

オホーツク海の流水が北日本の太平洋海況に及ぼす影響

山田 豊*

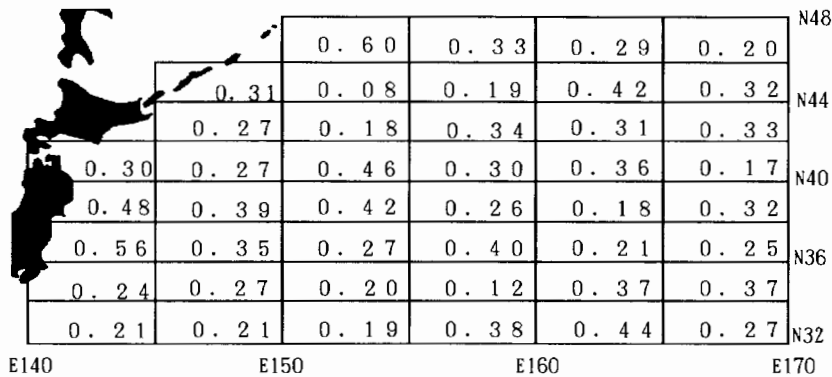
1. はじめに

オホーツク海の流水が北日本の春から夏にかけての気候に及ぼす影響を調べるため、オホーツク海の最大海水面積と北日本の太平洋近海の海水温度および海水塩分との相関を調べた。

2. 調査の概要

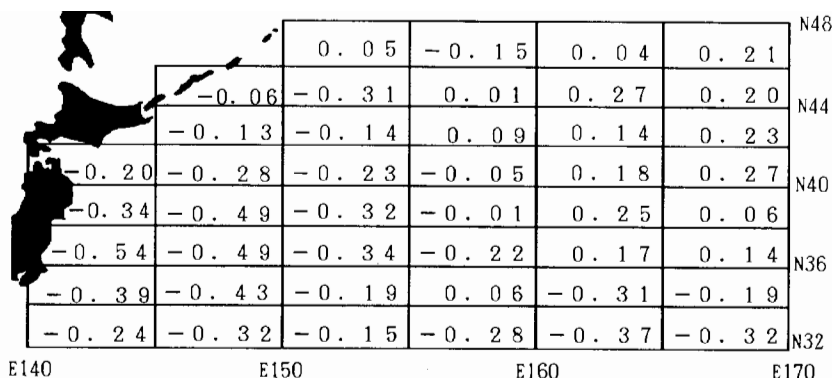
この調査は、「流水が春の融解で親潮の勢力を強め、それによる三陸沖の海の低温が北日本の凶冷に関連している」との考えから始まった。冬季、オホーツク海に現れる流水はその性質から日本付近にとって冷源の一つと思われる。毎年11月にアムール河口付近から生成され始める流水は、翌年の2月にはほぼオホーツク海全域を埋め尽くす。そして、3月頃から流水は次第に融解を始め、その年の夏にはその全てが融解してしまうが、低温かつ低塩分である流水の融解水の一部はオホーツク海の海流の動きから千島列島南部のウルップ水道や国後水道などを通して太平洋へ流出すると思われる。太平洋へ流出した流水の融解水はその付近を流れる親潮をさらに寒冷なものとし、そのため北日本の太平洋側の海の低温を招いて春から夏のやませをより冷涼なものとしているとの仮定を考えた。そこで、オホーツク海の最大海水面積と北日本の太平洋近海の海水温度および海水塩分との相関を調べることで流水の融解水を追跡し、仮定の証明を試みた。

オホーツク海の海水面積は「気象庁海水統計資料第2号」、海面水温は「北西太平洋海面水温データ」(気象庁海洋気象部提供)よりそれぞれ得た。また、水深毎の海水温度と塩分は函館海洋気象台提供による高風丸の観測結果より取得し、0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400,



第1図 オホーツク海の最大海水面積と7月の海面水温との相関関係

*気象庁海上気象部



第2図 オホーツク海の最大海水面積と7～8月海面水温偏差との相関関係

500, 600, 700, 800, 1,000, 1,200メートルの深さについてそれぞれ調べ、該当する深さのデータがない場合には前後のデータによる線形関数として挿入した。

3. 海面水温との関係

オホーツク海の最大海水面積と北日本の太平洋の海面水温との相関を月毎に調べた（第1図）。統計期間は1971～1983年の13年間で、海面水温は太平洋を緯度で2度、経度で5度毎の格子海域に分けてその海域の平均を用いた。

その結果、夏の海面水温との相関で正相関が得られ、仮定と反する結果となった。この理由として、これまで2つの説がいわれている。一つは、海水面積の大きい年は冬季低気圧がベーリング海で発達するときが多く、北日本は相対的に西風が多くなって親潮の南下が阻害される。また、海水面積の小さい年は低気圧が北海道東方海上で発達するときが多く、北日本は相対的に北風が多くなって親潮の南下が助長されるためとする説である。もう一つは、流氷の融解水は低温で密度が大きいいため相対的に比重が大きく、海水面積の大きい年の北日本の太平洋の深部では低温となって海水の鉛直成層状態が相対的に安定となるため、深部との混合が起こりにくいためとする説である。いずれの説も定量的な調査の報告はこれまでのところない。

次に、オホーツク海の最大海水面積と海面水温の月別の偏差との相関を調べた（第2図）。その結果、7月から8月にかけての海面水温の偏差との相関で、北日本の太平洋の広い範囲で負の相関が得られ、所々でやや高い相関も得られた。すなわち、海水面積が大きい年は夏季の海面水温が上がりにくいということである。この理由として、流氷の融解水が深層を潜流となって北日本の太平洋を南下し、海面水温の上昇を抑えていると仮定した。

4. 水深毎の海水温度および海水塩分との関係

流氷の融解水が北日本の太平洋の深層を潜流となって南下していることを調べるため、オホーツク海の最大海水面積と水深毎の海水温度及び海水塩分との関係を調べた。流氷の融解水は低温、低

塩分であるためそれぞれ負の相関の所が融解水に対応すると考えられる。統計期間は1971～1992年の22年間で緯度、経度それぞれ1度毎の格子に分けてその海域の平均値を用いた。また、データ数の事情から春期（4～5月）、夏季（7～8月）、秋期（10～11月）に分けて調べ、統計年数が6年以下の海域については取り扱わなかった。

ア) 海水温度との関係

春期、夏季ともに組織的な負の高い相関は認められなかったが（第3図）、秋期の水深500～600mにかけての北緯36～38度、東経144度～145度に囲まれる海域で $-0.4 \sim -0.5$ の相関係数が見られた。（第5図）

イ) 海水塩分との相関

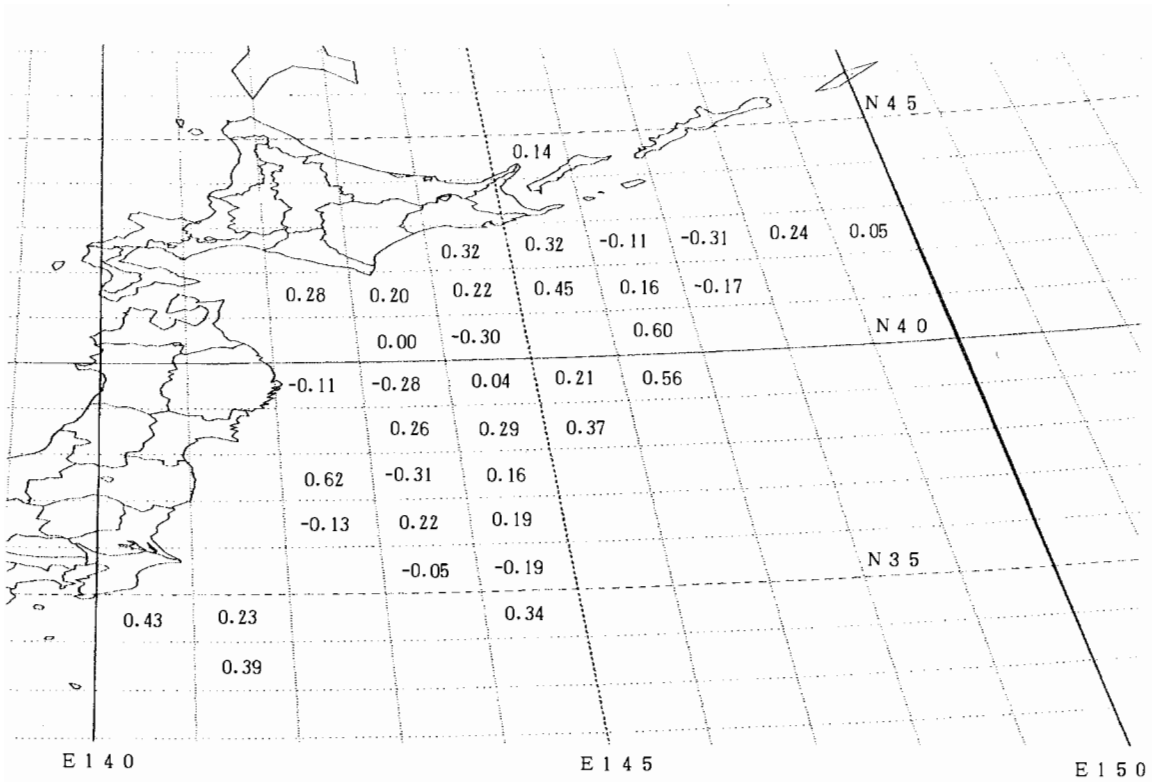
春期には組織的な負の相関は認められなかった。夏季には水深700mより深層で北緯40度以南の広い範囲で負の相関が認めら（第4図）、流水の融解水との反応と思われる。秋期はデータが少ないが、400～600mにかけての北緯36～38度、東経144～145度に囲まれる海域で負の高い相関がみられ（第6図）、また600～1,000mの北緯39～40度、東経143～144度に囲まれる海域でも負の高い相関がみられた。

5. まとめ

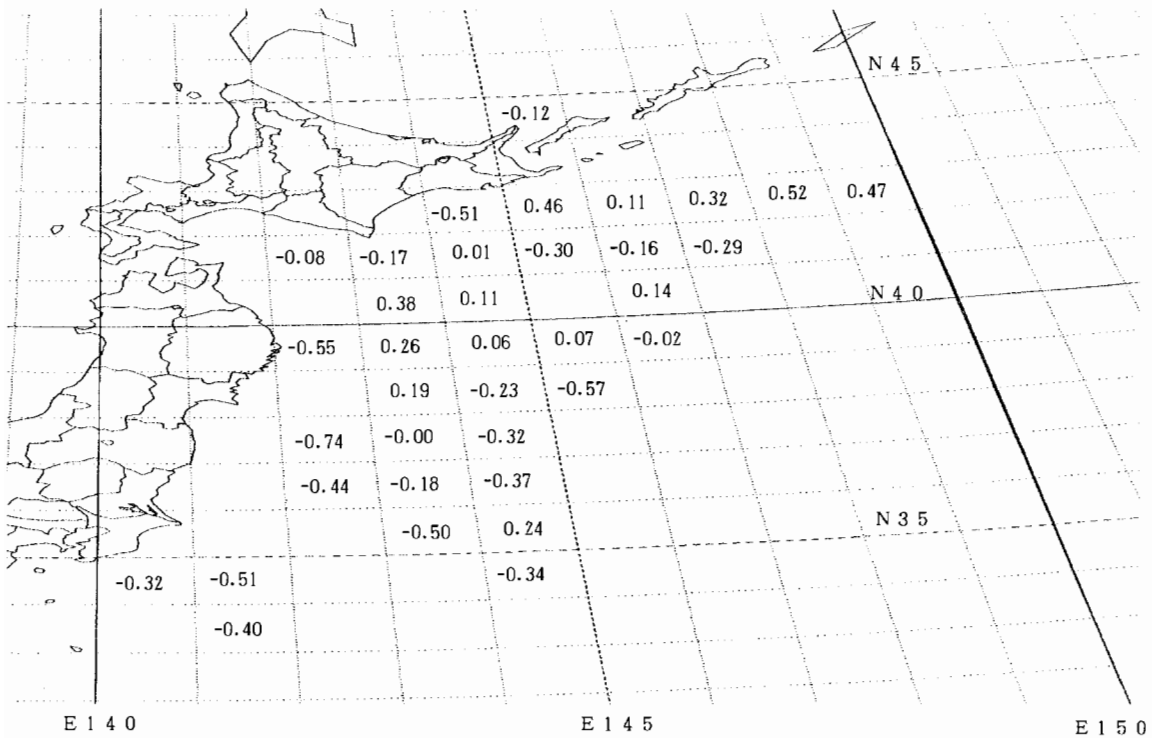
夏季の海水塩分との相関から流水の融解水が北日本の太平洋の深層を潜流として南下していると推察される。しかし、夏季の同じ水深での海水温度への反応はみられない。秋期の水深500～600mで水温と塩分が共に負相関で比較的高い係数の海域がみられたが、その過程となる春期や夏季にそのような海域はみられない。このため、オホーツク海の流水の融解水が夏季の海面水温の上昇を抑える効果の立証は、この調査ではまだ不十分と思われる今後新たな調査を模索したい。

6. 参考文献

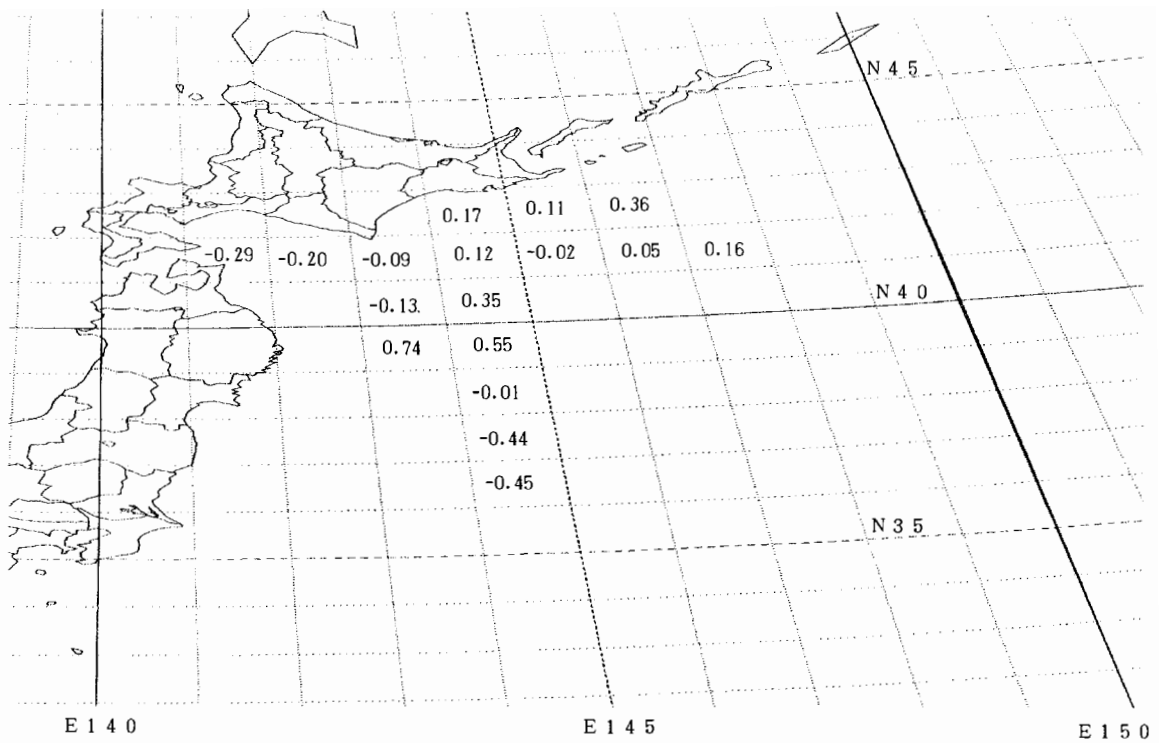
- 「オホーツク海の流水と北海道・東北地方沖合海況との関連」 赤川 正臣（1979）
- 「オホーツク海の北海道の気象への影響」 大川 隆（1983）
- 「オホーツク海海水の変動と特徴」 安久津 俊幸（1986）
- 「東北地方の冷夏についての研究」 仙台管区气象台（1986）
- 「海水の短期・長期予測法の改善」 札幌管区气象台 函館海洋气象台（1986）
- 「月刊 海洋科学/Vol.16, No.12」（1984）



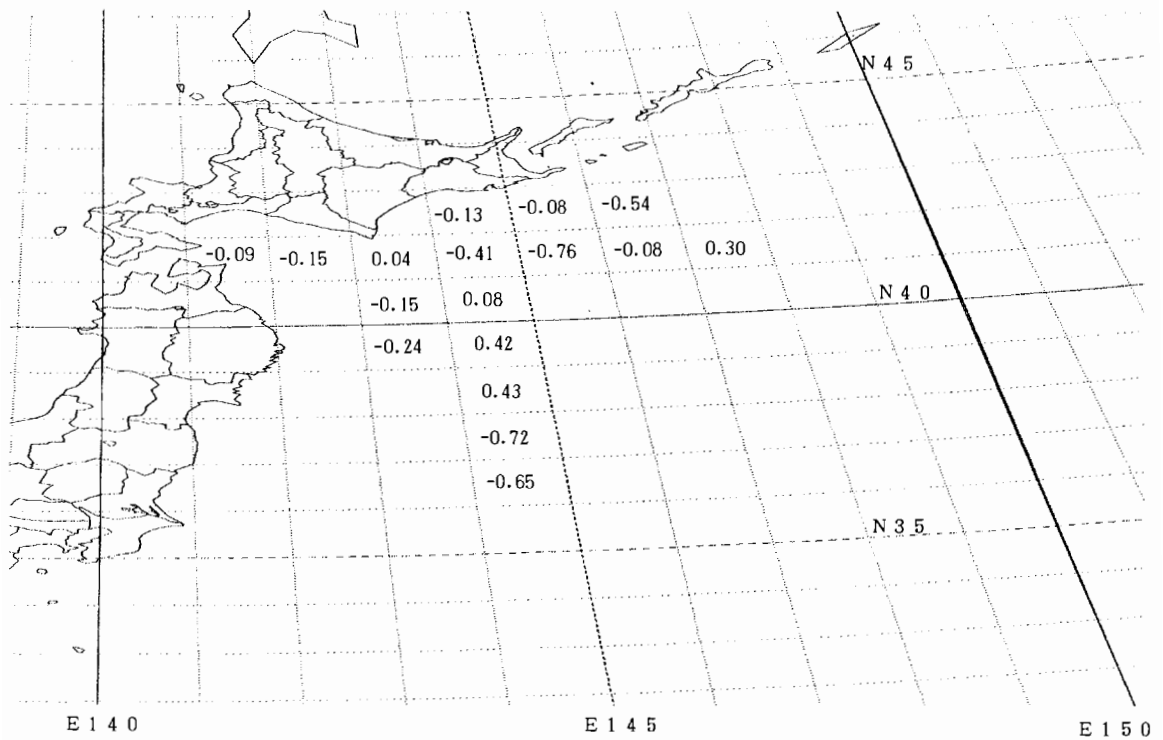
第3図 オホーツク海の最大海水面積と7~8月の海水温度との相関係数(水深1000m)



第4図 オホーツク海の最大海水面積と7~8月の海水塩分との相関係数(水深1000m)



第5図 オホーツク海の最大海水面積と10~11月の海水温度との相関係数(水深500m)



第6図 オホーツク海の最大海水面積と10~11月の海水塩分との相関係数(水深500m)

順圧大気中でのロスビー波伝播とその波束光路

直江寛明*

1. はじめに

大気波動伝播や定常渦については多くの研究がなされており、簡単な順圧モデルを用いて驚くほどの多くの特徴が再現できる。例えば、エルニーニョのような海面水温アノマリーが積雲活動に影響を与え、熱帯循環の変化が上部対流圏を中心に大規模な準定常波パターンを励起し、その大気応答が温帯地方の大気循環に本格的な異常をもたらしている。このような現象の特徴を持つ PNA (Pacific/North American) パターンは、Wallace and Gutzler (1981) によって定義され、赤道太平洋の海面水温のアノマリーがはるか北米大陸にも及ぶテレコネクションの一つであることを指摘した。Hoskins and Karoly (1981) は、PNA パターンのような熱帯地方の上部対流圏から中高緯度へ連なる波列を、定常ロスビー波によるエネルギー伝播として最初にとらえた。その中で彼らは、低緯度ソースから励起されたロスビー波は北東方向に伝播し、超長波は最も極に接近しながら球面上を大円光路に沿って伝播すること、比較的短い波は極に向かう途中でトラップされ極向き・東向き・赤道向きと向きを考えながら伝播することがわかった。

ところで、局所的に励起された波列が大気中を伝播する基本場は、もともとかなりの東西非一様性を含んでいる。そのため、季節平均などして東西一様な基本場を用い、その摂動の運動を大気に応用することには疑問の余地がある。Webster and Holton (1982) は東西非一様な基本場を用いて赤道を横切るロスビー波伝播の特徴を研究した。それによると、ロスビー波は基本場の東西風速がゼロになる臨界緯度を越えて伝播できないこと、西風領域があればその領域を越えてもう一方の半球へ伝播できることを示した。

このようにロスビー波の南北伝播は、局所的な強制に対する順圧モデル大気応答の重要な特徴であり、ロスビー波の光路は分散関係式などを使って説明されてきた。Hoskins and Ambrizzi (1993) は、ロスビー波の伝播特性は定常波数で説明できること、偏西風ジェット付近では定常波数の極大がみられ、この極大域が導波管の役割をしてロスビー波が伝播することを強調した。

本文では、Hoskins and Ambrizzi (1993) の論文を紹介しながら、ロスビー波伝播の定性的な理論を説明し、その主な特徴であるロスビー波の南北伝播とジェットの導波管の役割とを順圧モデルを用いて数値実験を行って調べることで、ロスビー波伝播の特徴を解説する。

* 気象庁気象研究所

2. 順圧ロスビー波の基本方程式

2.1 基本方程式と定常ロスビー数

絶対渦度の保存側から、

$$d(\zeta + f) / dt = 0 \quad (2.1)$$

$d/dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y$ は水平方向の全微分で、 x, y はそれぞれ東向き、北向きに座標をとり、 (u, v) は (x, y) 方向の速度成分である。 ζ は相対渦度、 f は惑星渦度、 $\zeta = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ の関係がある。また、 $\beta \equiv df/dy$ を使って (2.1) 式を書き直すと、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right) \zeta + \beta v = 0 \quad (2.2)$$

となる。ここで基本場 $U(y)$ のまわりに線型化した順圧過度方程式を考える。運動は基本場の東西速度 + 微小水平速度と仮定する。すなわち、

$$u = U + u', \quad v = v'$$

渦度も同様に基本場と摂動部分に分ければ、

$$\zeta = \zeta_b + \zeta', \quad \zeta_b = -\partial U / \partial y, \quad \zeta' = \partial v' / \partial x - \partial u' / \partial y$$

となる。添字 b は基本場、ダッシュは摂動部分を表す。ここで摂動流線関数を定義する。

$$u' = -\partial \psi / \partial y, \quad v' = \partial \psi / \partial x$$

渦度と流線関数の間に、 $\zeta' = \nabla^2 \psi$ の関係がある。 ∇^2 は水平ラプラシアンである。これらを使って (2.2) に代入すると、強制がない場合の線形順圧過度方程式は、

$$\left(\partial / \partial t + U \partial / \partial x \right) \nabla^2 \psi + \beta \cdot \partial \psi / \partial x = 0 \quad (2.3)$$

となり、ここで、

$$\beta_* = \beta - \partial^2 U / \partial y^2 \quad (2.4)$$

は絶対渦度の南北勾配を表す。

順圧ロスビー波の平面波として、 $\exp [i (kx + ly - \omega t)]$ の形で波動解を考える。その分散関係式は、

$$\omega = U k - \beta_* k / K^2 \quad (2.5)$$

となり、 $K = (k^2 + l^2)^{1/2}$ は全波数を表す。この解はロスビー波とよばれる長波である。ロスビー波の位相速度 $c = \omega / k$ は基本流 U に比べて西に向かう性質を持つ。超長波は最も早く西に伝播し、比較的短い波は基本場 U に近い位相速度を持つ。

ここで、定常状態 ($\omega = 0$) を考える。(2.5) の分散関係式は、東西波数 k の函数として南北波

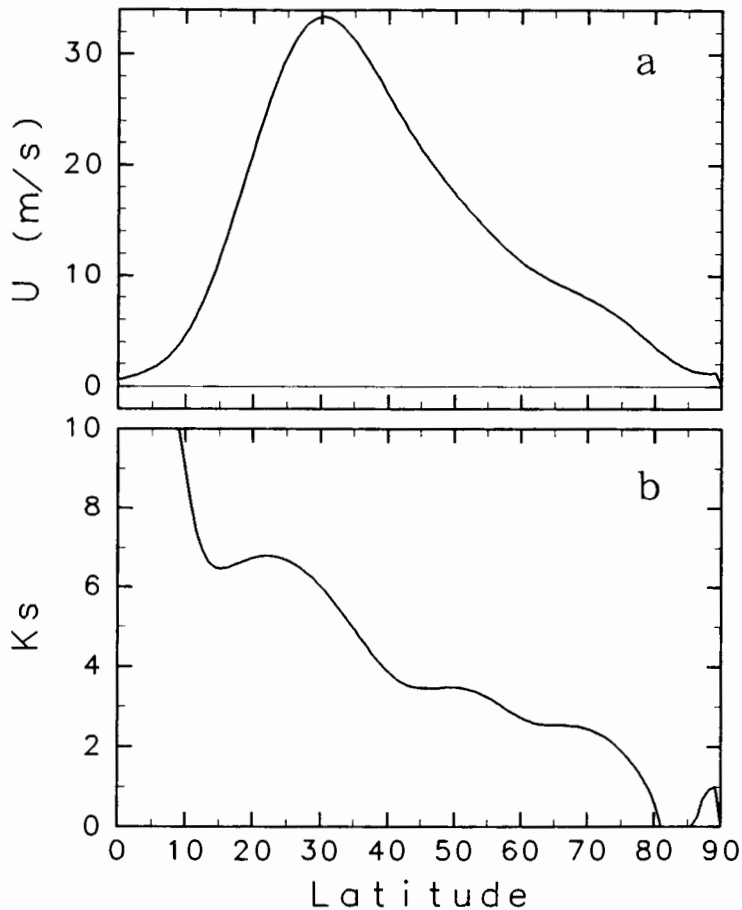


図1 a 北半球の300hPa冬季帯状平均東西風速の緯度分布

図1 b その東西風Uに対応したKsの緯度分布

数 l の診断方程式になる。

$$l = \pm \{(\beta - U_{yy}) / U - k^2\}^{1/2} \quad (2.6)$$

l が虚数を持てば、ロスビー波の伝播は不可能になり、擾乱は減衰する。 β は常に正で、普通その量は U_{yy} に比べて大きい。故に U が負の場合、定常ロスビー波は減衰する。短波 (k が大きい波) も減衰することがある。東西波数 k の伝播波が存在できるかどうかは、

$$K = (\beta_{*}/U)^{1/2} \equiv K_s \quad (2.7)$$

で定義された定常波数 K_s に依存する。つまり、 K_s が実数でかつ k よりも大きければ、ロスビー波の伝播は可能である。対流圏の典型的な東西風を 15m/s にとる。 U_{yy} は β に比べて小さいと仮定すれば、 45°N で $\beta = 1.6 \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ となり、これは東西波数 4 か 5 に相当する。図 1a に北半球の 300hPa 冬季帯状平均東西風の緯度分布、図 1b にはその U に対応した K_s の分布を示す。対流圏ジェット軸付近で $-U_{yy}$ は大きくなるため、定常波数も大きくなる。赤道側に近づくにつれ、 U は小さく β は大きくなるため、亜熱帯付近で K_s の増加がみられる。さらに赤道側では、 $U = 0$ 、あるいは $U < 0$ の領域があり、ここでは K_s は無限大か虚数となってしまう。

2.2 波光路理論

波光路に沿った伝播を考える。このとき、波のスケールに比べて基本場の緯度変化が小さい場合、 x 方向の波数 k を定数とみなすことができ、一方、 y 方向の波数 l は分散関係式を満足するように変化する。順圧ロスビー波は平面波解として扱うことができる。

伝播が可能な場合、我々に興味があるのは波束が全球的に広がる速度である。これに相当する量は群速度で、“波動活動度” や “波動エネルギー” が球面上で分散する速度である。群速度は、

$$C_g = (u_g, v_g) = (\partial \omega / \partial k, \partial \omega / \partial l) = (c, 0) + (2 \beta_{*} / K^2) \cos \alpha K \quad (2.8)$$

$c = \omega / k$ は東向き位相速度、 K は東向き成分を持ち、波の進行方向の単位ベクトルである。 α はこのベクトルと東方向とのなす角である。定常状態 ($\omega = 0, c = 0$) の場合、

$$C_g = C_g K \quad (2.9)$$

$$C_g = 2 U \cos \alpha \quad (2.10)$$

波の活動度の速さは $2 U \cos \alpha$ で、波の峰・谷に垂直な方向へ伝播する。特に、定常ロスビー波の活動度は、基本場 U の 2 倍の速さで東へ伝播する。

定常ロスビー波に対しても同様に示すことができ、

$$\begin{aligned} k &= \text{const} \\ k^2 + l^2 &= K_s^2 \end{aligned} \quad (2.11)$$

となり、ここでも群速度は $C_g = 2 U \cos \alpha$ 、方向は K である。 α は x 軸と K とのなす角であるから、

$$\tan \alpha = v_g / u_g = l / k \quad (2.12)$$

l が正のとき波束は北に伝播し、負のとき南に伝播する。ロスビー波の光路は光学のスネルの法則と同じように屈折する。群速度 C_g でロスビー波が移動すると、 k 、 l の変化率は、

$$d_g k / dt = 0$$

$$\frac{d_g l}{d t} = \frac{K_s}{l} \frac{d_g K_s}{d t} = \frac{K_s}{l} \frac{v_g d K_s}{d Y}$$

また、(2.9) から、 $v_g / l = C_g / K_s$ なので、

$$\frac{d_g l}{d t} = C_g \frac{d K_s}{d Y} \quad (2.13)$$

(2.12) から線の曲率は、

$$\frac{d_g \tan \alpha}{d t} = \frac{C_g}{k} \frac{d K_s}{d Y} \quad (2.14a)$$

$$\frac{d_g \alpha}{d t} = \frac{k C_g}{K_s^2} \frac{d K_s}{d Y} \quad (2.14b)$$

となる。 K_s の緯度変化が正であれば、角度 α は時間とともに大きくなり、 K_s の緯度変化が負であ

れば、角度 α は時間とともに減少する。つまり、ロスビー波は K_s の大きい緯度帯に向かって屈折する。

ここで、以下のような光路の曲率半径 r を定義し、左回りに曲がる向きを正にとる。

$$d \alpha / d t = C_g / r$$

この曲率半径 r を使えばもっと簡単に表現することができる。

$$r = K_s^2 / (k d K_s / d y) \quad (2.15a)$$

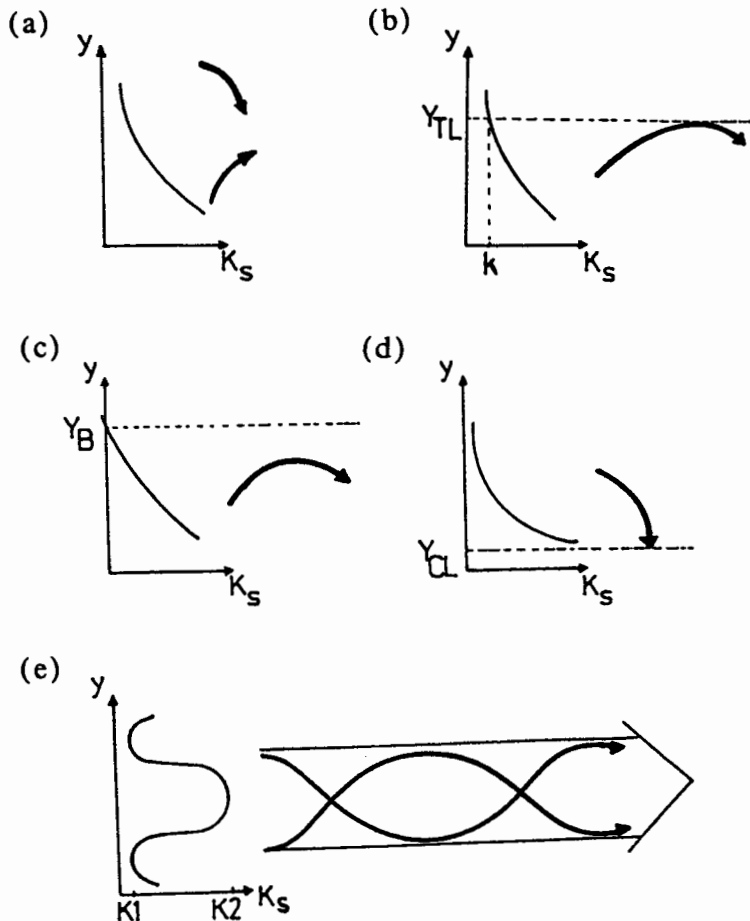


図2 定常ロスビー波数 K_s のプロファイルと波束光路の屈折の模式図。 K_s は緯度 y の関数で模式的な光路線は太実線で示す。(a) 一般的な図で K_s の値が大きい緯度帯に向かって屈折する。(b) 転向緯度 Y_{TL} ($K_s = k$) で反射された光路。(c) (b) の K_s の緯度分布が $\beta_s = 0$ の緯度 (Y_B) まで伸びた場合。(d) $U = 0$ の臨界緯度 Y_{c1} までを含んだ場合。(e) K_s に極大値がある場合、 $K1$ と $K2$ の間にある東西波数 k の波動がトラップされながら、 K_s の極大域がロスビー波のウェーブガイドの役割をしている。(Hoskins and Ambrizzi, 1993)

$$r^{-1} = -k d K_s^{-1} / d Y \quad (2.15 b)$$

もし、 K_s が赤道方向に増加すれば曲率は時計回りに、 K_s が極向きに増加すれば曲率は反時計回りになる。 K_s^{-1} の緯度変化が大きければ、曲率も大きくなる。ロスビー波の屈折についてはしばしば議論されてきたが、(2.14)と(2.15)の形で表現したのは、Hoskins and Ambrizzi (1993)が初めてである。

ここで K_s とロスビー波の屈折との関係について模式図を用いて考察する。図2aは、 K_s の値が大きい緯度帯に向かって屈折を示している。一般に、ジェット軸付近を除いては、 $\beta - U_{yy}$ は β 項の寄与の方が大きい。このため、 K_s の緯度分布は極に向かって減少する。また、亜熱帯に近づくにつれ、 U が小さくまたは負になるため、 K_s は大きくなる。先に示した波光路の伝播公式を用いると、赤道向きまたは北極向きに伝播する波動は、時計回りに屈折する。

図2bは Y_{π} ($K_s = k$, $l = 0$)の転向緯度で反射された光路を示す。 K_s は極に向かって減少しているため、 l も極向きに減少する。このため、極向きに伝播する波の方向はしだいに x 方向に向かうようになり、 $K_s = k$ の緯度 Y_{π} で完全に帯状になる。その後赤道に向かい、あたかも $K_s = k$ の転向緯度で反射されたように振る舞う。

図2cは、図2bの K_s の緯度分布が $K_s = 0$ の緯度まで伸びた場合を示す。このとき、すべての波は Y_B に達する前に曲がらなければならない。

図2dは $U = 0$ の臨界緯度 Y_{cl} までを含んだ模式図である。臨界緯度で K_s は無限大になり、東風領域では K_s は虚数になる。 K_s が大きくなると、 l も大きくなる。このため、赤道向き伝播波はいつそう南北方向を向くようになる。また、(2.10)式より群速度は小さくなるため、この線型理論をそのまま用いれば、臨界緯度に達するまでに無限大の時間がかかることになる。しかし臨界線付近では、波束伝播理論の妥当性がなくなる。Killworth and McIntyre (1985)の研究によれば、非線形性が十分考慮されればこの領域からロスビー波が反射されることが示されている。

図2eは、 K_s に極大値がある場合の模式図を示す。 K_1 と K_2 の間にある東西波数 k の波動がトラップされながら、 K_s の極大域がロスビー波のウェーブガイド(導波管)として働いているのがわかる。この状態は、非常に強い偏西風ジェットに対応する。ジェット付近では西風 U の緯度 Y に対する2階微分の値が大きくなるため、 β は U よりも比較的大きな極大値をとる。結果的に、強い偏西風ジェットはロスビーウェーブガイドとして作用することができる。

2.3 球面上での K_s の表示

絶対渦度南北勾配 β_s を球面座標で表現すると、

$$\beta_s = \frac{2\Omega \cos \phi}{a} - \frac{\partial}{a^2 \partial \phi} \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial (\cos \phi U)}{\partial \phi} \quad (2.16)$$

となる。 ϕ は緯度、 $U/a \cos \phi$ は大気相対角速度、 β_s は球面上で絶対渦度の南北勾配である。従って、定常波数に緯度円の半径をかけることで無次元化すると、

$$\begin{aligned} K_s &= \sqrt{\beta_s / U} \cdot a \cos \phi \\ &= \sqrt{\frac{2 - \left[\frac{\partial}{\cos \phi \partial \phi} \right]^2 \left[\frac{U \cos \phi}{a \Omega} \right]}{U / a \Omega \cos \phi}} \cdot \cos \phi \end{aligned} \quad (2.17)$$

となる。Karoly (1983) は、基本流 (U_b, V_b) が緯度だけでなく経度変化する場合について、波の光路理論を拡張した。光路方程式は、基本流とその1階微分、絶対渦度とその1階、2階微分を含んでいる。方程式が複雑なため解析的に解くことは不可能で、直感的理解はほとんど不可能である。大規模流場では、 V_b よりも U_b が支配的であり、基本流の経度勾配よりも緯度勾配の方が大きな値をとる。そのため、光路理論の有効な結果の大部分は、 U, β_s, K_s の量を考察することで得ることができる。例えば Karoly (1983) によると定常波数は、

$$K^2 = \frac{\partial \eta_b / \partial y - (l/k) \partial \eta_b / \partial x}{U_b + l/k V_b} \quad (2.18)$$

によって与えられる。ここで η_b は基本流の絶対渦度である。基本流の非等方性を ϵ とすると、 $V_b / U_b, (\partial \eta_b / \partial x) / (\partial \eta_b / \partial y)$ はともに ϵ のオーダーである。すなわち、

$$K^2 = K_s^2 + O(\epsilon \tan \alpha) \quad (2.19)$$

である。ここでは K_s^2 は (2.7) で定義されたものである。同時に、 ϵ の第一オーダーに対し、 C_s は (2.9) と (2.10) で与えられ、光路線に沿った k の変化は l に比べて無視できる。従って、(2.5) から (2.19) までの理論を局所的に応用できる。

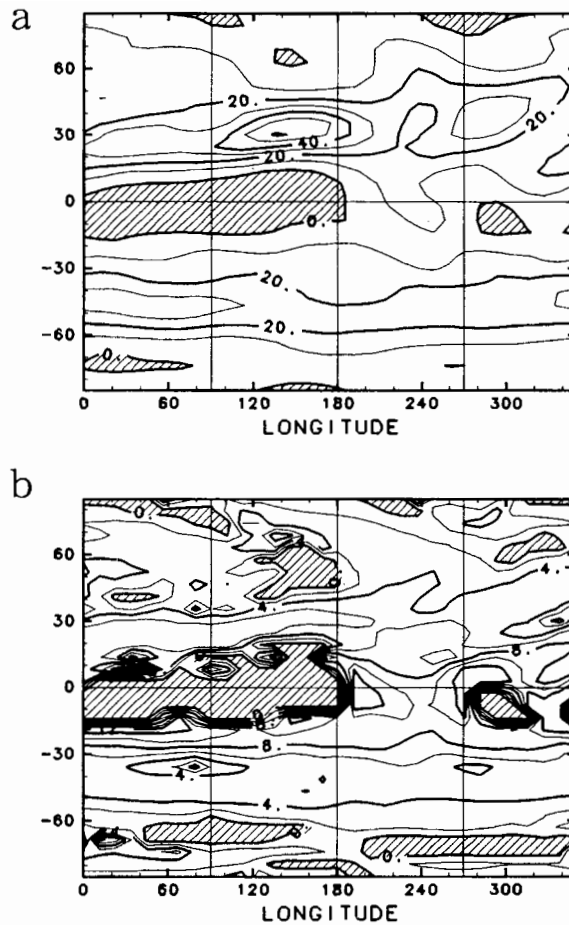


図3 300hPa 冬季平均の緯度経度断面図。(a)東西風速 (m/s), 斜線は東風領域, (b)定常波数 K_s , 斜線は虚数部分を表す。

ここで、1979–92年の14年間で12–2月の冬季平均300hPaの東西風とそれに対応する K_s の分布を図3に示す。基本場の緯度方向の変化は大きく、経度方向の変化は小さいことがわかる。従って、緯度変化だけを認めた光路理論を局所的に応用することは、定性的には有効であると思われる。

東西風(図3a)はアジア、北アメリカ、南半球で、東西に延びた極大域が存在する。アジアジェット極大の赤道側でははっきりした東風領域があり、赤道東太平洋と赤道大西洋では西風領域になっている。Webster and Holton (1982)は、ロスビー波は西風領域で赤道を横切って伝播しやすく、東風領域では赤道を横切って伝播しにくいことを示した。絶対渦度の南北勾配は、ジェットの領域で強い極大域を示し、ジェットの南北両側で極小域が存在する。強いアジアジェットの場合、極小域はゼロかまたは負になってしまう。

上で述べたロスビー波理論と図3a, 3bから、ロスビー波伝播特性について以下のような可能性が示唆される。

- 1) アジアジェットに沿った強いウェーブガイド; 北アフリカから西部北太平洋, 典型的な定常

波数は7。

- 2) 北大西洋ジェットに沿ったウェーブガイド；西部北大西洋から北ヨーロッパまで，典型的な定常波数は5-6。
- 3) 南半球ジェットの領域でのウェーブガイド；典型的な定常波数は5-6。
- 4) 赤道東太平洋と赤道大西洋に西風領域；非常に弱いながらも赤道を横切る伝播可能性。

2.4 WKB 近似

この節では WKB 近似の概略を述べる。

流線函数の波動解として，

$$\Psi = P(y) \exp [i(kx - \omega t)] \quad (2.20)$$

を考える。これを (2.3) 式に代入して，

$$\frac{d^2 P}{dy^2} + l^2 P = 0 \quad (2.21)$$

$$l^2(y) = \frac{Ks^2}{(1 - \omega/kU)} - k^2 \quad (2.22)$$

となる。ここで， $l(y)$ は y の函数であるため，一般解を得ることができない。もし， $l(y)$ が定数であれば， $p(y)$ は波動解 $\{\exp(ily)\}$ を得ることができる。そこで， $l(y)$ は y の函数でありながら，定数解に似た解， $p(y) = C \exp\{if(y)\}$ を仮定する。普通の WKB 近似では， $f(y) = f_0 + \varepsilon f_1 + \varepsilon^2 f_2 + \dots$ とおいて（ただし， $\varepsilon < 1$ ），第2近似まで取れば十分で，

$$f(y) = \int l(y) dy + \frac{i}{2} \cdot \ln l(y) \quad (2.23)$$

となる。ただし，これには条件がついて，

$$|dl^{-1}/dy| < 1 \quad (2.24)$$

が必要である。これは長さスケール l^{-1} は y 方向にゆっくり変動すること，つまり波の波長スケール内で l は一定であることを意味する。従って， ϕ の近似解は，

$$\Psi = Cl^{-1/2} \exp [i (kx + \int l dy - \omega t)] \quad (2.25)$$

となる。

3. バロトロピックモデル

ロスビー波の伝播を定性的に調べるために単純な順圧モデルを使って数値積分を実行し、その結果を論じるのは非常に有効である。ここでモデルの概要を説明する。

基本場 u_b のまわりに線型化した順圧渦度方程式は以下のようなになる。

$$\partial \eta' / \partial t + u_b \cdot \nabla \eta' + u' \cdot \nabla \eta_b = F' - \lambda_d \zeta' - \mu_d \nabla^2 \zeta' \quad (3.1)$$

但し、 u_b は水平風速、 η は絶対渦度、添字 b は基本場、ダッシュは摂動部分を表す。 $\lambda_d = 1 / 14.7$ 日は線形ダンピング、 $\mu_d = 2.338 \times 10^{16} \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$ である。倍調和拡散は最小の長さスケールについては約 4 日で e 分の 1 になる。 $F = -f D$ は渦度強制で、 f はコリオリパラメータ、 D は発散で半径 30° のコサインの 2 乗で振幅を与え、その中心位置は $(0^\circ \text{ N}, 45^\circ \text{ E})$, $(15^\circ \text{ N}, 45^\circ \text{ E})$, $(30^\circ \text{ N}, 45^\circ \text{ E})$ に置く。 30° N に渦度強制を与えた場合を図 4 に示す。順圧モデルの積分はスペクトル変換法 (余田ら, 1990) で行い、T21 で三角切断した。

基本場 $u_b (\lambda, \phi)$ は以下で与える。

$$u_b (\lambda, \phi) = U (\phi) + \varepsilon (U (\phi) - U_c) \cos^2 \phi \cdot \cos \lambda \quad (3.2)$$

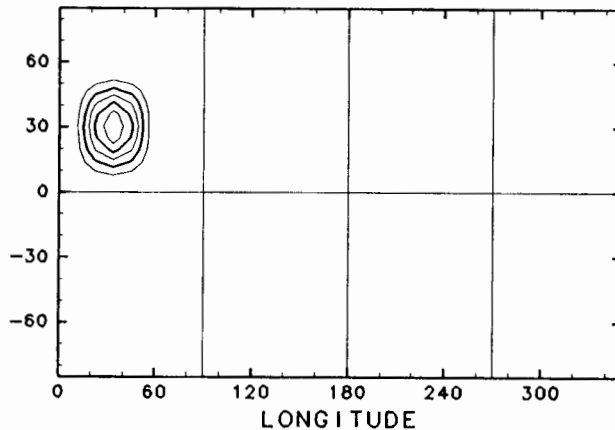


図 4 渦度強制 ($-f D$) の分布図。中心位置が $(30^\circ \text{ N}, 45^\circ \text{ E})$ で、 D の最大振幅値は $3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

Uは上の第2項が南北に積分した結果ゼロとなるようにとる。 ε は東西変動度を表す無次元の実験パラメータで、帯状流の非対称性の度合いを示す。 $\varepsilon = 0$ であれば基本場の東西波数は0、 $\varepsilon \neq 0$ であれば基本場の東西波数は1である。図5に北半球での東西平均した西風のプロファイルを示す。実線は剛体回転の場合、波線は中高緯度は西風で赤道は東風の場合、点線はジェット軸が強い場合を表している。

4. 結果

4.1 ロスビー波が極向きに伝播する場合

大気が地球に対して剛体回転している場合として、ここでは $U = a \Omega \cos \phi / 30$ を考える（図5の実線）。このとき赤道上での風速は 15.4 m/s となる。渦度強制の中心は赤道上（ 0° N 、 45° E ）に置き、 $T = 5$ 日、10日後の流線函数を図6に示す。5日後をみると、局所強制によって励起されたロスビー波は、北半球では北東方向へ南半球では南東方向へ進んでいる。その後、極付近で屈折しながら向きを考え、北半球では南東方向へ伝播している。また、10日後と20日後（図には示していない）ではほとんど違いがみられず、20日後では定常状態になっている。この様子は、局所強制に対する定常ロスビー波の分散はPNAパターンを想起させる。すなわち、赤道海面水温アノマリーによって励起された準定常ロスビー波は大円光路に沿って伝播し遠く北米大陸まで影響を及ぼしている（PNAパターン）ことが、図6の定常波パターンと似ていることである。このように、局所強制に対するロスビー波応答は、非常にシンプルな基本場を考えても、現実的な応答と定性的に比較することができる。

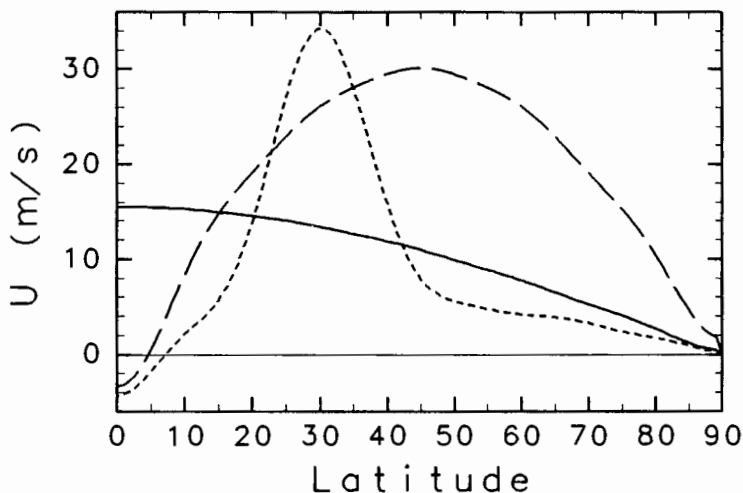


図5 理想基本場の帯状平均東西風速の緯度分布。

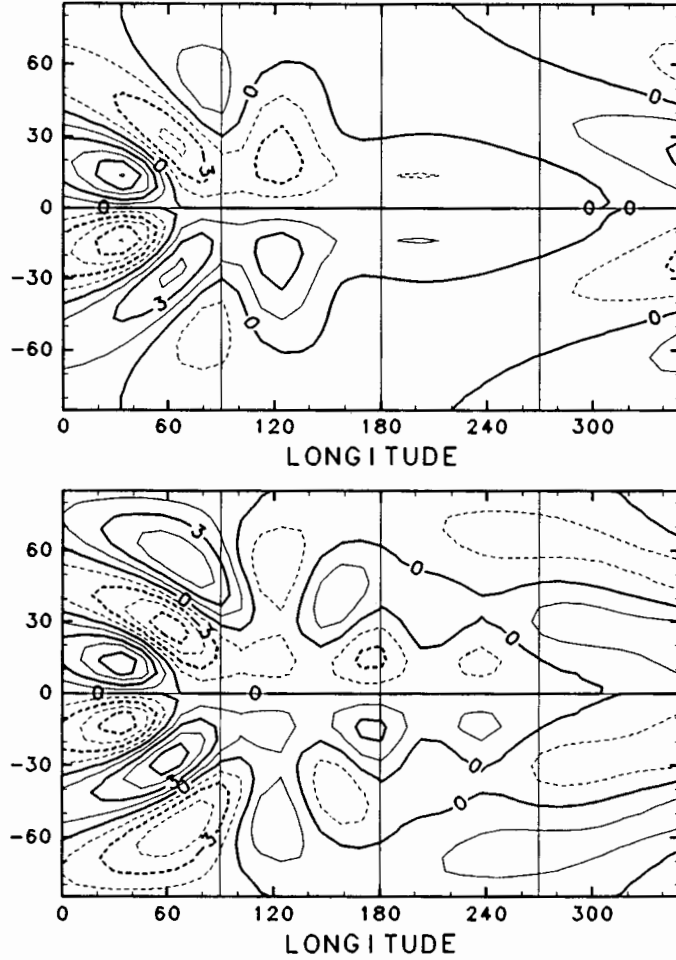


図6 極向きに伝播する場合。T = 5日, 10日後の流線函数。基本場は剛体回転で、渦度強制の位置は赤道(0°N, 45°E)。コンター間隔は $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

4.2 ロスビー波が赤道方向へ伝播する場合

渦度強制を中緯度 (30°N , 45°E) に与え、赤道域が西風と東風の2つの場合について、4.1節と同様に局所強制に対するロスビー波の応答を調べた。赤道域が西風の場合として図5の実線、赤道域が東風の場合として図5の波線プロフィールを考える。それぞれについて $T=5$ 日, 10日後の流線函数を図7a, 7bに示す。赤道域が西風の場合、局所強制によって励起されたロスビー波は北東あるいは南東方向へ伝播している。北東へ伝播した波は高緯度で振幅が大きくなり、その後、南東方向へ向きを変えて伝播している。一方、南東方向へ伝播した波は、北東-南東方向へ細長く伸びて、赤道領域を越えて南半球へ伝播していることがわかる。

次に、赤道領域が東風の場合、局所強制の北東側には大きな負の振幅がみられ、北半球をアーク状に伝播しているが、南東側にはほとんど波の伝播がみられない。従って、ロスビー波は東風領域を越えて伝播できないことがわかる。

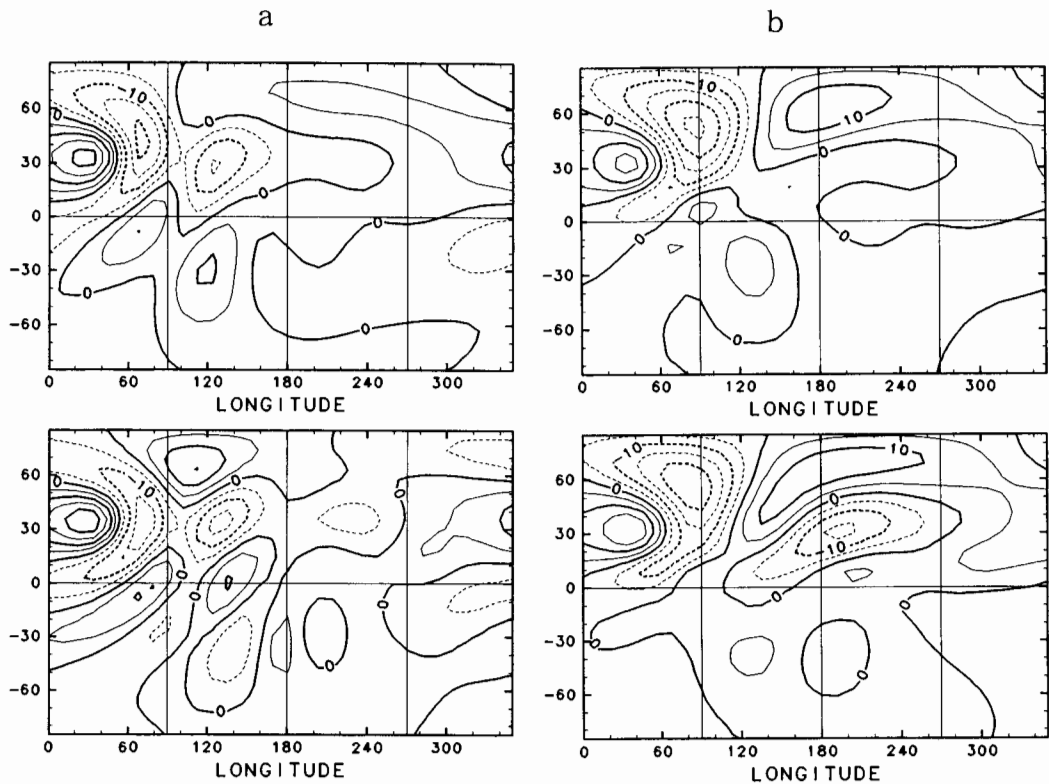


図7 赤道向きに伝播する場合。渦度強制の位置は(30°N , 45°E)で、上が5日後、下が10日後の流線函数。(a)赤道領域が西風(剛体回転), (b)赤道領域が東風。コンター間隔は $5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

4.3 ロスビー波がジェット軸に沿って伝播する場合

渦度強制は亜熱帯 (15°N , 45°E) に与える。偏西風ジェットが強い場合として、図5の点線のプロファイルを考える。 30°N にジェットの中心があり、赤道域は東風領域、高緯度側では弱い西風領域になっている。この東西平均東西風 U を用いて (3.2) 式に従って基本場の東西風を与え、 $\varepsilon = 0$, $\varepsilon = 1$ のそれぞれの場合について図8a, 8bに示す。この小節では東西一様な基本場を使い、局所強制に対する応答を図9に示す。4日後には 130°E あたりに負の振幅がみられ、2波長分ほど東へ進んでいる。8日後で、ジェットに沿ってほぼ地球を1周しており、東西波数4~5ぐらいが波列がみられる。従って、ジェットはロスビー波のウェーブガイドとして東に伝播させるように働いていることがわかる。

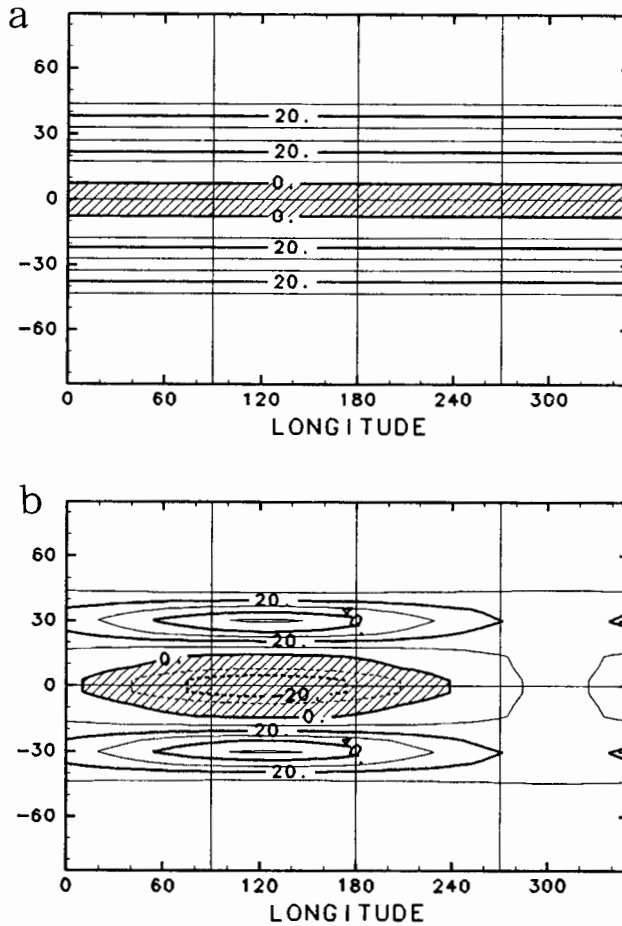


図8 理想基本場 u_0 の分布図。(a)東西一様な場合 ($\varepsilon = 0$), (b)東西非一様な場合 ($\varepsilon = 1.0$)。コンター間隔は 10 m/s 、陰影部分は東風を表す。

4.4 ジェットが東西非一様な場合

基本場は図8bを用いる。ジェットの西風は 135°E で極大、 315°E で極小になっており、また赤道域をみると 135°E で東風の極大、 315°E では東風ではなく弱い西風領域になっている。ジェットの入口付近(15°N , 45°E)に渦度強制を与え、 $T=4$ 日、8日後の応答を図10に示す。4日後まではジェットが導波管となって、ロスビー波が東に伝播しているのがみられる。8日後をみると、ジェットの出口付近で波の振幅の増大がみられる。つまり、ジェットの強風域によって東へ伝播したロスビー波は、弱風域に入ると基本場の定常波数が大きくなるため、東への伝播が妨げられやすくなる。そして、この西風の弱風域で、ロスビー波の活動度(あるいはロスビー波のエネルギー)がトラップされてエネルギーが蓄積させやすくなった結果、波の振幅の増大がみられたと思われる。

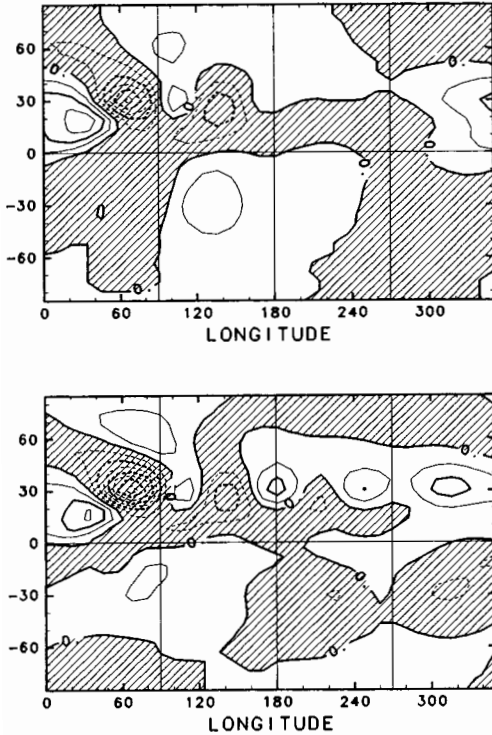


図9 ジェット軸に沿っての伝播波の場合。渦度強制の位置は(15°N , 45°E)で、上が4日後、下が8日後の流線函数。コンター間隔は $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

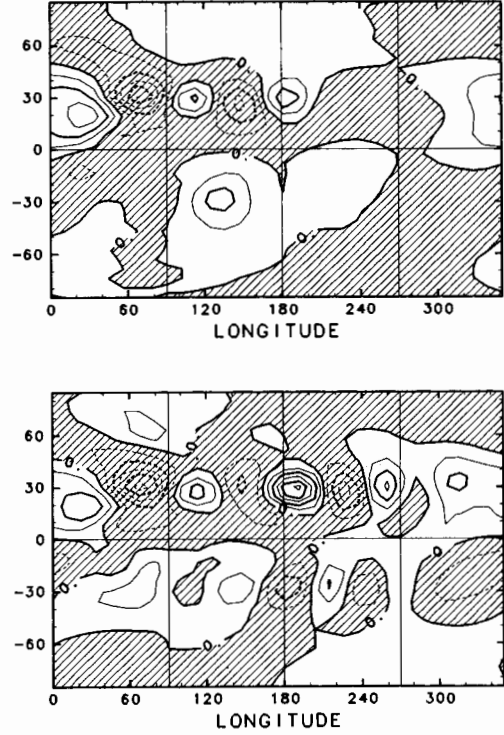


図10 ジェットが強く、東西変動度が大きい場合。渦度強制の位置は(15°N , 45°E)で、上が4日後、下が8日後の流線函数。コンター間隔は $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

5. まとめ

ロスビー波の東西・南北伝播の特徴として以下のことがあげられる。

- (a) 臨界緯度（基本場の東西風速が $U = 0$ になる緯度）で定常波数は無限大になるため、中高緯度から伝播してきたロスビー波は赤道付近の東風領域を超えてもう一方の半球へ進むことができない。
- (b) 極向きにロスビー波が伝播する場合、 $K_s = k$ になる緯度で極向き成分がなくなるため、この転向緯度までしか極側に進むことはできない。転向緯度は波の東西波数に依存するため、短波より長波の方がより一層極側に接近できる。
- (c) 絶対渦度の南北勾配は、一般には惑星渦度の勾配の方が大きいですが、ジェット軸付近では南北方向の曲率が大きくなるため、 $-U_{yy}$ の寄与が大きくなる。このため、ジェット付近で K_s の極大域がみられ、波光路の伝播理論により、定常ロスビー波は K_s の大きい緯度に向かって進む。従って、定常ロスビー波は純粹な東西流ではなく穏やかに蛇行して流れるジェットをウェーブガイドとして伝播すると考えられる。
- (d) 基本場が東西非一様な場合でジェットの入り口に局所強制を与えると、ロスビー波はジェット軸に沿って東に伝播し、ジェットの出口付近でトラップされ、波の活動度（エネルギー）が蓄積する。

謝 辞

この拙文を書くにあたり、松田佳久様、足立万代様、吉村純様には貴重なコメントを頂きました。ここに深く感謝します。

参考文献

- Hoskins, B. J. and T. Ambrizzi, 1993 : Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, 50,1661–1671.
- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, 1981 : The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38,1179–1196.
- James, N. Ian, 1994 : Introduction to Circulating Atmospheres, Cambridge atmospheric and space science series, pp422,171–184.
- Karoly, D. J., 1983 : Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. *Dyn. Atmos. Oceans*,7,111–125.
- Killworth, P. D., and M. E. McIntyre, 1985 : Do Rossby wave critical layers absorb, reflect, or over-reflect ? *J. Fluid Mech.*, 161,449-492.
- Naoe, H., Y. Matsuda and H. Nakamura, 1995 : Propagation of Rossby wave in idealized and realistic zonally varying flows. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, submitted
- Plumb, R. A., 1986 : Three-dimensional propagation of transient quasi-geostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1657-1678.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981 : Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109,785–812.
- Webster, P. J., and J. R. Holton, 1982 : Cross-equatorial response to middle-latitude forcing in a zonally varying basic state. *J. Atmos. Sci.*, 39,722–733.
- 余田茂男, 山田道夫, 石岡圭一, 1990 : スペクトル法による球面上の流体方程式の数値解法, 京都大学大型計算機センター広報, 283–290.

「アジアモンスーン機構に関する 第1回中日ワークショップ」に参加して

磯部 英彦*

1. はじめに

1994年10月28日から30日にかけて、中国の北京でアジアモンスーン機構に関するワークショップが開かれた。このワークショップは中国と日本の間で進められているアジアモンスーンに関する研究計画における第1回の研究集会で、中国気象局が主催した。

日本からは広島大学の浅井氏など15名が参加した。中国側からはのべ50人程度が出席した。この他、カリフォルニア大学の矢内氏が参加したほか、香港や台湾からの研究者も見られた。

この稿は筆者のこのワークショップへの参加記である。

2. 着くまでの緊張感

筆者の所属する長期予報課は、中国とのアジアモンスーンに関する研究には以前から関わっていたのであるが、昨年はたまたま筆者が関連した調査をしていたため行くことになってしまった。筆者は研究集会はあまり経験がないし、外国旅行は観光で人に連れていってもらったことがある程度で英語もろくにできない。このワークショップの参加者が中国人と日本人のみであるが、初めての経験だったのでかなり緊張して出発した。成田では出発ロビーをまちがえて乗り遅れそうになった。

飛行機は成田から大連を中継して北京に向かった。大連空港では少し待ち時間があって、ここで東大の木本氏、松本氏に出会った。知った顔に会えて一安心した。北京に着くと、さらに安成氏など数人の日本人参加者とも合流できた。

北京空港から中国気象局が出してくれた迎いのマイクロバスで高速道路を30分くらい走り、宿泊先であるオリンピック・ホテルに着いた。このホテルは北京市内北部にあり、オリンピック開催を見込んで建てられたものでなかなか立派であった。テレビをつけると日本のドラマ番組を放送していた。窓からの北京の夜景は街灯も少なく、夜は暗いものであることを思い出させてくれた。

3. ワークショップ内容

ワークショップの会場はホテルから数分歩いた所にある、国家気象センターの会議室であった。今回のスケジュールは3日間とも朝8時半から午後17時過ぎまで、昼休みも1時間半で思ったよりハードであった。聞くところでは中国でのこうした行事は以前はもっとゆとりがあったそうであ

*気象庁長期予報課

る。この会場で4つのセッションが行われ、合わせて45件の発表があった。

(1) 環境条件と雪水面積の解析

主に中国やチベット域での衛星観測による植生や雪水の解析手法について発表された。長岡技術大の小池氏は1989年1月と6月のJERSによるチベット域雪氷の実況を発表した。

(2) チベット高原での大気-陸面相互作用の観測

自動気象観測装置(AWS)やゾンデによる熱フラックス等の観測結果の報告があった。安成氏はTBBを用いた1993年のチベット域を考察し、TBBは5~6月に最も高く7~8月には積雲対流が起こっていること等を述べた。また、中国国家気候センターのDing Yuhui氏はTOGA COAREの観測から、西部熱帯太平洋では西風(バースト)レジームの時に海面熱フラックスが東風レジームの2倍になること等を述べた。Ding氏はこのワークショップの中国側の中心人物である。

(3) 大規模モンスーンと降水生成システム

アジア太平洋域の大規模なモンスーン循環についての研究が発表された。松本氏のOLR平年値を用い、矢内氏は全球の熱フラックスを用いて、それぞれモンスーンの入り明けの調査を発表した。2つともモンスーンを全球的に概観するもので興味深かった。筆者もこのセッションで発表し、盛夏期のフィリピン付近の対流活動が西部熱帯太平洋だけでなくインド洋の海面水温とも関係していることを述べた。筆者の貧しい英語が通じなかったためか中国研究者からは質問は一つもなかったが、安成氏がアジアモンスーン全体との関係を調べてはどうかとのアドバイスをしてくれた。

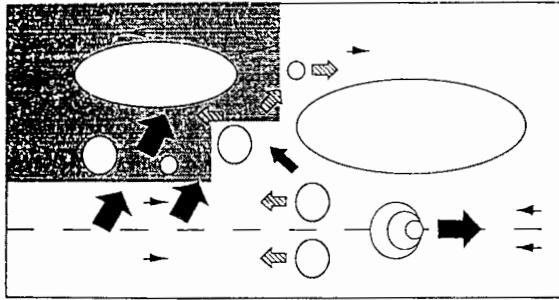
中国側からは干ばつ、洪水と太平洋海面水温や500hpa高度場との関係もいくつか発表された。日本では暖冬や冷夏といった気温偏差が調査の対象となることが多いが、モンスーンの影響を直接的に受ける中国では降水量の異常が重視されることが特徴である。ラグ相関のような調査もあったが、日本の長期予報の分野でのこうした調査と同様に、メカニズムがよくわからないのが難点である。

(4) モンスーン・シミュレーションと低周波振動

数値モデルによるモンスーンおよびエルニーニョの再現や、季節内変動に関する解析的な研究が発表された。気象研究所の尾瀬氏はユーラシア大陸各地域の積雪の大気大循環への影響についての数値実験結果を述べた。

(5) 総合討論

このワークショップの最後の討議の中で南シナ海におけるモンスーン観測計画(The South China Sea Monsoon Experiment : SCSMEX)が紹介された。南シナ海周辺に36地点の地上観測点を設定し、2隻の観測船も用いて東南アジアから中国南部にかけてのモンスーンを観測する計画で、1996年から1998年にかけて行われる予定である。



SCSMEX の概念図

横長の大きな2つ楕円はチベット高気圧と太平洋高気圧、小さいいくつかの円は熱帯擾乱や季節内変動を表しているものと見られる。

5. 北京の印象

9月から10月は北京で最も良い季節であると言われている。筆者が訪れた5日間もさわやかな風が吹きわたる好天が続いた。しかし夜は冷え込み、ホテルの部屋も空調していないのか寒く、すっかり風邪をひいてしまった。ワークショップ会場で大きな湯呑みで熱いジャスミン茶が出されたのはありがたかった。会議中も女性職員がお茶を入れて回ってくれた。

ワークショップ会場周辺は気象大学や気象局の宿舎がまとまってある地域で、高いビルは少なく、公園や並木道、畑などが混ざって広さに余裕があり、のんびりした雰囲気である。一方、北京市街の中心では現代的な新しいビルがあちこちに建っている。経済解放やオリンピック誘致などでここ数年の間に次々に建設されているそうである。道路は自転車と自動車あまり分けられずに走っていて、交差点などでの交通マナーも守られていないようで、クラクションがいつも鳴り響いていた。

3日間のワークショップの後、4日目は日本人一行はマイクロバスに乗り、万里の長城や十二陵(だったと思う)という大きな古墳を見学した。万里の長城は急な石の坂や階段を1時間以上登り、ハードなハイキングであった。4日目の夜は、気象局の若い職員が北京を案内してくれるということで、木本、松本、尾瀬、萩野谷の各氏と筆者の5人がついて行った。北京中心部は大きなホテルも並んでいて思ったより明るく、人民大広場周辺も人通りが多かった。

食事は朝はホテルで洋食だったが、昼と夜は大学の学生食堂で庶民的な中華料理が出された。3日目の夜には北京ダックの有名な店に招待され、ここで名古屋大の加藤氏が得意のオペラを披露していた。

初めての中国・北京は活力にあふれ、吹きわたる乾燥した風が印象的であった。気象学の面では、中国では土壌水分量の観測が全国的に行われているようで、これから貴重なデータになるに違いない。また、アジアモンスーンを考える時、中国や韓国、日本の天候は東アジアとして一つにまとめて調査対象にされるべきであろう。GAMEやSCSMEXなどの特別観測を機会に、より多くのデータや研究結果の交換が日常的に行われるようになることを期待する。次回のこのワークショップは日本で行われる予定である。

最後に、このワークショップに参加する機会を与えてくれた気象庁長期予報課と旅費を負担してくれた東京大学気候システム研究センターの方々、また北京でいろいろとお世話になった日本人研究者、中国気象局の方々に深く感謝する。

「第6回統計気候学に関する国際研究集会」に参加して

高野 清治*

1. はじめに

1995年6月19日から23日までアイルランド（火山のアイスランドではありません、イギリス（ブリテン島）の隣の島です）のゴールウェイで「第6回統計気候学に関する国際研究集会」（6th International Meeting on Statistical Climatology）が開催されました。この研究集会は1979年に第1回大会が東京で開催されたあと、数年おきに開催されており、前回の開催地はカナダのトロントでした（前回の報告は田中、北川の両氏が「天気」1992年12月号に書いておられます）。筆者は科学技術庁の援助によりこの研究集会に参加させていただいたのでその報告を本稿で行います。

2. 統計気候学とは？

「統計気候学」という言葉は筆者にとって耳慣れないものでした。そんな私がこの集会に参加したのは論文募集テーマの中に現在開発に携わっている「アンサンブル予報」に関するものがあったからです。私自身長期予報、気候学には多少携わっているものの決して統計の専門家ではありません（俗にいう分類ではむしろ力学屋でしょう。この報告も違った分野のものが見た、一定のフィルターがかかった報告として読んで下さい。）従って、ぼんやりとは想像できるものの正確に「統計気候学」とは何かは実際に参加するまではわからず、多少おそろおそろアイルランドに向かいました。

しかし参加して集会の各セッション名を見てみると、温暖化のシグナルの検出から予報精度の評価まで気候学に統計的手法を使ったものならなんでも含まれるようです。考えてみれば、自然現象を客観的に捉える第1歩は、統計的に現象を整理することです。従ってあまり統計学という言葉に驚かされる必要はなさそうです。とはいってもベイズ統計とかカルマンフィルターとかANOVAとか恐ろしげな統計学の言葉が飛び交い苦労したのも事実ですが・・・

3. 研究集会の概要

研究集会は19日(月)～23日(金)までの5日間に、併せて28のセッションがありおよそ170題の発表が行われました。世間知らずの筆者が考えていたよりはるかに大きな研究集会であり、統計的手法を用いる気象・気候学者の数年に一度の大事な大会のようで、長期予報関係者なら一度は名前を

* 気象庁長期予報課

聞いたことがある、ENSOの気候に及ぼす影響のRopelewski、アンサンブル予報のLeith等が招待講演を行いました。また確率予報のEpsteinも講演はしなかったものの参加していました。参加者の国籍は欧米が中心でしたが、発展途上国からも多くの参加者がありました。最も多かったのはやはりアメリカで気候解析センター（CAC）を始め大学関係など50人以上が参加していました。その他目を引いたのはドイツの参加者の多さで、特にマックス＝プランク気象研究所から生きのいい若手の研究者が多く参加していました。かれらは大気海洋結合モデルによる数値実験の解析、PIP、POP等といった解析手法の開発に関する発表を行っていました。日本からの参加者は筆者だけでした。統計に関しては半素人の私以外参加者がいないというのは、日本の研究者の層の薄さを見るようで寂しい限りでした。

4. 主な発表内容

本研究集会では28のセッションで、統計的手法に基づく気候の解析、気候変化のシグナルの検出、大循環モデルの計算結果の解析、気候の予測等について発表が行われ活発な討論が展開されました。筆者の英語力の限界があり、また統計の専門家でないための理解力の限界もあるため、一部誤解もあるかもしれませんが、印象に残った講演内容を簡単に紹介します。

(1) 気候変化の検出

時系列データからの気候変化の検出、大気海洋結合大循環モデルを使った数値実験からの温暖化の検出などについての発表が行われました。

Ropelewskiはアメリカの気候解析センターの気候モニタリングの様子を話し、また現在行われているNMC（NCEP）での再解析の紹介を行いました。

また、マックス＝プランク気象研究所のHegerl女史はマックス＝プランク研究所の大気海洋結合モデルによる人為的要因による気候変化の数値実験の結果の解析を行っていました（数値実験は1880年から1985年までの100年ランで人為的要因による二酸化炭素とエアロゾルの放射強制力を入れたもの）。話が専門的で難しかったのですが、私が理解できたところでは要するに、「最適指紋」法を用い数値実験から人為的要因による気温変化のトレンドの空間パターンを作り（これが「指紋」らしい）、その時間変化が実際の観測データのそれと、自然変動によるノイズの影響を考慮に入れても合っているかを調べることにより、気候変化を検出しようとするものらしいです。彼女の結果によれば、まだいくつか問題点はあるものの（例えばモデルの中と実際の「自然変動」が同じであるかどうかとか）、人為的要因による過去100年の気候変化のトレンドのシグナルを統計的に検出できるそうです。彼女の話は難しかったのですが、日本でもこの手の統計の専門家が出てくれば、温暖化予測等の数値実験の結果がより生かされるのになあと思いました。

その他、時系列データから気候変化のシグナルを統計的に検出する方法について、例えばカルマ

ンフィルターを用いる等いくつかの発表がありました。

(2) ダウンスケーリング

筆者はダウンスケーリングという言葉は初めて聞くものでしたが、これに関する発表は多く、3つのセッションで19題の発表がありました。

長期ランを行う大循環モデルは現時点ではまだ分解能が粗く、地形等は十分細かく表現されていません。従って例えば二酸化炭素の増加に伴い小さな領域例えば日本等の気温、降水量等の気候がどのように変わるのかを大循環モデルの数値実験の結果から直接知ることは現時点では無理があります。そこで、統計的な関係等を利用して、分解能の粗いモデルの結果からより細かなスケールの気候を再現することをダウンスケーリングと呼ぶようです。これは、天気予報用の数値予報モデルで一定の空間スケールの現象を予測し、その値をもとに統計的な方法でより狭い地域の降水確率や気温への翻訳を行うことに似ています（天気予報用ガイダンス）。

しかし、天気予報用の数値予報モデルが近年は分解能を上げているように、気候用の大循環モデルもコンピューターの進歩と共に分解能を上げていくと考えられます。さらに境界条件を大循環モデルからもらう局地高分解能気候モデルの開発も進んでいます。従って統計的な局地気候への翻訳の将来性というのはあまり明るくないような気がします。やはり、ダウンスケーリングの最も正統的なやりかたは局地気候モデルではないでしょうか。

そうはいつでも少なくとも現時点で出来る局地的な気候変化の研究であることは確かで、それゆえに多くの国の人が取り組んでいるのでしょう（もっとも、もう一つ盛んな理由はマックス＝プランク気象研究所の温暖化予測数値実験の結果がヨーロッパを中心に多くの大学や研究機関に配られているということがあるようです）。そして、その方法論の中から、その領域の気候に対する認識の深まりや、大規模な気候と局地的な気候の関係に新しい視点が出てくる可能性があります。

(3) パターンアナリシス

このセッションでは統計的な解析手法についての発表が行われました。PIPとかPOPなどテレビコマーシャルに出てきそうな名前の解析手法の発表が行われました。PIPはPrincipal interaction patternの略であり、POPはPrincipal Oscillation Patternの略です。PIPは出来るだけ少ない自由度でその系の時間発展を記述しようというものであり、与えられた時系列データで時間変化の誤差が最小になるようにいくつかのパターンを決めてやるようです。マックス＝プランク気象研究所のAchatzらが2層モデルや山が入った1層モデル等に適用し、同じ自由度のEOF解析よりも時間発展や、その系の力学的構造をよく再現できることを示しました（興味があおりの方はHasselmann (1988 JGR 93 11015-) をご覧下さい。またAchatzらが1995年にJASに論文を発表するらしいです。)ただし、弱点は膨大な計算量だそうです。一方POPはより有名な方法であり、

線形的に振動するモードを求める方法で、季節内変動や QBO, ENSO 等に適用されて実績をあげています。こちらは、POP 解析を適用した場合にきちんと振動が再現できるかどうか（安定性）の議論でした（POP についても同じく Hasselmann 1988 参照）。この辺はなかなか面白そうな方法なので、我々も是非一度試みてみたいと思いました。その他 EOF や回転 EOF の強固さ（Robstness）についての発表がありました。この発表によればデータの一部を取り除いたりした場合でも回転 EOF のほうが普通の EOF より安定して同じパターンを示す（強固である）そうです。

このセッションは解析の話でもあり、筆者も興味深く聞くことができました。ここでもやはりマックス=プランク気象研究所の秀才坊やたち（？）の活躍が目立ちました。

(4) 現業長期予報

アメリカの気候予報センター（CPC）の O'Lenic により現業長期予報の紹介がありました。日本の長期予報の参考になると思われますから、ここでは少し詳しく説明します。

彼らは長期予報を Seasonal Outlook（季節見通し）と呼んでいます。予報に当たってはまず大きな前提として、季節予報では予報としては実現可能な複数の状態の分布（確率分布）が示せるだけであり、予報精度は原理的にそもそもそんなに高くないという認識を持っています。従ってかれらの季節見通しは確率予報であり、予測資料がスキルを持たない場合には「気候値予報」も出します。使っている予報資料は3種類で一つは「CCA」（正準相関解析）によるもので、使うデータは SST, 700 hPa 高度、アメリカの地上気温です（図1）。二つ目は OCN（Optimal Climate Normal）でこれは普通のノルマル（平年値）と違い、直近の数年の平均値で、最も予報スキルを持つように年数を調整します（簡単な方法ですが有為なスキルを持つそうです。スキルを持つ理由は decadal change のせいでしょうか？図2）。そして三つ目は大気海洋結合モデルによる予報です。これにより6か月の予報を行っていますが、同時に SST 偏差を初期の状態に固定したモデルも動かしているそうです。そしてこれら3種類の予報資料をもとに3か月平均の確率予報を向こう1年間にわたって行います。予報のスキルが低いと考えられる場合は気候値予報の確率分布を出します（図3）。総じて PNA パターンのお膝下のアメリカの予報は ENSO を最も重視しているようです。

現業長期予報では、この他 Drosdowsky によりオーストラリア気象局のものが紹介されました。ここの予報も基本的には ENSO シグナルに基づくものです。また、イギリス気象局の Ward も海面水温をもとにアフリカの降水量予報実験の結果を報告しました。

全体に予報に関してはやはり海面水温を重視しているということが印象に残りました。

(5) カオスとアンサンブル予報

この研究会の論文募集の項目にはアンサンブル予報に関するものがあったのですが、残念ながら数値予報モデルを使った予報実験に関しては筆者らのものだけでした。その他はローレンツモデ

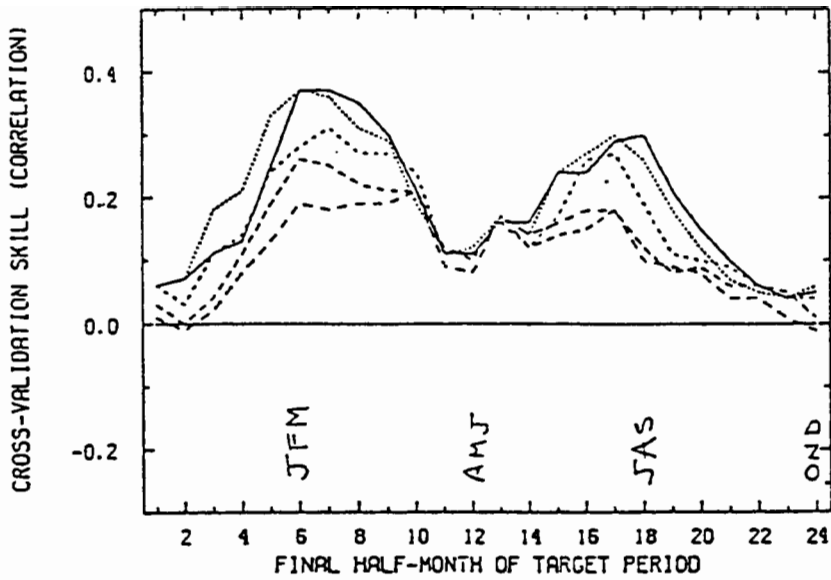


図1 アメリカの気候予報センターで用いられている正準相関解析 (CCA) の季節平均予報の成績の季節変化 (Cross-validation correlation skill)。例えば JFM は (1 月から 3 月の 3 か月平均)。実線はリードタイム 1 か月, 破線は線が短い順にリードタイム 4 か月, 7 か月, 10 か月。冬と夏が成績がよい (但し夏はリードタイムが長いと成績が悪い)。

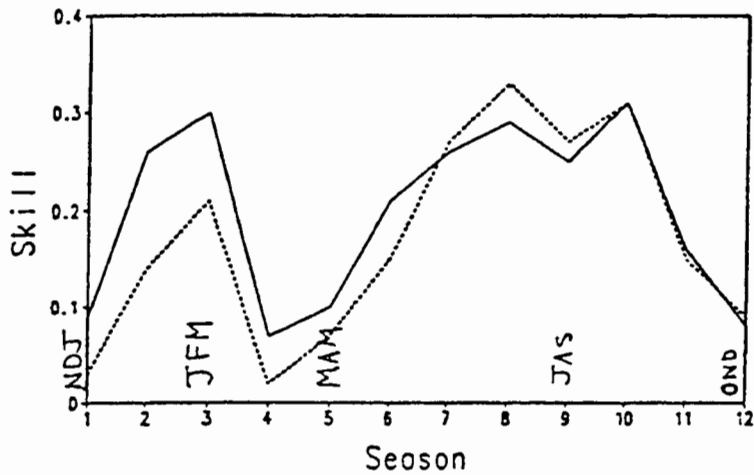


図2 同じく最適気候値予報 (OCN) の予報成績の季節変化 (correlation skill)。実線はリードタイムが 0.5 から 8.5 か月のもの, 破線は同じく 9.5 から 20.5 か月のもの。OCN の成績はその作り方からリードタイムにあまりよらない, また夏の成績がよい。

ルや回転流体の対流のモデルを使った数値実験に関するいくつかの発表がありました（図4）。このテーマに関しては発表者が少ないこともあり、実質上あまり収穫はありませんでかなりがっかりしました。やはり力学屋さんと統計屋さんはあまり仲が良くないのでしょうか？ただ筆者の発表後、アンサンブル予報の提唱者である Leith 博士に声をかけて頂いたことと、参加者のカオスに関する関心はかなり高く会場が満員であったことが心に残りました。

(6) その他の話題

Eckart と Latif が ENSO の予測可能性についての発表を行いました。不規則な強制が働く場合、ENSO の予測可能時間はそんなに長くない、半周期ぐらいしか予測できないのではないかという結論でした。その他 Hurrell と Van Loon の 100 年以上のデータを使った NAO パターンの解析があり見事に北欧の気温の長期的な変動と NAO パターンの変動が対応していることを示しました。

5. 全体的な印象

力学屋の筆者が参加して少し苦勞したのも事実ですが、逆に専門でないだけ刺激があり楽しい 1

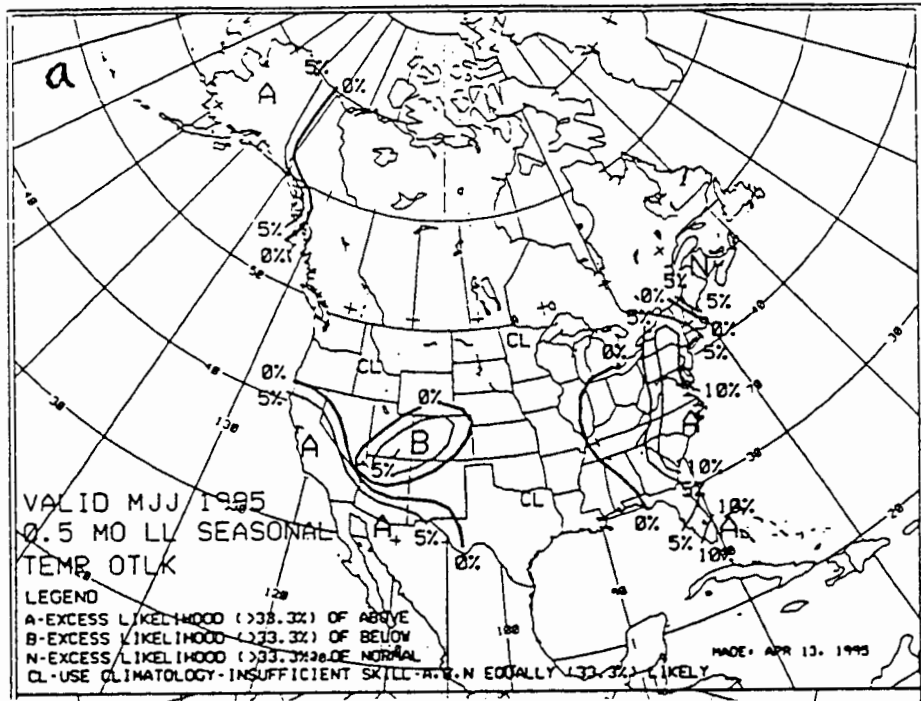


図3 アメリカ気候予報センターの予報の一例、図の中のB (Below) という近くの5%の線に囲まれたところは低くなる確率が気候値予報(33.3%)より5%以上大きい。同様に東海岸のA (Above) という近くの10%の線に囲まれた地域は高くなる確率が、気候値予報(33.3%)より10%以上大きい。なお、アメリカの気温の階級は日本と異なり高い、半年並、低い出現割合が33.3%(1/3)ずつで区切っている。

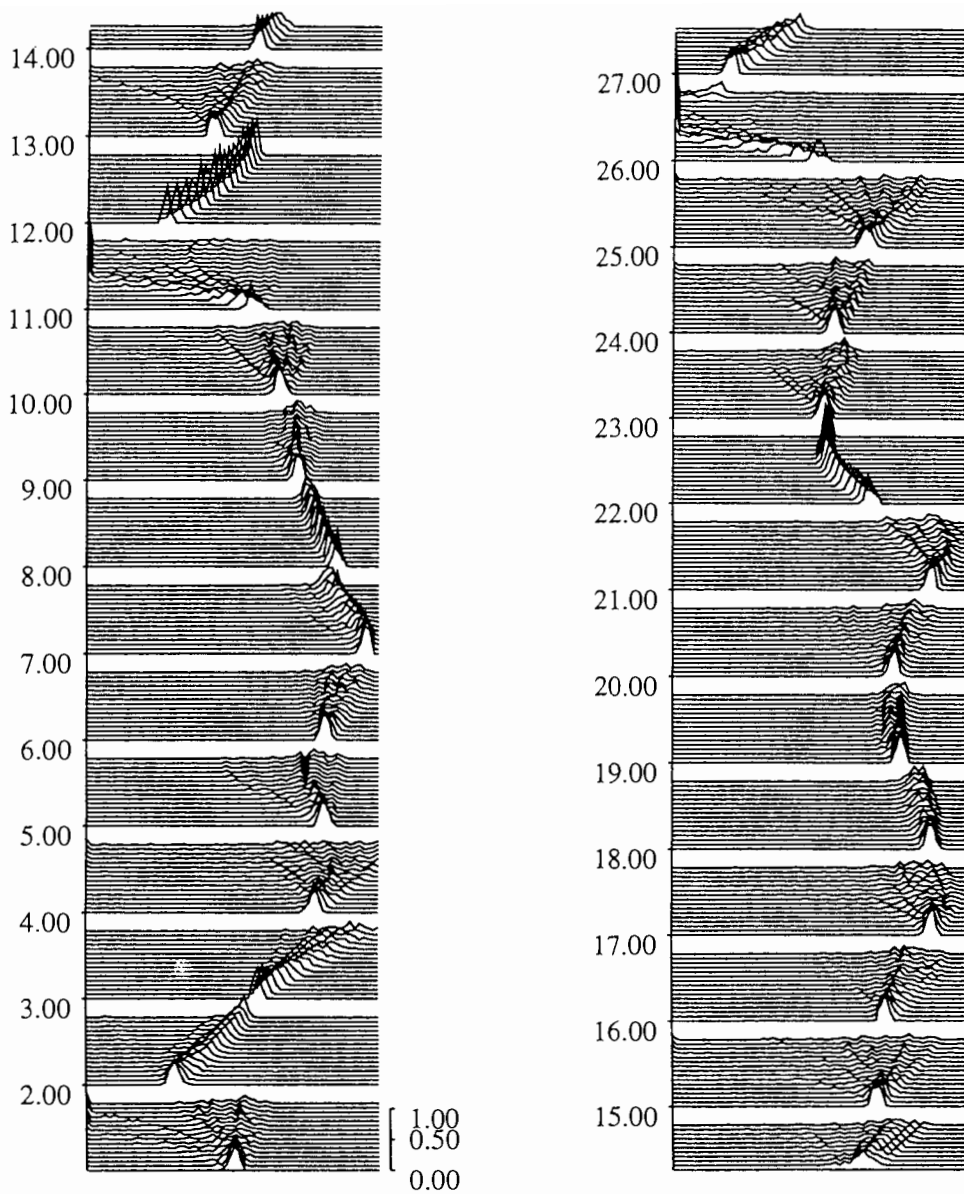


図4 回転流体中の対流モデルのアンサンブル数値予報実験の例 (Smith)。数字は無次元化された時間。1 単位時間ごとにアンサンブル予報を行っている。実況は次の予報開始の初期値。例えば8 単位時間からのアンサンブル予報は非常にうまくいっているが、12 単位時間からアンサンブル予報はうまくいっていない。ケースによりばらつきが大きくなったり、小さくなったりしている。12 単位時間初期値の予報のようによく行かない例もあるが、総じてアンサンブル予報はうまくいっており、予報の広がりの中に正解（実況値）が含まれている。

週間でした。ここでは印象のいくつかを述べてみたいと思います。

まず第一に感じたことは時代が変わりつつあるということです。長期予報などの分野では計算機資源の制約などから未だに統計的な予測に頼らざるを得ない部分がありますが、今回の統計的な予測法の発表は、メカニズムが比較的はっきりしている ENSO 等を利用するものが主で、ほかには少なくとも欧米の研究者からはほとんどありませんでした。複雑でメカニズムが分からないものをやみくもに統計的手法で予測することは困難であるという認識がいきなりつつあるようです。そして予測については次第に数値予報モデル（大循環モデル）を用いて行うことが主流になりつつあるようです。

では統計学が気候にとって重要でないかということそんなことは決してありません。というのは気候は本質的に「確率」的側面を持ちます（Leith 博士曰く「気候はあなたが期待するものであり、天気はあなたが経験するものだ」《Climate is what you expect and weather is what you get.》）。すなわち近年のカオスの流行をいうまでもなく、「気候」を考える上では、非線形性が強く乱流的な大気を念頭におかなければなりません。従って、仮に気候変動のメカニズムが十分明らかになったとしても、現象には本質的に確率論的な部分があります。そしてそうであるならば、気候という現象を記述するには統計学的な取り扱いが不可欠です。従って温暖化のシグナルの検出や、気候の解析には統計的手法がきわめて重要となります。どうも「統計気候学」という言葉はそういう意味のようです（このことを理解するために筆者はユーラシア大陸の東の果ての日本から西の果てのアイランドくんだりまでのこのこ出かけたように思います。）今後は先に紹介した PIP やアンサンブル予報などのように気候のメカニズムをふまえて、それに統計学的手法を組み合わせたようなものが主流になっていくのではないのでしょうか（あまりに手前味噌かな）。

もう一つ感じたことは気候の研究にはメカニズムを明らかにするためにも大循環モデルの発展が重要でありその手の人材を育てる必要があることはいうまでもありません。しかし、それ一辺倒ではいけないのではないかとも思いました。大循環モデルによる数値実験を精力的に行っているマックス＝プランク研究所から統計的な解析を行う若手が出てきているように、日本でも本当に統計学に詳しくかつメカニズムも理解できる人材を育てることも必要ではないでしょうか？

アイランドという国は要するに国中がグリーンだらけのゴルフ場みたいな国でした。ゴールウェイは大西洋に面した人口5万人程度の小さなきれいな町でした。こんな田舎の町なのにダイハツの車からシャープの電卓、はては「写ルンです」まで日本製品だらけなのには驚きました。どうりで円が高いはずです。久しぶりに仕事にも追いまくられず、また天候に恵まれたこともあり（日本に帰って天気図を見るとブロック高気圧の真中にいたようです）快適な1週間でした。食事がおいしくなかったのと筆者の下手な英語がなかなか通じないのには閉口しましたが・・・。仕事が忙しい中1週間以上海外に出して下さった課長、仕事の鬼の補佐官等、長期予報課の皆様へ感謝します。また機会を提供して下さった青木予報官、資金援助を頂いた科学技術庁にも感謝します。