1961~1990年の全球海面水温と日本の夏の気温. 平成4年度長期予報研修テ キスト,36-41

# 全球客観解析に表現された熱帯低気圧の 位置と強さの精度について

'小林ちあき・'岩崎 俊樹

1. はじめに

台風をはじめとする熱帯低気圧の予測は、気象庁全球モデルの重要な開発課題となっている(た とえば、岩崎、上野、1991)。言うまでもなく予報成功のためには良い初期値が必要であり、客観 解析の精度を高めることが重要である。また、客観解析は気候監視のための基礎データとして利用 されるようになってきた。しかし、熱帯低気圧は海洋上の観測データが少ない地域で発生するので、 解析精度には注意が必要である。

本稿では,現在の客観解析が熱帯低気圧の位置と強度をどの程度正確に表現しているのか,U. Sの熱帯低気圧(BEST TRACK)データに基づいて検証する。

客観解析に用いられる観測データは地域によって異なる。北西太平洋では<sup>3</sup>「台風ボーガスデー タ」(Ueno, 1989;大野木,上野, 1992)が,静止気象衛星(GMS)の観測領域では<sup>4</sup>「TBBボー ガスデータ」(Baba, 1987)がそれぞれ用いられている。これらのデータの有無が客観解析に表現 される熱帯低気圧の精度にどの程度影響するのかを調査する。

熱帯低気圧の気候特性は地域によって異なる。このような地域性が解析精度に影響を与えるのかどうかも検討する。

'気象庁数値予報課(現 長期予報課)

<sup>2</sup>気象庁数値予報課

\*「台風ボーガスデータ」:北西太平洋の熱帯低気圧付近にのみ利用している人工的なデータ。

衛星写真等により手解析された熱帯低気圧の中心気圧やサイズに基づいて3次元的な熱帯低気圧 循環を再構成し,その高度や風を客観解析に取り込んでいる。

\*「TBB ボーガスデータ」:静止気象衛星の雲頂温度情報を,経験式に基づいて水蒸気の鉛直分 布に変換し,客観解析に利用している。Kuma (1993) はオーストラリア・モンスーンの実験を 通じ,このデータが熱帯地域の予報に有効であることを示した。湿度情報であるが,データ同化 システム(解析予報サイクルの場合は第一推定値)を通じて気圧や風等の力学場の客観解析にも 影響を与える。 2. データ

U.S.NAVY 編集の BEST TRACK データには 6 時間ごとに熱帯低気圧の中心位置と強度(最大 風速)が記録されている。熱帯低気圧は,発生地点に従い,大西洋(AL),北東太平洋(EP),北 インド洋(IO),南半球(SH),北西太平洋(WP)という地域別に整理されている。第1図-aは, このデータに基づいて描いた 1990 年のすべての熱帯低気圧の経路である。

更に,1989年と1990年のデータに基づき季節変化を調べると,熱帯低気圧が多く発生する時期 は、大西洋では7月から9月,北東太平洋では5月から10月,南半球では10月から翌年の5月で ある。一般に熱帯低気圧は暖候期によく発生するが、例外として北インド洋では4月から6月と 10月から12月に発生し、7,8,9月にはほとんど発生していない。また、北西太平洋では2月 3月を除くすべての月で発生している。このように熱帯低気圧発生の季節変化には、地域性が見ら れる。

そもそも BEST TRACK データはどの程度信頼できるのであろうか?。U.S. NAVY をのBEST TRACK を RSMC-TOKYO で提供している BEST TRACK と比較する。 2 つの BEST TRACK の 誤差距離を頻度分布にしたものが第 2 図である。横軸は誤差距離を,縦軸は誤差距離を 50 km 単位 で分けた場合のデータ数を全データに対する割合で表している。約 61 %の熱帯低気圧が誤差距離 50 km 以内で認識されている。ただし、両センターとも同じ衛星データを利用するにもかかわらず、 35 %の熱帯低気圧は、中心位置が 50~200 km ずれている。中心位置の同定が難しいケースがかな り多いことを示唆している。また、同一の熱帯低気圧に対して個々のデータを比べてみると、U.S. NAVY BEST TRACK データは発生のより早い段階から記録があり、RSMC-TOKYO のBEST TR ACK データでは消滅(あるいは温帯低気圧化)のタイミングが遅く、より遅くまで記録される傾 向がある。このように BEST TRACK データセットによる違いも見られる。

次に,比較対象となる客観解析に表現された低気圧を拾い出す方法について述べる。現在の全球 客観解析は1.875\*1.875の緯度・経度座標を採用している。この全球客観解析の海面更正気圧を 利用し,以下のような基準で水平スケールが1,000km以上の低気圧を選び出して,中心位置と中心 気圧,バックグランド気圧を決めた。

- (1) ある格子点の値が隣接する周囲の8格子点より低い値であるか?
- (2) (1)に該当する格子点に対して、その格子点値と東西南北の4格子点値から2次の内挿を行い、 中心位置と中心気圧を決める。
- (3) (2)で求めた中心気圧が、半径 500 km 以内の格子点値において最小値であるか?
- (4) この条件を満たしたものを低気圧とし、その気圧を中心気圧とする。さらにこの中心位置から
  半径 1,000 km以内の平均気圧を求め、この低気圧のバックグランド気圧とした。

-44-



第1図 -a)U.S. NAVY 編集の BEST TRACK データによる熱帯低気圧の経路 (1990 年)



-45-

E:南半球の TBB ボーガスが入らない領域



第2図 RSMC-TOKYO BEST TRACK データとU.S. NAVY BEST TRACK データに記録された熱帯低気圧の中心位置の, 誤差距離の頻度分布(1990年) 横軸は誤差距離(50 km 単位), 縦軸はデータ数の全データに対する割合

第3図-aは、この方法でとりだした1990年の9月から11月の全低気圧の経路を描いたもので ある。中高緯度の温帯低気圧のストームトラックやITCZに対応した低気圧の集中帯が見られる。 亜熱帯高圧帯は逆に空白域になっている。第3図-bには同じ期間で示度(バックグランド気圧と 中心気圧との差)2hPa以上である深い低気圧について示した。ITCZ付近の低気圧のほとんどが 浅いものであることがわかる。

なお,低気圧を拾い出すのに,下層の渦度の方が物理的で良い,という考え方もある。しかし, 気象庁ではこれまで,海面更正気圧で熱帯低気圧の中心を決めてきたので,これに従った。渦度等 他の物理量と熱帯低気圧の気候特性との関係の調査は今後の課題である。

3. 中心位置の誤差

客観解析から取り出した低気圧のうち,BEST TRACK の熱帯低気圧の中心位置に最も近いもの を対応する熱帯低気圧とし、この中心位置の誤差距離を決めた。特に誤差距離の統計的な性質が、 地域によって異なるかどうか調べた。

第4図-a は、1990年に観測された全ての熱帯低気圧の誤差距離に対する頻度分布である。横軸 は誤差距離を、縦軸は誤差距離を50km単位で分けた場合のデータ数を全データに対する割合で表 してある。この図を見ると、全球では約15%の熱帯低気圧が誤差距離50km以内で、45%が200 km以内で、客観解析に表現されていることがわかる。



第3図 - a)全球客観解析に表現された低気圧(1990年9月~11月)



第3図 -b)全球客観解析に2hPa以上の深さで表現された低気圧(1990年9月~11月)



第4図 U.S. NAVY 編集の BEST TRACK データと全球客観解析に表現された 低気圧の,中心位置の誤差距離の頻度分布(1990年) 横軸は誤差距離(50 km 単位),縦軸はデータ数の全データに対する割合

- -a) 全球(45%が200km以内)
- -b) 台風ボーガスが入る領域(71%が200km以内)
- c) 台風ボーガスが入らない領域のうち TBB ボーガスが入る領域 (45 %が 200 km 以内)
- d) 台風ボーガスが入らない領域のうち TBB ボーガスが入らない領域 (25 %が 200 km以内)
- e ) 大西洋(TBB ボーガスが入らない)
- -f)北東大西洋(TBBボーガスが入らない)
- -g) 南半球の TBB ボーガスが入らない領域(主に南インド洋)

この中から、北西太平洋に存在した熱帯低気圧について、同じように誤差距離に対する頻度分布 を作成した(第4図-b)。この領域のデータ数は全体の約40%を占めており、全体に与える影響 が大きい。この領域内は台風ボーガスデータが組み込まれる領域であり、約35%の熱帯低気圧が 誤差距離50km以内で、71%が200km以内で表現されている。

一方,台風ボーガスデータが組み込まれない領域を,TBBボーガスデータが組み込まれる領域 (東経90度から西経170度,北緯50度から南緯50度)とそれ以外の領域の2つに分ける。それぞ れについての頻度分布を第4図-c,-dに示す。これらの領域では誤差距離が150km~200kmのと ころに頻度分布のピークがある。また,TBBボーガスデータが組み込まれる領域では,それ以外 の領域と比べて誤差距離の少ないものが多くなっている。

客観解析の赤道付近の水平格子間隔は約200kmなので、これを目安として考え、誤差距離200km以内で表現されている割合を第1表に示す。

台風ボーガスデータが組み込まれる領域の位置の精度が良いのは当然であるが, TBB ボーガス のみが組み込まれている領域は, それが組み込まれない領域より熱帯低気圧の位置の精度が良いこ とがわかる。

客観解析を行う際に湿度解析によって地上気圧が変化することはない。TBB ボーガスデータが 地上気圧の精度を上げている理由は、4次元データ同化のために解析・予報サイクルを採用してい るためであると考えられる。つまり、TBB ボーガスデータにより客観解析の湿度場の精度が上が る。それを初期値とする予報では、凝結による熱の発生が良く表現されるようになり、それが熱帯 擾乱の組織化の予報精度を向上させている。そして、TBB ボーガスは、この予報結果を第一推定 値とする客観解析の地上気圧に反映すると思われる。

試みに、台風ボーガスデータと TBB ボーガスデータを抜いて 10 日間データ同化システム走らせ てみた。第5 図は4日目の結果を比較したものである。2つの解析には、比較的大きな相違が見ら れ、TBB ボーガスの影響が大きいことがわかる。ただし、TBB ボーガスがどの程度、熱帯低気圧 の位置の精度に寄与しているかは、これだけの実験からでは結論できない。

台風ボーガスデータも TBB ボーガスデータも入っていない領域を, さらに地域別に見てみると (第4図-e, -f, -g), 大西洋, 北東太平洋, 南インド洋で顕著な相違があり, 南インド洋, 大西 洋より北東太平洋の精度が良くないことがわかる。

このような精度の地域性を観測データの面で説明するのは難しい。太平洋や大西洋では、静止衛 星で観測された雲移動ベクトルから風向風速を評価したもの(SATOB)を客観解析に利用してい るが、インド洋西部では利用されていない。観測データの面ではインド洋西部が最も不利である。 それにもかかわらず、北東太平洋で成績が最も悪い。観測データ以外の理由としては、熱帯低気圧 の気候学的特性の相違に着目する必要があろう。気候特性の相違が、全球モデルの表現の得手不得 手に反映している可能性があるからである。大気大循環モデルによる長期積分の結果では、北東太

領域	全域	台風ボーガス	台風ボーガス	RSMC-TOKYOの	
		あり	TBBボーガス	TBBボーガス	BEST TRACKとの
			あり	なし	比較
誤差距離200km以内で					
表現される割合(%)	45	71	45	25	91
データ数	3407	1323	390	1694	1012

第1表 誤差距離 200 km 以内で客観解析に表現されている割合



第5図 台風ボーガスデータと TBB ボーガスデータを抜いてデータ同化システムを 走らせた結果の比較(コンター間隔は4 hPa)

- a ) 台風ボーガスデータのみを抜いた 4 日目の結果
- -b) 台風ボーガスデータと TBB ボーガスデータを両方とも抜いた 4 日目 の結果
- a)とb)の相違は TBB ボーガスのインパクトである。



第6図 U.S. NAVY 編集の BEST TRACK データと全球客観解析に表現された
 低気圧の、中心位置の誤差距離の頻度分布(1989年)
 横軸,縦軸、-a、-b、-c、-d は第4図と同じ

平洋の熱帯低気圧はシュミレーションされにくい,という結果が示されている(Broccoli, Manab e, 1990)。その理由はまだ明らかではないが,予報モデルにもこのような傾向があれば,これを第 一推定値として使用している客観解析も北東太平洋で精度が低下しているであろう。今後,大気大 循環モデルを利用した熱帯低気圧の気候特性の調査が待たれる。

また、客観解析の第一推定値となる全球モデルが、パージョンアップされる前の 1989 年の場合 についても調べたが、1990 年と同じような地域特性が見られる(第6図)。

客観解析で ITCZ 付近にノイズのように表現されている極浅い低気圧の影響を除くために,客観 解析で示度が2 hPa 以上の深さとして表現されている低気圧を対象に,同じような分布図を作成 した。しかし,誤差距離の大きいものの割合と missing(対応する低気圧が客観解析に見つからな いケース)の割合が多少増えるだけで,分布の特徴はあまり変わらなかった(第7図)。



 第7図 U.S. NAVY 編集の BEST TRACK データと全球客観解析に2 hPa 以上の深さで表現された低気圧の、中心位置の誤差距離の頻度分布(1990年) 横軸,縦軸,-a,-b,-c,-d は第4図と同じ

## 4. 強度の誤差

次に誤差距離が 200 km以内のものについて強度の比較を行った。U.S.NAVY BEST TRACK デー タには中心気圧の情報はなく、客観解析は格子間隔が粗すぎて最大風速が求め難い。このため BE ST TRACK の最大風速と客観解析の示度(バックグランド気圧-中心気圧)を比較した。

強度についても位置の場合と同じように地域に分けて比較した(第8図)。図の横軸は熱帯低気 圧の最大風速,縦軸は対応する全球客観解析に表現された低気圧から求めた示度である。

全データの分布を見るとばらつきもあるが,最大風速の強い低気圧は示度が深く表現されている。 台風ボーガスデータが入っている領域の低気圧の特徴が支配的である。

さらに、台風ボーガスデータの入っていない領域を、TBB ボーガスデータが入っている領域と 入らない領域に分けた。TBB ボーガスの入らない領域と比べて、入っている領域では、最大風速

-52-



第8図 熱帯低気圧の最大風速と客観解析に表現された低気圧の示度の比較(1990 年) 横軸は熱帯低気圧の最大風速,縦軸は客観解析に表現された低気圧の示度 -a,-b,-c,-d は第4図と同じ

-53-



第8図 つづき -e,-f,-gは第4図と同じ

が強いにもかかわらず示度が浅い、という低気圧があまり見られない。このように、強度について も中心位置と同様にTBB ボーガスデータの存在が客観解析の低気圧の表現に良い影響を与えてい るようである。

また,これらのボーガスデータが入っていない領域を,さらに地域別に見てみると(第8図 - e, - f, - g),大西洋,北東太平洋,南インド洋で差があった。南インド洋,大西洋では,最大風速 の強い低気圧を示度の深い低気圧として表現しており,中心位置と同様,強度についても北東太平 洋での相関が良くないことがわかる。

また、客観解析の第一推定値となる全球モデルがパージョンアップされる前の 1989 年の場合に ついても調べた(第9図)。これをみると 1990 年のほうが最大風速と示度の相関が良い。 1989 年 のデータでは、TBB ボーガスデータの入っている領域と何もない領域の差があまり顕著ではない。 この 2 年間で客観解析の方法に変更がないので精度の向上は全球予報モデルのパージョンアップの 結果と考えられる。

### 5. 結論と今後の計画

1989 年及び 1990 年の強い熱帯低気圧について客観解析の精度を調べた。客観解析で 500 km以内の誤差で低気圧として表現されているものは 7 割程であるが、200 km(ほぼ解析の格子間隔に相当) 以内となると 5 割でまだまだ十分な精度とは言えない。データの少ない海洋上で発生することが客

-54-



第9図 熱帯低気圧の最大風速と客観解析に表現された低気圧の示度の比較(1989年) 横軸,縦軸,-a,-b,-c,-d は第8図と同じ

観解析で表現することを困難にしている。

ただし,解析精度には顕著な地域性が見られた。台風ボーガスデータを直接利用する北西太平洋では,当然ながら成績が最も良い。この地域では7割が位置誤差200km以内である。

台風ボーガスデータが使われていない領域を,TBBボーガスデータが使用されている地域と使用されていない地域に分けて調べた場合,使用されている地域の方が熱帯低気圧の位置を強度を精度良く表現している。TBBボーガスデータは水蒸気のデータであり,地上気圧の解析には利用されないが,4次元データ同化のための解析予報サイクルを通じて地上気圧の客観解析を改善していると考えられる。

また,台風ボーガスデータも TBB ボーガスデータも組み込まれない領域を,さらに北東太平洋 と南インド洋,大西洋に分けて統計をとると,北東太平洋の精度が良くない。この原因として,

1. 北東太平洋で発生する熱帯低気圧の性質(形状,成因など)がほかとは違い,全球客観解析で 捕らえにくい。

2. 第一推定値となる全球モデルが、北東太平洋における熱帯低気圧の表現を不得意としている。

3. 北東太平洋地域の主要な観測データはSATOBである。このデータが熱帯低気圧の表現にあま り有効ではない。

などの理由が考えられる。原因の究明は今後の課題である。特に、2. については、大循環モデ ルによる熱帯低気圧の気候学的調査が待たれる。

解析・予報サイクルに利用している全球モデルは 1989 年 11 月にモデルチェンジを行い解像度が T 63(相当する格子間隔 180 km)16 層から, T 106(110 km)21 層へと増加した。このバージョ ンアップの解析精度への影響を調べるため, 1989 年と1990 年を比較した。1990 年のほうが BEST TRACK との強度の相関が良く,予報モデルのバージョンアップが,解析・予報サイクルを通じて, 熱帯低気圧の解析精度向上に寄与していることがわかった。

1990年以降現在まで大きなモデル変更は行われていないので,現在の解析精度はこの調査時点 と変わっていないと推定される。今後,精度を向上させるためには,解析・予報サイクルに使用す る全球モデルの改善と,新しい観測データの利用が必要である。

まず,予報モデルであるが,1996年3月に計算機が更新され,新しいモデルに切り替わる。解 像度はT 213(相当する格子間隔 55 km)30 層になる。特に水平解像度の増大は第一推定値を改善 し,解析精度にも大きなインパクトが期待できる。

次に,観測データであるが,衛星データの利用の拡大が重要なポイントとなるだろう。特に,E RS-1 (欧州宇宙機関の極軌道衛星のことで,風散乱計やレーダー高度計が搭載されている)に よる海上風は,運動場についての直接の情報なので効果が期待される。また,TBB ボーガスデー タのインパクト調査からも分かるように、水蒸気データも同化システムを通して、気圧場の解析精 度にも影響する。SSM/I(マイクロ波放射計のことで、放射計の観測値を変換して海上風や水蒸気 量等を求めている)等による水蒸気場のリモートセンシングデータの利用も解析精度の向上に寄与 するであろう。

謝辞

U.S.NAVY BEST TRACK データ利用に際しては、気象庁予報課太平洋台風センター(当時) の大西晴夫,黒岩宏司の両氏に便宜を計っていただいた。数値予報課の室井ちあし氏には台風ボー ガスを除く解析・予報サイクル(データ同化)実験について協力いただいた。野村厚氏(現在 EC MWF 滞在中)ほか数値予報課の皆様,長期予報課の青木孝氏には有益なコメントをいただいた。 以上,謝意を表します。

## 引用文献

- Baba, A. 1987: Improvement of the estimation method of moisture data from satellite cloud sounding. JMA/NPD Technical Report No. 16
- Broccoli, A.J. and S. Manabe, 1990: Can existing climate models be used to study anthropogenic changes in tropical cyclone climate?. Geophys. Res. Lett., 17, 1917–1920.
- 岩崎俊樹,上野充,1991:台風予報,平成3年度数値予報研修テキスト,平成3年9月,気象庁予 報部,1-9
- Kuma, K. 1993: The Impact of Satellite Moisture Data upon the Numerical Prediction of Australian Monsoon Onset. J. Meteor. Soc. Japan, 71, 545–551
- 大野木和敏,上野充,1992:台風ボーガスデータの改良,研究時報,44, No. 4,247-269
- Ueno, M., 1989: Operational bougusing and numerical prediction of typhoon in JMA. JMA/NPD Technical Report, No. 28

◇編 集 後 記

昨年の記録的冷夏とは全く対照的に今年の夏は記録的な高温少雨となりました。非常に早い梅雨 明けとそれに続く高温の持続は都市化や人工熱の影響を考慮しても顕著なものであり、東西日本の 深刻な渇水は長期緩慢災害の典型でした。

今年の場合、チベット高気圧が非常に強かったことが指摘されていますが、モンスーンとはいったい何なのかを改めて考えさせる夏でした。モンスーンに関する文献を当たっても明解な記述のあるものは限られていて、モンスーンの概念が意外と定まっていないことがわかりました。現在計画中のGEWEXアジアモンスーン観測計画(GAME)の実施に期待がよせられます。また昨年と同様に今年も春頃からの偏西風の流れの持続性に特徴があり、長い時間スケールの中高緯度の変動についても調べ直す必要があるでしょう。

昨年から今年へと大きな年々変動に立ち会った私たちがすべきことは、まず実況を詳しく解析し、 地球の大気や海洋、陸面の間での運動量や熱の循環がどうなっているのかを把握することから始ま ると思います。丹念な解析の積み重ねが異常天候の原因の定量的な解明も可能にするでしょう。

当「L.F.グループ」は長期予報や気候予報に関わる同好の集まりで、30年以上の長い歴史を持っ ています。現在は、年2回の会誌「グロースベッター」の発行と毎年秋の月例会「長期予報と大気 大循環」の開催が主な活動です。気象庁長期予報課に事務局を置いていますが、大阪管区気象台予 報課調査係にも支局があり「LF 関西」としてユニークな活動を行っています。会員は800人を越 えましたが、気象庁以外の会員も100人以上含まれています。

今号は、東大の中村さんから昨年10月に行った月例会での講演内容を寄稿していただきました。 また上越環境センターの沖田さん・岐阜大の村松さんから投稿がありました。3人の方に感謝しま す。

「グロースベッター」は投稿は自由です。印刷の書式は1行44字で1ページ33行ですので,原 稿もこれに合わせていただくと幸いです。また気象学会誌「天気」と同様にフロッピーディスクに よる投稿も歓迎します。 (事務局:礒部)

※原稿送付先:

〒100 東京都千代田区大手町3-4-1 気象庁長期予報課内 L.F. グループ事務局

1994 年度グロースベッター役員(1994.7~1995.6) 栗原 弘一,高野 清治,礒部 英彦,山際龍太郎,藤川 典久,吉松 和義 (長期予報課)